



HAL
open science

Quadriennial report 2003-2006

Michel Menvielle, Daniel Schertzer, Ioulia Tchiguirinskaia

► **To cite this version:**

Michel Menvielle, Daniel Schertzer, Ioulia Tchiguirinskaia. Quadriennial report 2003-2006. Comité national français de géodésie et géophysique. 2007. hal-04784460

HAL Id: hal-04784460

<https://hal.science/hal-04784460v1>

Submitted on 19 Nov 2024

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET GÉOPHYSIQUE



Rapport Quadriennal 2003-2006

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



Perugia (Italie) 2-13 juillet 2007
Publié avec le concours de l'Académie des Sciences de Paris

CNFGG
Rapport Quadriennal 2003-2006

Édité par Daniel Schertzer & Ioulia Tchiguirinskaia

CEREVE, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées
6-8 Avenue Blaise Pascal, Cité Descartes, 77455 Marne-la-Vallée Cedex 2

Disque compact réalisé par Eric Backelandt & Michel Buffet

CNRM/PAD, Météo-France
2, av. Rapp, 75340 Paris Cedex 07

Juin 2007

Sommaire

PREAMBULE.....	ix
-----------------------	-----------

COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET GÉOPHYSIQUE	xiii
--	-------------

1. GÉODÉSIE.....	XIV
2. SISMOLOGIE ET PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE	XIX
3. VOLCANOLOGIE ET CHIMIE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE	XV
4. GÉOMAGNÉTISME ET AÉRONOMIE.....	XVI
5. MÉTÉOROLOGIE ET PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE	XVII
6. SCIENCES HYDROLOGIQUES.....	XVII
7. SCIENCES PHYSIQUES DE L'OCÉAN.....	XVIII

STATUTS DU COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET GÉOPHYSIQUE.....	XIX
--	------------

ARTICLE 1 - MISSION	XIX
ARTICLE 2 - SIÈGE SOCIAL	XX
ARTICLE 3 - MEMBRES	XX
ARTICLE 4 - SECTIONS.....	XXI
ARTICLE 5 - (DISPONIBLE)	XXI
ARTICLE 6 - ASSEMBLÉE GÉNÉRALE.....	XXI
ARTICLE 7 - CONSEIL.....	XXII
ARTICLE 8 - BUREAU	XXII
ARTICLE 9 - DIVERS	XXIV

HISTORIQUE DU COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET GÉOPHYSIQUE.....	XXV
---	------------

1. GÉODÉSIE.....	1
-------------------------	----------

GEODETIC REFERENCE FRAMES IN FRANCE: HIGHLIGHTS 2004-2007, C. BOUCHER, Z. ALTAMIMI, X. COLLILIEUX, F. DUQUENNE, B. GARAYT & J. LEGRAND	3
---	----------

I. INTRODUCTION	4
II. OVERVIEW.....	4
III. GEODETIC REFERENCE FRAMES; THE IGN/SGN ACTIVITIES	7
III.1 The GPS network RBF.....	8
III.2 The GPS permanent Network RGP	9

Sommaire

<i>III.3 Scientific levelling</i>	11
<i>III.4 Maintenance of NGF (French levelling network)</i>	13
<i>III.5 Contribution to international networks</i>	14
IV. ITRF2005.....	15
<i>IV.1 ITRF2005 Input Data</i>	16
<i>IV.2 ITRF2005 computation strategy</i>	18
<i>IV.3 ITRF2005 main results</i>	20
V. REFERENCES.....	22
MODELISATION DU CHAMP DE GRAVITE GLOBAL DE LA TERRE ET DE SES VARIATIONS TEMPORELLES, NOUVELLES MISSIONS SATELLITAIRES DE GRAVIMETRIE, APPLICATIONS, R. BIANCALE AND P. EXERTIER.....	
I. LA DÉCENNIE DE LA GRAVIMÉTRIE SPATIALE	26
II. LES MISSIONS DE GRAVIMÉTRIE SPATIALE.....	26
III. LA MODÉLISATION	29
IV. LES MODÈLES DÉCADAIRES DE GÉOÏDE	30
V. LAGEOS	32
VI. RÉFÉRENCES	33
DORIS APPLICATIONS FOR EARTH AND ATMOSPHERIC SCIENCES, P. WILLIS, L. SOUDARIN, C. JAYLES, L. ROLLAND	
I. INTRODUCTION	36
II. THE INTERNATIONAL DORIS SERVICE (IDS)	39
III. RECENT IMPROVEMENT IN DORIS DATA ANALYSIS	40
<i>III.1 Increase in DORIS data availability</i>	40
<i>III.2 Availability of improved GRACE-derived gravity field models</i>	44
<i>III.3 Better handling of problems related to the South Atlantic Anomaly</i>	45
<i>III.4 Antenna correction models</i>	45
<i>III.5 Improvement data analysis during geomagnetic storms</i>	46
<i>III.6 DORIS for precise orbit determination</i>	48
IV. DORIS FOR REAL-TIME ORBIT DETERMINATION	50
V. DORIS AND THE MAINTENANCE OF THE TERRESTRIAL REFERENCE FRAME	52
VI. GEOPHYSICAL APPLICATIONS OF THE DORIS SYSTEM	55
VII. IONOSPHERIC SOUNDING USING DORIS DATA	57
VIII. TROPOSPHERIC SOUNDING USING DORIS DATA	57
IX. CONCLUSIONS	57
X. DORIS BIBLIOGRAPHY (2003-2007).....	58
FRENCH ACTIVITIES IN GROUND GRAVIMETRY DURING THE PERIOD 2003~2006, M.AMALVICT, R. BAYER, S. BONVALOT, N. DEBEGLIA, M. DIAMENT, F. DUQUENNE, H. DUQUENNE, G. GABALDA, J. HINDERER, M.F. LALANCETTE, N. LEMOIGNE, B. LUCK, G. MARTELET, D. REMY, M. SARRAILH & G. WOPPELMANN	
	65

Sommaire

I. MEASURE, REPRESENTATION AND MODELING OF THE GRAVITY FIELD	67
II. LOCAL STUDIES	70
II.1 The static field	70
II.2 The marine geoid.....	72
II.3 Time dependant gravity.....	72
III. IMPROVEMENT OF THE NATIONAL GRAVITY NETWORK AND COVERAGE.....	73
III.1 The integrated geodetic and gravimetric network.....	73
III.2 Quality control of the French gravity map and network.....	75
III.3 Quality control of geoid models.....	77
IV. ABSOLUTE GRAVITY (AG) ACTIVITIES	77
IV.1 Introduction.....	77
IV.2 The new portable A10 absolute meter	78
IV.3 Home sites and secondary sites.....	80
IV.4 Intercomparisons.....	81
IV.5 Dedicated campaigns of measurements	83
IV.6 Hydrology.....	87
V. ACKNOWLEDGMENTS.....	89
VI. REFERENCES	89
 TIME-VARYING GRAVITY WITH SUPERCONDUCTING GRAVIMETERS, J. HINDERER, J.-P. BOY, S. ROSAT, Y. ROGISTER, M. AMALVICT, P. GEGOUT & C. DE LINAGE	
97	
I. INTRODUCTION	98
II. NORMAL MODES.....	99
III. ATMOSPHERIC AND HYDROLOGIC EFFECTS.....	101
IV. EARTH AND OCEAN TIDES	102
V. NON-TIDAL OCEAN EFFECTS.....	105
VI. EARTH ROTATION.....	105
VII. TECTONICS	106
VIII. GROUND/ORBIT VALIDATION	107
IX. CONCLUSION.....	109
X. REFERENCES.....	109
 2. SISMOLOGIE ET PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE	
115	
 IONOSPHERIC SEISMOLOGY, P. LOGNONNÉ, G. OCCHIPINTI, A. KHERANI, P.E. GODET, J. ARTRU, R. GARCIA, T. FARGES, H. HÉBERT, V. BAZIN, F. CRESPON, G. MOREAUX, J. HELBERT & E. JEANSOU.....	
117	
I. INTRODUCTION	118
II. THEORETICAL AND HISTORICAL BACKGROUND.....	120
III. TOWARD REMOTE SENSING SEISMOLOGY?	121
IV. IONOSPHERIC TSUNAMIS WARNING	123

V. EXPORTING REMOTE SENSING SEISMOLOGY ON VENUS?.....	125
VI. CONCLUSION.....	126
VII. REFERENCES.....	126
PLAQUES PLONGEANTES ET PANACHES DANS LE MANTEAU INFERIEUR, E. STUTZMANN, J.BESSE, A. DAVAILLE & Y. REN.....	129
I. INTRODUCTION.....	132
II. LA CONVECTION MANTELLIQUE.....	135
III. LES PLAQUES PLONGEANTES SOUS LES AMERIQUES.....	138
<i>III.1 Les données</i>	138
<i>III.2 La Tomographie</i>	138
<i>III.3 Identification des plaques dans le modèle tomographique.</i>	139
IV. LES PANACHES MANTELLIQUES.....	142
<i>IV.1. les observations de surface</i>	145
<i>IV.2 Cinématique des plaques et des continents</i>	146
<i>IV.3 Les modèles tomographiques</i>	147
<i>IV.4 Modélisation de la convection</i>	149
<i>IV.5 Convection du manteau dans la boîte-Indo-Atlantique</i>	149
V. CONCLUSIONS.....	150
VI. BIBLIOGRAPHIE.....	152
SEISMIC IMAGING USING AMBIENT NOISE, L. STEHLY, F. BRENGUIER, P. ROUX, M. CAMPILLO & Y. COLIN DE VERDIERE.....	155
I. INTRODUCTION.....	157
II. BACKGROUND AND THEORETICAL APPROACH.....	158
III. SEISMIC NOISE ORIGIN IN THE 5-20 SECONDS PERIOD BAND.....	161
<i>III.1 Using asymmetry of cross-correlation to study the origin of the seismic noise</i>	164
<i>III.2 Data processing and results</i>	166
<i>III.3 Comparison of the origin of the 10-20 s noise map with ocean wave height map</i>	167
IV. TRAVEL TIME MEASUREMENTS FROM NOISE CORRELATION:.....	168
STABILITY AND DETECTION OF INSTRUMENTAL ERRORS USING THE PRINCIPLE OF TIME SYMMETRY.....	168
<i>IV.1 Data and measurements</i>	169
<i>IV.2 Stability of the travel time measurements between 1999 and 2005</i>	170
<i>IV.3 Evidence of instrumental errors between 1992 and 1996</i>	173
<i>IV.4 Correction of the instrumental errors</i>	173
V. APPLICATION TO IMAGING.....	175
<i>V.1 Surface wave tomography of Europe</i>	177
<i>V.2 3-D S-wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano</i>	178
VI. P-WAVES EXTRACTION FROM SEISMIC NOISE CROSS-CORRELATION.....	179
VII. REFERENCES.....	181

3. VOLCANOLOGIE ET CHIMIE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE	183
4. GÉOMAGNÉTISME ET AÉRONOMIE	185
NEW PERSPECTIVES ON MARS' CRUSTAL MAGNETIC FIELD, B. LANGLAIS & Y. QUESNEL ...	187
I. INTRODUCTION	188
II. A GLOBAL MAP THE MARTIAN MAGNETIC FIELD	190
III. LOCAL STUDIES	193
<i>III.1 Semi-inverse approach.....</i>	<i>194</i>
<i>III.2 Equivalent Sources.....</i>	<i>196</i>
IV. IMPLICATIONS FOR EARLY MARS.....	198
<i>IV.1 Polar wander.....</i>	<i>198</i>
<i>IV.2 Magnetic mineralogy and geological processes.....</i>	<i>200</i>
V. CONCLUSIONS – THE CASE FOR LOWER ALTITUDE MEASUREMENTS.....	201
VI. ACKNOWLEDGEMENTS	203
VIII. REFERENCES.....	203
DAYSIDE MAGNETIC RECONNECTION: PROPERTIES AND IMPACT ON THE MAGNETOSPHERE-IONOSPHERE SYSTEM, A. MARCHAUDON, J.-C. CERISIER, J.-M. BOSQUED, Y.V. BOGDANOVA & C. J. OWEN.....	209
I. INTRODUCTION	212
II. INSTRUMENTATION.....	215
III. MAGNETOPAUSE RECONNECTION	216
<i>III.1 IMF Clock-Angle And Solar Wind Pressure Effects On Magnetopause Reconnection.....</i>	<i>217</i>
<i>III.2 Formation of the stagnant exterior cusp during northward IMF.....</i>	<i>219</i>
IV. MAGNETOSPHERE-IONOSPHERE COUPLING DURING RECONNECTION EVENTS.....	222
<i>IV.1 Efficiency And Time Scales</i>	<i>224</i>
<i>IV.2 Spatio-Temporal Dynamics.....</i>	<i>225</i>
V. ELECTRODYNAMICS OF RECONNECTED FLUX TUBES	226
<i>V.1 Field-Aligned Currents Distribution</i>	<i>227</i>
<i>V.2 Ionospheric Current Closure.....</i>	<i>228</i>
VI. SUMMARY AND CONCLUSION.....	229
VII. REFERENCES.....	230
5. MÉTÉOROLOGIE ET PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE	239
6. SCIENCES HYDROLOGIQUES	241
TELEDETECTION ET ETATS DE SURFACE, C. OTTLE, S. LEHEGARAT & M. ZRIBI	243
I. INTRODUCTION	243
II. OBSERVATIONS UTILES POUR L'HYDROLOGIE.....	245

Sommaire

<i>II.1 Occupation Des Sols / Végétation</i>	245
<i>II.2 Contenu En Eau Des Sols</i>	247
<i>II.3 Rugosité De Surface</i>	250
<i>II.4 Zones Inondées Ou Enneigées</i>	252
III. CONCLUSIONS	252
IV. BIBLIOGRAPHIE	253
VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE ET IMPACTS SUR LES RESSOURCES EN EAU DE GRANDS BASINS HYDROGRAPHIQUES EN ZONE SOUDANO-SAHELIENNE, S. ARDOIN- BARDIN	
	255
I. INTRODUCTION	257
II. SITUATION ET DONNEES	259
<i>II.1 Description De La Zone D'étude</i>	259
<i>I.2 Données Utilisées</i>	259
III. MANIFESTATION DE LA VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE	260
<i>III.1 Analyse Climatique Diagnostique</i>	261
<i>III.2 Approches Statistiques et Analyses des Séries Pluviométriques et Hydrologiques</i>	263
IV. EVOLUTION DES RESSOURCES EN EAU POUR LE 21 ^E SIECLE	266
<i>IV.1 Modélisation Hydrologique</i>	266
<i>IV.2 GCM Et Scenarii Climatiques</i>	269
<i>IV.3 Impacts Du Changement Climatique Sur Les Ressources En Eau</i>	272
V. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	275
<i>V.1 Rappels Des Objectifs Et Des Etapes</i>	275
<i>V.2 Synthèses Des Résultats</i>	275
<i>V.3 Perspectives</i>	277
VI. REFERENCES	307
CONTRIBUTION OF SPATIAL ALTIMETRY TO HYDROLOGY THE CASH PROJECT, F. SEYLER, A. CAZENAVE, F. HUYNH, F. MERCIER, L. TOCQUEVILLE, S.CALMANT, M.-P. BONNET, G. COCHONNEAU, M.-C. GENNERO & M.MANGEAS	
	281
I. INTRODUCTION	282
II. OBJECTIFS	283
III. RESULTATS	283
IV. DISCUSSION	287
V. CONCLUSION	288
VI. REMERCIEMENTS	288
I. INTRODUCTION	289
II. OBJECTIVE	291
III. RESULTS	292
<i>III.1 Hydrological Database at LEGOS</i>	292
<i>III.2 Data Processing For Continental Water Bodies</i>	294

Sommaire

<i>III.3 Integration Of Altimetric Data In Hydrodynamical Models</i>	298
<i>III.4 Estimation Of The Water Volume Stored In River And Inundation Plain</i>	301
<i>III.5 Some Tools For Spatial Hydrology</i>	302
IV. DISCUSSION	303
V. CONCLUSION	305
VI. ACKNOWLEDGEMENTS	307
VII. REFERENCES	307
TELEDETECTION RADAR DES PRECIPITATIONS INTENSES EN REGION MEDITERRANEENNE, G. DELRIEU	311
I. INTRODUCTION	312
II. PHYSIQUE DE LA MESURE DES PRECIPITATIONS PAR RADAR METEOROLOGIQUE	312
III. « VISIBILITE HYDROLOGIQUE » DU RESEAU ARAMIS EN MEDITERRANEE	316
IV. TRAITEMENTS REGIONALISES ET ADAPTATIFS DES DONNEES RADAR POUR L'HYDROLOGIE	317
V. QUALITE DES ESTIMATIONS DE PLUIE PAR RADAR	323
VI. CONCLUSIONS ET OUVERTURES	325
VII. REMERCIEMENTS	326
VIII. REFERENCES	326
HYDROLOGIE ET TELEDETECTION : ALTIMETRIE, GEODESIE ET GRAVIMETRIE APPLIQUEES A L'HYDROLOGIE, P. KOSUTH	329
I. LES ENJEUX DE LA TELEDETECTION SPATIALE APPLIQUEE A L'HYDROLOGIE	330
II. ALTIMETRIE ET MESURE DE NIVEAU DES EAUX CONTINENTALES	337
<i>II.1 Le Principe de l'Altimétrie Satellitaire Radar</i>	338
<i>II.2 Application à la Mesure de Niveau des Eaux Continentales</i>	340
III. GRAVIMETRIE ET MESURE DES VARIATIONS TEMPORELLES DES STOCKS D'EAU CONTINENTALE	347
IV. CONCLUSION : LES PROGRES TECHNOLOGIQUES ATTENDUS EN TELEDETECTION APPLIQUEE A L'HYDROLOGIE	349
V. REFERENCES	350
7. SCIENCES PHYSIQUES DE L'OCÉAN	353
RECENT OBSERVED VARIABILITY IN THE NORTH ATLANTIC SUBPOLAR GYRE CIRCULATION, G. REVERDIN, P. LHERMINIER, V. THIERRY & H. MERCIER	355
I. INTRODUCTION	355
II. SHIPS OF OPPORTUNITY	357
III. OVIDE REPEATED HYDROGRAPHY	360
IV. SUBPOLAR MODE WATERS	362
V. CONCLUSIONS	363

Sommaire

VI. ACKNOWLEDGEMENTS.....	364
VII. REFERENCES.....	364
THE DYNAMICS OF VORTEX PAIRS NEAR A TIME-VARYING UPWELLING, X. CARTON & X.PERROT.....	367
I. INTRODUCTION.....	367
II. OCEANIC RESPONSE TO A TIME VARYING WIND.....	368
III. MOTION OF A POINT VORTEX PAIR IN A TIME-VARYING BETA EFFECT.....	370
IV. CONCLUSIONS.....	372
V. REFERENCES.....	373

Préambule

L'Union Géodésique et Géophysique Internationale rassemble 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. L'activité scientifique des géodésiens et géophysiciens rassemblés au sein de l'UGGI est essentiellement orientée vers l'étude scientifique de la Terre et ses applications aux besoins de notre société contemporaine, afin de mieux comprendre notre planète, en prévoir l'évolution et la protéger. Membre du Conseil International des Unions Scientifiques (CIUS), l'UGGI 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.

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

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

Ces objectifs sont ambitieux, et tous ceux qui se sont un jour impliqués dans la vie des Associations – ou dans celle de l'Union – mesurent l'ampleur du défi qu'ils représentent. Ils nécessitent en particulier que nous réussissions à organiser des Assemblées de très haut niveau scientifique qui soient

attractives et ouvertes à tous, et notamment à nos collègues des pays en voie de développement.

En 2007, l'Assemblée générale de l'Union géodésique et géophysique internationale (UGGI) se tient à Perugia, en Italie. Les Assemblées générales de l'UGGI sont des événements scientifiques d'un excellent niveau qui, malgré la multiplication des manifestations scientifiques internationales, attirent un vaste public. Elles revêtent aussi une dimension administrative importante : toutes les instances de l'Union et des Associations qui la composent sont en effet renouvelées lors de chacune de ses Assemblées générales, dont la tenue régulière rythme ainsi la vie de l'Union et de ses Associations.

L'UGGI et les Associations qui la composent sont dirigés par une assemblée de Comités nationaux, qui sont eux mêmes composés de la réunion de sept Comités nationaux spécialisés dirigeant les associations internationales correspondantes. Le Comité National Français de Géodésie et Géophysique (CNFGG) y représente la France, directement en ce qui concerne l'Union et via ses sept sections en ce qui concerne les Associations. A l'occasion de chaque Assemblée générale, le CNFGG – en sa qualité de Correspondant national français – doit publier et diffuser un Rapport quadriennal, qui a pour mission de présenter à l'ensemble de l'UGGI l'activité des géodésiens et géophysiciens qu'il représente.

Nous avons voulu que notre Rapport quadriennal s'inscrive dans la démarche scientifique de l'Union, en contribuant à la diffusion de résultats récents et remarquables. Nous avons donc choisi qu'il rassemble des articles scientifiques qui dressent un panorama de la recherche et des réalisations françaises dans les domaines de la géodésie et de la géophysique, durant les quatre dernières années. L'objectif est de jeter des coups de projecteur sur des

Préambule

domaines où les équipes françaises ont obtenu des résultats importants, en les replaçant dans leur contexte international. Les articles ainsi publiés sont regroupés selon les thématiques des sept associations internationales spécialisées qui composent l'Union.

La contrepartie de notre choix est l'effort demandé à ceux qui acceptent de contribuer, aux bureaux de section qui ont supervisé la rédaction des articles, à Daniel Schertzer et Ioulia Tchiguirinskaia qui ont assuré l'édition du Rapport, et à Eric Backelandt et Michel Buffet qui ont réalisé le disque compact. Que chacun d'entre eux trouve ici l'expression des mes remerciements les plus chaleureux.

Michel Menvielle
Président du CNFGG

COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET GÉOPHYSIQUE

PRÉSIDENTS, SECRÉTAIRES GÉNÉRAUX ET TRÉSORIERES DU CNFGG

D'une façon générale, les membres des Bureaux entrent en fonction en janvier ou février, dès que l'Assemblée générale a approuvé leur nomination. L'astérisque portée après la date de 1923 signifie que nous n'avons pas pu consulter de documents plus anciens que cette date. Jusqu'à l'Assemblée générale de l'UGGI de Grenoble (1975), les sections étaient présentées dans l'ordre suivant : 1. Géodésie ; 2. Sismologie ; 3. Météorologie ; 4. Géomagnétisme / Aéronomie ; 5. Océanographie physique ; 6. Volcanologie ; 7. Hydrologie.

Présidents

A. Lacroix	1920-1945
G ^{al} G. Perrier	1946
Ch. Maurain	1946-1950
R.P. Lejay	1951-1956
P. Tardi	1957-1961
J. Coulomb	1962-1964
A. Gougenheim	1965-1969
G. Laclavère	1970-1977
J. Goguel	1978-1981
M. Eyriès	1982-1985
M ^{me} M.L. Chanin	1986-1989
G. Grau	1990-1993
F. Barlier	1994-1997
P. Hubert	1998-1999
J.L. Cheminée	1999-2003
M. Menvielle	2004-

Secrétaires généraux

G ^{al} Ferrié	1920-1926
G ^{al} G. Perrier	1926-1945
P. Tardi	1946-1952
A. Gougenheim	1953-1961
L. Cahierre	1962-1969
A. Couzy	1970-1977
J. de Beauregard	1978-1989
M ^{me} S. Perraut	1990-1997
J.P. Barriot	1998-2006

Trésoriers

L. Cahierre	1962-1969
R. Schlich	1970-

PRÉSIDENTS ET SECRÉTAIRES DES SECTIONS DU CNFGG

1. GÉODÉSIE

De 1952 à 1965, la section a été subdivisée en deux sous-sections, respectivement de triangulation (1a), et de gravimétrie (1b).

Présidents		Secrétaires	
E. Fichot	1923*-1932	G ^{al} G. Perrier	1923*-1933
G ^{al} G. Perrier	1934-1946	P. Tardi	1934-1946
N...	1947-1950	G. Laclavère	1947-1950
P. Jacquinet	1951-1960(1a)	G. Laclavère	1951-1953(1a)
R.P. P. Lejay	1951-1958(1b)	G. Bonifacj	1954-1963(1a)
A. Brunel	1961-1965(1a)	H.M. Dufour	1964-1965(1a)
J. Goguel	1959-1965(1b)	M ^{elle} S. Coron	1951-1965(1b)
P. Tardi	1966-1968	H.M. Dufour	1966-1974
J.J. Levallois	1969-1974	J. Rechenmann	1975-1984
H.M. Dufour	1975-1984	C. Boucher	1985-1991
F. Barlier	1985-1989	H. Duquenne	1992-1996
A. Comolet-Tirman	1990-1992	J.P. Barriot	1997-2001
M ^{me} M. Feissel	1993-1996	N. Florsch	2002-2003
C. Boucher	1997-2003	G. Woppelmann	2004-2006
N. Florsch	2004-2006	S. Durand	2007-
R. Biancale	2007-		

2. SISMOLOGIE ET PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

Avant l'Assemblée générale de l'UGGI de Bruxelles (1951), la section portait le nom de section de sismologie (ou séismologie). À partir de 1932 et jusqu'en 1948, les sections de sismologie et de volcanologie ont été réunies sous la présidence d'A.Lacroix.

Présidents

G. Bigourdan	1923*-1932
A. Lacroix	1932-1948
M ^{me} Y. Labrouste	1949-1960
L. Migaux	1961-1965
J.P. Rothé	1966-1972
P. Bernard	1973-1980
P. Mechler	1981-1984
M. Cara	1985-1988
G. Perrier	1989-1992
M ^{me} A. Deschamps	1993-1996
P. Richet	1997-2004
T. Monfret	2005-

Secrétaires

E. Rothé	1923*-1942
H. Labrouste	1943-1944
J.P. Rothé	1945-1965
M ^{me} N. Jobert	1966-1968
M. Choudhury	1969-1972
J. Aubrat	1973-1980
B. Massinon	1981-1984
C. Weber	1985-1986
J.C. Ruegg	1987-1988
J.P. Montagner	1989-1990
M ^{me} H. Lyon-Caen	1991-1994
D. Andrault	1995-1997
M ^{me} N. Bethoux	1998-2001
E. Clévéde	2002-2004
M ^{me} M. Laigle- Marchand	2005-

3. VOLCANOLOGIE ET CHIMIE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

Section de volcanologie (ou vulcanologie) jusqu'à l'Assemblée générale de l'UGGI de Moscou (1971).

Présidents

A. Lacroix	1923*- 1948
A. Michel-Lévy	1949-1955
L. Glangeaud	1956-1960
B. Gèze	1961-1966
P. Bordet	1967-1972
J. Goguel	1973-1977
P. Vincent	1978-1982

Secrétaires

L. Gentil	1923*-1927?
A. Michel-Lévy	1927-1947
B. Gèze	1948-1953
P. Bordet	1954-1966
J.L. Cheminée	1967-1972
M. Girod et J. Varet	1973-1977
M ^{me} N. Vatin-	

M. Treuil	1983-1988	Pérignon	1978-1982
J. Dubois	1989-1994	J. Hernandez	1983-1988
J.L. Cheminée	1995-1997	J.L. Cheminée	1989-1994
J.F. Lénat	1998-2001	M ^{me} N. Métrich	1995-1997
P. Allard	2002-	G. Boudon	1998-2001
		P. Briole	2002-

4. GÉOMAGNÉTISME ET AÉRONOMIE

D'abord section de magnétisme et électricité atmosphérique, s'appela ensuite section de magnétisme et électricité terrestres jusqu'à l'Assemblée générale de l'UGGI de Rome (1954).

Présidents		Secrétaires	
D. Berthelot	1923*-1927	É. Mathias	1923-1936
G ^{al} Ferrié	1928-1932	M.L. Éblé	1937-1943
Ch. Maurain	1933-1946	É. Thellier	1944-1954
J. Coulomb	1947-1955	M ^{me} A. Vassy	1955-1960
É. Thellier	1956-1960	A. Lebeau	1961-1963
L. Cagniard	1961-1966	G. Weill	1964-1965
É. Vassy	1967-1968	A. Haubert	1966
É. Selzer	1969-1973	J.L. Bureau	1967-1969
M. Petit	1974-1979	M ^{me} J. Christophe-	
M ^{me} M.L. Chanin	1980-1985	Glaume	1969
M. Blanc	1986-1988	J. Meunier	1970-1972
M. Menvielle	1989-1995	J.J. Berthelie	1973-1974
A. Hauchecorne	1996-2001	M ^{elle} F. Rimbart	1975
M ^{me} M. Mandéa	2002-2006	J. Barat	1976-1978
B. Langlais	2007-	M ^{me} M.L. Chanin	1978-1979
		J. Lavergnat	1980-1982
		M. Blanc	1983-1985
		G. Clerc	1986-1988
		M ^{me} A. Berthelie	1989-1995
		F. Bertin	1996-2001

M. Bitterly	2002-2002
J. Dymont	2003-2006
E. Thebault	2007-

5. MÉTÉOROLOGIE ET PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE

Section de météorologie jusqu'à l'Assemblée générale de l'UGGI de Toronto (1957).

Présidents		Secrétaires	
H. Deslandres	1923*-1932	A. Baldit	1923*-1929
N...	1933-1937	G ^{al} Delcambre	1930
Ch. Maurain	1938-1946	L. Gain	1930-1938
A. Viaut	1947-1960	J. Sanson	1939-1946
J. Roulleau	1961-1963	R. Arléry	1947-1968
P. Queney	1964-1967	J. Pradel	1969-1970
J. Bricard	1968-1972	J. Blanchet	1971-1972
J. Bessemoulin	1973-1976	P.Y. Turpin	1973-1976
G. Soulage	1977-1980	M ^{me} D. Cruette	1977-1983
A. Villevieille	1981-1990	M ^{elle} H.L. Pham	1984-1991
P. de Félice	1991-1994	P. Aïmedieu	1992-1996
J.L. Fellous	1995-2001	S. Janicot	1997-2001
J.P. Issartel	2002-	A. Jejcic	2002-

6. SCIENCES HYDROLOGIQUES

Appelée section d'hydrologie scientifique à sa création en 1923, la section a pris son nom actuel à l'Assemblée de Moscou (1971).

Présidents		Secrétaires	
A. Rateau	1923-1929	A. Genthial	1923-1929
E.A. Martel	1930-1938	J. Aubert	1930
F. Diénert	1939-1948	A. Guillerd	1931-1937
A. Coutagne	1948-1951	A. Vibert	1938-1945

J. Aubert	1952-1960	A. Le Strat	1946-1951
A. Vibert	1961-1965	L. Serra	1952-1971
M. Gosselin	1966-1968	M. Roche	1972-1980
H. Schoeller	1969-1971	J. Sircoulon	1981-2001
L. Serra	1972-1976	P. Le Goulven	2002-2005
G. Castany	1977-1980	M. Lointier	2006-
M. Roche	1981-1989		
P. Hubert	1990-1997		
J.C. Olivry	1998-2005		
P. Givone	2006-		

7. SCIENCES PHYSIQUES DE L'OCÉAN

Section d'océanographie physique jusqu'à l'Assemblée générale de Zurich (1967).

Présidents		Secrétaires	
M. Rollet de l'Isle	1923*-1929	A. Berget	1923*-1925
E. Fichot	1930-1939	C. Vallaux	1926-1934
D. Cot	1939-1945 (par intérim)	D. Cot	1934-1935
D. Cot	1945-1959	L. Péliissier	1936-1950
J. Rouch	1960-1963	A. Gougenheim	1951-1953
A. Gougenheim	1964-1970	G. Châtel	1954-1955
H. Lacombe	1971-1976	H. Lacombe	1956-1963
M. Eyriès	1977-1980	G. Peluchon	1964-1965
J. Bourgoïn	1981-1984	J. Bourgoïn	1966-1980
B. Saint-Guily	1985-1988	F. Madelain	1981-1986
M. Crépon	1989-2005	F. Gérard	1987-1989
A. Colin de Verdière	2006	B. Schrumf	1990-1995
		L. Mortier	1996-2005
		M ^{me} M-N. Houssais	2006-

Mise à jour le 13 mars 2007

STATUTS DU COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET GÉOPHYSIQUE

(2 février 1984)

Article 1 - MISSION

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

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

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

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

Article 2 - SIÈGE 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 l'Assemblée générale les ayant adoptés.

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 (Art. 8) 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 intérimaire 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.

Statuts adoptés le 2 février 1984, amendés en 1985, 1986 et 1992

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 président du CNFGG, que fut confiée en 1952 la présidence du Comité de l'AGI, le secrétaire général en étant J. Coulomb, alors

président de la section de magnétisme. Un Comité central des expéditions scientifiques présidé par le P. Lejay fut constitué dans le cadre du CNRS de façon à préparer la participation française, un sous-comité antarctique étant confié à G. Laclavère. J. Coulomb, G. Laclavère et P. Tardi firent partie du Comité spécial de l'AGI (CSAGI) que le Conseil international des Unions scientifiques créa pour organiser cette vaste entreprise à laquelle participèrent au total soixante-sept pays. Le souci de participer à des programmes internationaux se manifeste encore en 1958 par la création par le CNFGG de l'Association française de séismologie 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

Géodésie

Geodetic Reference Frames In France: Highlights 2004-2007

C. BOUCHER¹, Z. ALTAMIMI², X. COLLILIEUX², F. DUQUENNE³,

B. GARAYT² & J. LEGRAND²

¹ *Conseil général des ponts et chaussées, tour Pascal B, 92055 La Défense, France*

² *Laboratoire de Recherche en Géodésie, Institut Géographique National, ENSG,
6-8 Avenue Blaise Pascal, 77455 Champs-sur-Marne, France*

³ *Institut Géographique National, 2 avenue Pasteur, 94165 Saint-Mandé, France*

claude.boucher@recherche.gouv.fr

Abstract Several French institutions take part in research or service activities in the domain of geodetic reference frames. The “Service de géodésie et nivellement” (Geodesy and Levelling Department, SGN) of the Institut Géographique National (IGN) is in charge of the realization and maintenance of the national geodetic and height references in France. In order to increase data accuracy and availability, the SGN is improving its geodetic networks, especially by densifying the permanent GPS network, which has doubled in number since four years, and by maintaining the levelling network using a combination of precise levelling and GPS techniques. Furthermore the SGN is involved in working-out global networks (DORIS, IGS, ITRF). The ITRF product center, also hosted by IGN, is in charge of the primary realization of the ITRS on behalf of the international community. The last one, ITRF2005, is so presented.

Key words *geodetic reference frame, geodetic network, ITRF2005, France*

Repères de Référence Géodésiques en France

Résumé Divers organismes français participent à des activités de recherche ou de service dans le domaine des repères de référence géodésiques. Le Service de Géodésie et Nivellement (SGN) de l’Institut Géographique National est le responsable en

France de la réalisation et maintenance des références nationales de géodésie et nivellement. Afin de permettre un accès toujours plus facile et plus précis, le SGN améliore ses réseaux géodésiques en particulier avec une densification du réseau GPS permanent dont le nombre de stations a doublé en 4 ans, un entretien du réseau de nivellement par techniques combinées de nivellement précis et GPS. Le SGN participe aussi à l'élaboration de réseaux mondiaux (DORIS, IGS, ITRF). Le Centre de produit ITRF, également hébergé par l'IGN, est chargé de déterminer la réalisation primaire de l'ITRS pour le compte de la communauté internationale. La dernière en date, ITRF2005, est ainsi présentée.

Mots-clefs Repère de référence géodésique, réseau géodésique, ITRF2005, France

I. INTRODUCTION

This paper intends to provide informations about activities occurred in France or performed by French organizations or individual scientists, and linked to Geodetic Reference Frames (GRF). After a synthetic overview of these activities, the two major contributions are described with more details and illustrative data:

a) the activities of the French mapping agency (Institut Géographique

National/IGN) for national reference frames and contributions to global ones,

b) the newest solution for the realization of the International Terrestrial Reference System (ITRS), ITRF2005, produced by IGN again, acting as ITRF Product center for the International Earth Rotation and Reference System Service (IERS).

II. OVERVIEW

For a variety of reasons, the topic of Geodetic Reference Frame is presently strongly publicized by the geodetic community. The most illustrative example is maybe that the International Association of Geodesy (IAG) has selected this topic as their proposal as a new task force for GEO, to which IAG belongs as an international organization.

In parallel, works on concepts and terminology has been reactivated, specifically in the frame of the IAG Sub-Commission SC 1.2 on Global Reference Frames, in association with IERS and IAU [1].

The designation of Geodetic Reference Frame will be understood here as any crust-based reference frame of

geodetic interest. In other words, this means **networks** of physical points on solid earth topographic surface for which numerical values of coordinates are estimated, having conventionally chosen

the coordinate system together with the underlying reference system, designated hereafter as Geodetic Reference System (GRS).

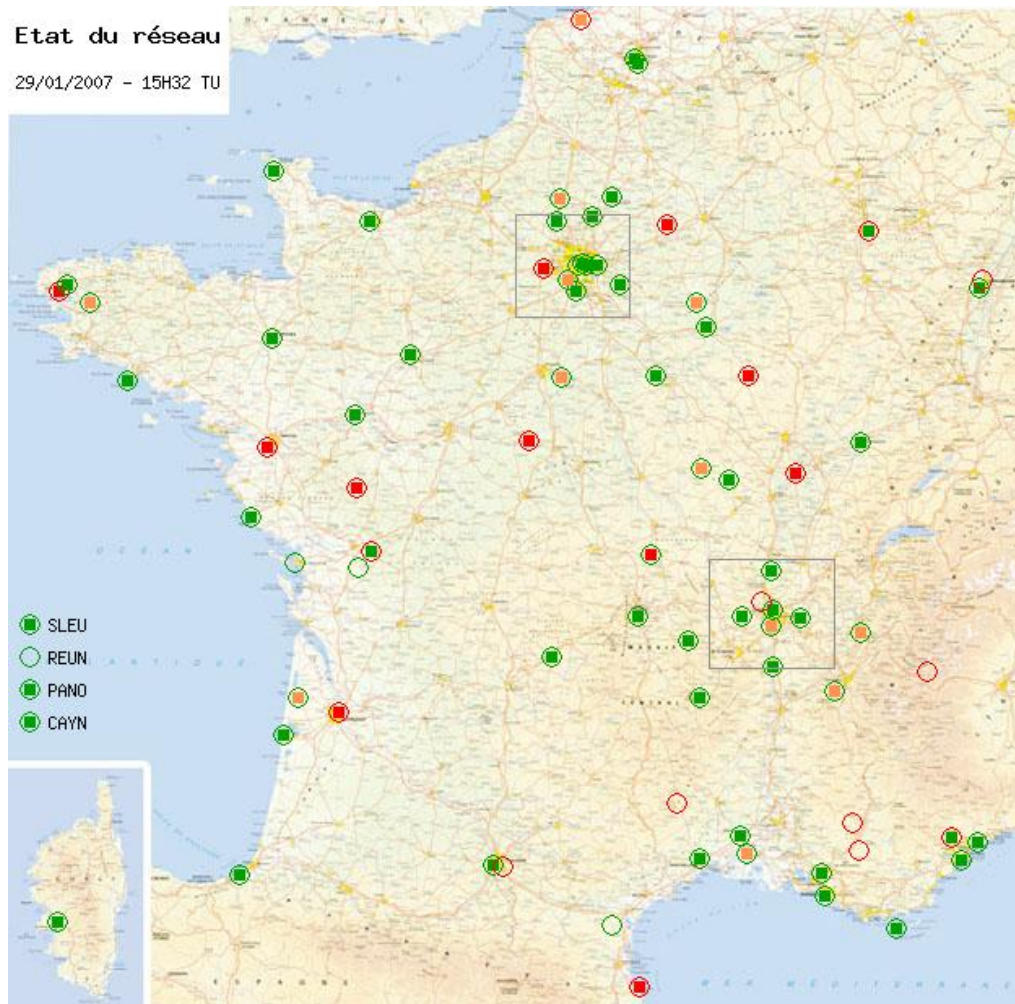


Figure 1: The French GPS permanent network RGP.

This implies that, besides the tridimensional coordinate system, or Terrestrial Reference System (TRS), we also consider for example height systems.

We can identify three major purposes for the use of such a GRF:

- A metrological approach: as a physical realization of a Geodetic Reference

System, like standards realize units.

- A user oriented approach: the points can be used to determine other points (densification or expansion). This is a major role of networks for applications.
- A geophysical approach: the points are deformation sensors of the solid earth

surface. This has the dual interest to provide data for geophysical knowledge and to improve the estimation strategy of positions by using better geophysical models.

Networks can be named as global if they cover more or less sparsely the whole Earth, or regional if they cover a region of the Earth, such as a continent or a country. They can also be considered according to their type of coordinate system and are then specifically qualified by:

- **horizontal** if using plane coordinates or geographical latitude/longitude,
- **vertical** if using heights,
- **tridimensional** if using cartesian or geographical (with ellipsoidal heights),
- **astronomical**, if using astronomical latitudes and longitudes.
- An other interesting criterium is the nature of the physical points:
 - **Classical network**: passive markers or benchmarks, available either as standpoint or target for user's measurements.
 - **Permanent network**: beacons or receivers operating permanently and providing data suitable for precise determination of their position. This is the typical case for Space geodetic ground tracking systems.
 - **Active networks**: permanent station providing additional information (to their precise position) enabling users to

determine position of other points in the same TRS. Such current additional data are the raw measurements performed by the station, or derived differential corrections such as DGPS. Such data are available in real time or not, following various communication media.

Beside national activities described in the next paragraph, a noticeable aspect is a wide and long term involvement of several French organizations into international or european organizations relative to GRS. The major ones are shortly described now.

The first group includes international services under the umbrella of IAG, although some are under multiple umbrellas. They are involved into several major tasks :

- establishment and operation of observation systems,
- data (and products) collection, archival and dissemination,
- data analysis for determination of various products.

Another general specificity of these organizations is their status of non governmental scientific body, using the so called best effort scheme. In particular their success and perennity is only based on national contributions in kinds. In this context, this paper specifically describes a significant part of the present day contribution of French organizations (other

domains are not considered here, such as gravimetry, astrometry...).

The services so concerned are:

- the International GNSS (formerly GPS) Service (IGS) [2],
- the International DORIS Service (IDS) [3],
- the International Laser Ranging Service (ILRS),

- the International Earth Rotation and Reference System Service (IERS).

The second group is for regional organizations, and here mostly European ones. The main one is EUREF, also under IAG umbrella, but closely linked to other European initiatives (Eurogeographics, INSPIRE...) [4].

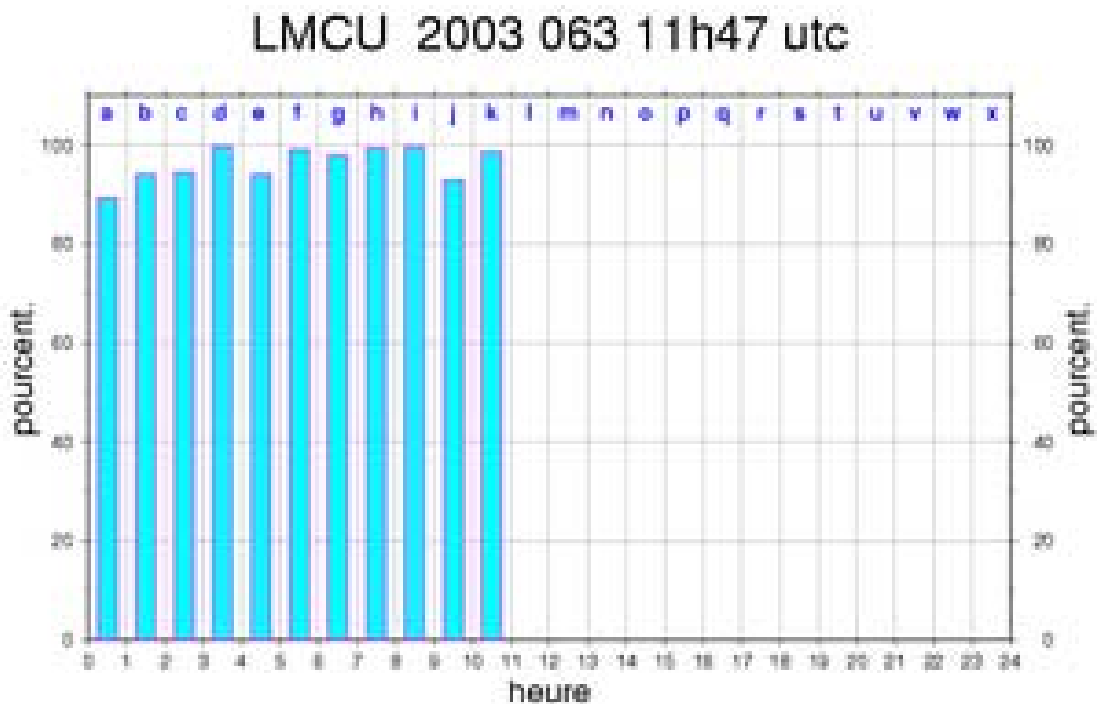


Figure 2: Quality control of the RGP: an example of lacking data.

III. GEODETIC REFERENCE FRAMES; THE IGN/SGN ACTIVITIES

The SGN (Service de Géodésie et Nivellement) of the IGN (Institut Géographique National) is responsible of the realization and maintenance of the geodetic and levelling references in

France. In order to provide users with the access of these references SGN has established and maintained several networks as described above.

III.1 The GPS network RBF

The RBF (Réseau de Base Français) network was observed between 1994 and 1996. 1019 points were observed by GPS, in France and Corsica. Since this time the condition of each marker is verified every two years and in case of destruction built and observed again, the next year.

The first determination in ETRS89 was performed with the Ashtech software GPPS and the Geolab software in 1997. This is the realization of the EUREF French component named RGF93. Every station of the GPS permanent network (RGP) were connected to the nearest (2-3) RBF points. By comparison with the

weekly solutions of the RGP (GPS permanent network) the accuracy of about 2-3 cm in position can be confirmed for RBF.

In 2003, all the RBF observations were computed again using the Bernese software. Otherwise the baselines between RGP and RBF were observed during the operations of linkage of the RGP and levelling aided by GPS. The aim is for 2008 to combine all the determinations, and to fit to a EUREF solution of the RGP which will provide users with an access to the national reference with an accuracy better than 5 mm.

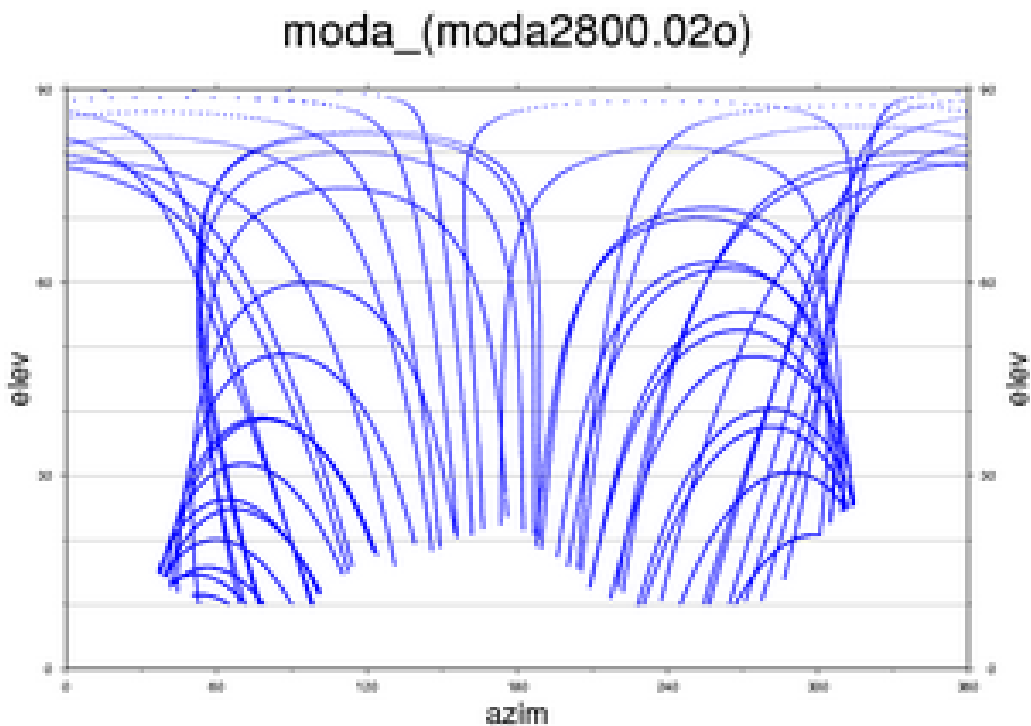


Figure 3: Quality control of the RGP: mountain mask.

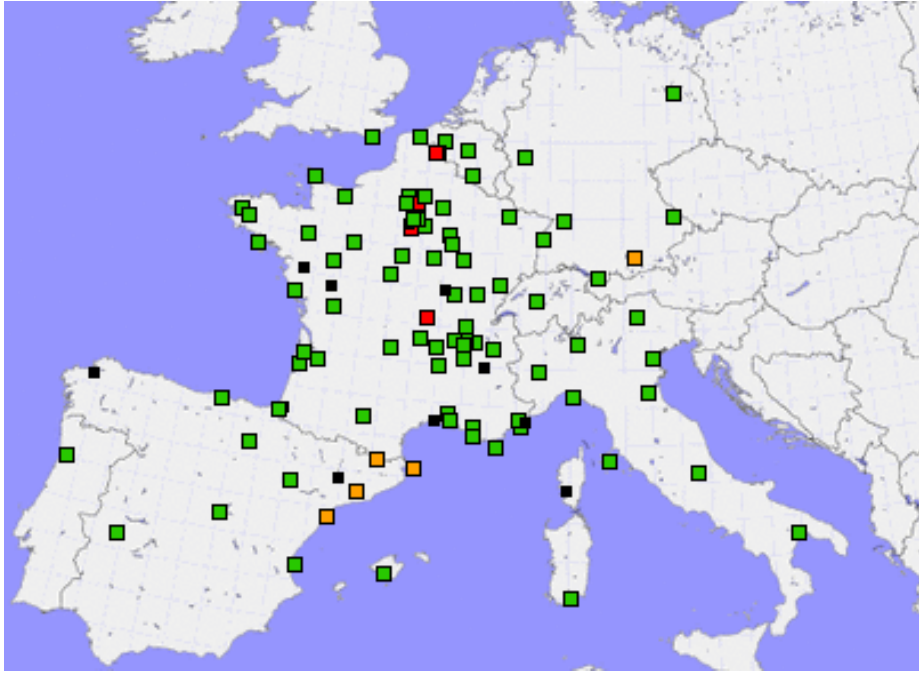


Figure 4: IGN/SGN computed network for E-GVAP.

III.2 The GPS permanent Network RGP

The RGP network was composed of 43 GPS permanent stations in 2003 and has increased to 85 stations at the end 2006. The GPS stations were installed by IGN and many partners (universities, research laboratories, district services, private organization). The network is developed in a large public and private partnership. Especially among the private partners, there are the real time providers (Exagone (OGE), S@t-info, D3E, Lél@). The real time service is with an admission charge, but the observations are transferred to the RGP for deferred and free of charge applications.

- 75 stations (20 IGN, 54 partners) deliver observations files every hour, with a one second sampling

rate,

- 10 stations (1 IGN, 9 partners) deliver observations files every 24 hours, with a thirty seconds sampling rate,
- 17 stations are also EPN (EUREF Permanent Network) stations,
- 8 stations are also IGS (International GNSS Service).
- Two operational centres, one in Marne-La-Vallée, the other in Saint Mandé:
 - collect data,
 - check data quality,
 - deliver data on the Internet,
 - process hourly, daily and weekly solution,
 - deliver products on the Internet.

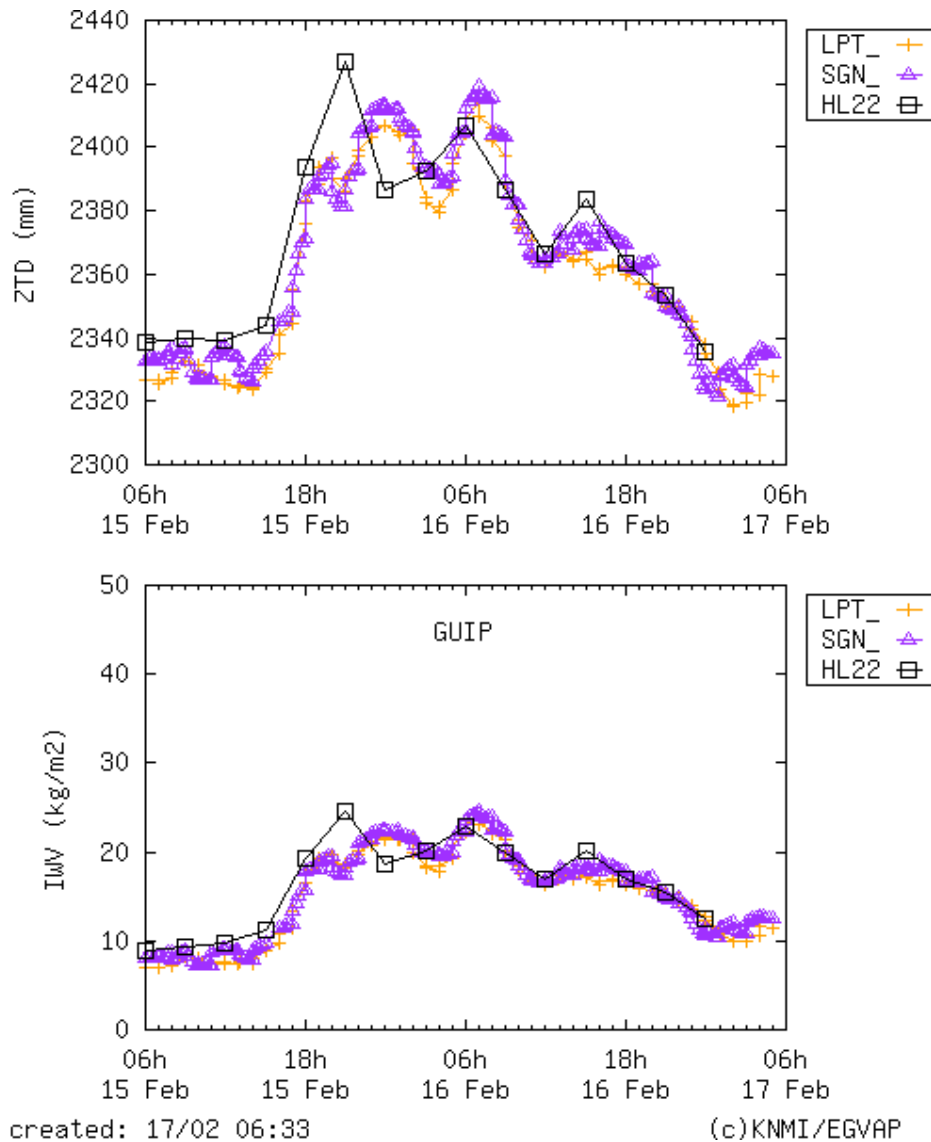


Figure 5: E-GVAP : comparison between IGN/SGN and LPT ZTD and HL22 model.

Data are public (free of charge).

The website (<http://rgp.ign.fr/>) is the interface with users. In real time a map shows if the data are arrived or not (Fig.1). Every station is described and diagrams give a view of the data quality (Fig.2 & 3).

Depending on the data flow, successive processes are carried out.

Along with the 1-hour data associated with IGS predicted orbits (IGU), hourly solutions are performed in

3-hour moving computation. Expected results are i) controlling data quality immediately, ii) providing near real time sub-products as atmospheric behavior parameters. The IGN contributes to E-GVAP (EUMETNET GPS water Vapour Programm) as a computation center (Fig. 4-5).

Through the availability of rapid orbits IGS products (i.e. after 28 hours), a daily solution is processed. The involved

products are intended to refine a reference control assessment and provide more accurate atmospheric models.

Finally, weekly solutions from precise IGS orbits and up to date EOP are made available. The IGN EUREF LAC (Local Analysis Center) contribution is included in these activities.

Regarding the maintenance of French national reference, several combinations are routinely performed:

- A daily 7-day moving combination is an efficient tool to recover large errors and to deal with any “instantaneous

stability defect” of RGP stations.

- Weekly precise solution is itself a combination.

In turn, all solutions (combinations) are re-combined in pluri-annual one, in order to provide users with the more accurate coordinate product.

The RGP observations between 1998-2006 are being reprocessed with the new Bernese Software version 5 with the new recommended specifications. This reprocess will provide the new RGF93 realization usable up to 5 millimeters accuracy requirements.



Figure 6: Motorized levelling.

III.3 Scientific levelling

For six years IGN has started to measure levelling lines (about 5000 km) with a great accuracy using the motorized levelling method (Fig. 6) and ZEISS NI002 level (Fig. 7). The levelling lines are linked to several tide gauges on French

coast and the first order network of Great-Britain (through the Channel Tunnel), Belgium, Germany and Spain (Fig. 8). This will be a french contribution to EVRS2007 (European Vertical Reference System).



Figure 7: Surveyor operating a Zeiss NI002 level for scientific levelling.



Figure 8: Scientific levelling lines.

pivot is used for GPS determination of village points, for 3 or 4 villages and linked in height by precise levelling to benchmarks. The 3 benchmarks are also linked with each other by precise levelling.

The normal height is computed with GPS and the RAF98 conversion grid, and if one old benchmark exists it is compared with the normal height from precise levelling.



Figure 11: Ny-Alesund Doris station.

III.5 Contribution to international networks

DORIS Network

In collaboration with the CNES (the French Spatial Agency), the IGN is in charge of the building and maintenance of the DORIS network (Fig. 10 and 11). IGN is also a data center of the IDS (International Doris Service). Between 2003 and 2006 9 new stations were

installed and 20 restored.

ITRF

Between 2003 and 2006, IGN has determined precise geodetic ties between spatial instruments (VLBI, Satellite Laser, GPS, DORIS, see Fig. 12) of three ITRF sites in China (Jiufeng, Sheshan) and South Africa (Hartebeesthoek).



Figure 12: Laser and VLBI linking.

Table 1: Summary of Submitted Solutions to ITRF2005

TC – AC	Time span	Type of constraints/solution	EOPs
IVS	1980.0-2006.0	Normal Equation	<i>Polar Motion, rates, UT1, LOD</i>
ILRS	1992.9-2005.9	Loose; variance-covariance	<i>Polar Motion, LOD</i>
IGS	1996.0-2006.0	Minimum; variance-covariance	<i>Polar Motion, rates LOD</i>
IDS - IGN-JPL	1993.0-2006.0	Loose; variance-covariance	<i>Polar Motion, rates, LOD</i>
IDS - LCA	1993.0-2005.8	Loose; variance-covariance	<i>Polar Motion, rates, LOD</i>

IV. ITRF2005

The ITRF Product Center hosted by the Institut Geographique National, France, together with the contribution of the ITRF combination centers (DGFI and NRCan)

released the ITRF2005 solution in october 2006. Contrary to previous ITRF versions, the ITRF2005 integrates time series of station positions and daily Earth

Orientation Parameters (EOP's). The time series solutions are now provided in a weekly basis by the Services of the International Association of Geodesy (IAG): International services of satellite techniques (IGS, ILRS, IDS) and in a daily (VLBI session-wise) basis by the IVS. Reasons for which it was decided to use time series of station positions and EOP as

input to ITRF2005 include:

- monitoring of non-linear station motions and all kinds of discontinuities in the time series: Earthquake related ruptures, site instability, seasonal loading effects, etc.
- rigorously and consistently including EOPs in the combination and ensuring their alignment to the combined frame.

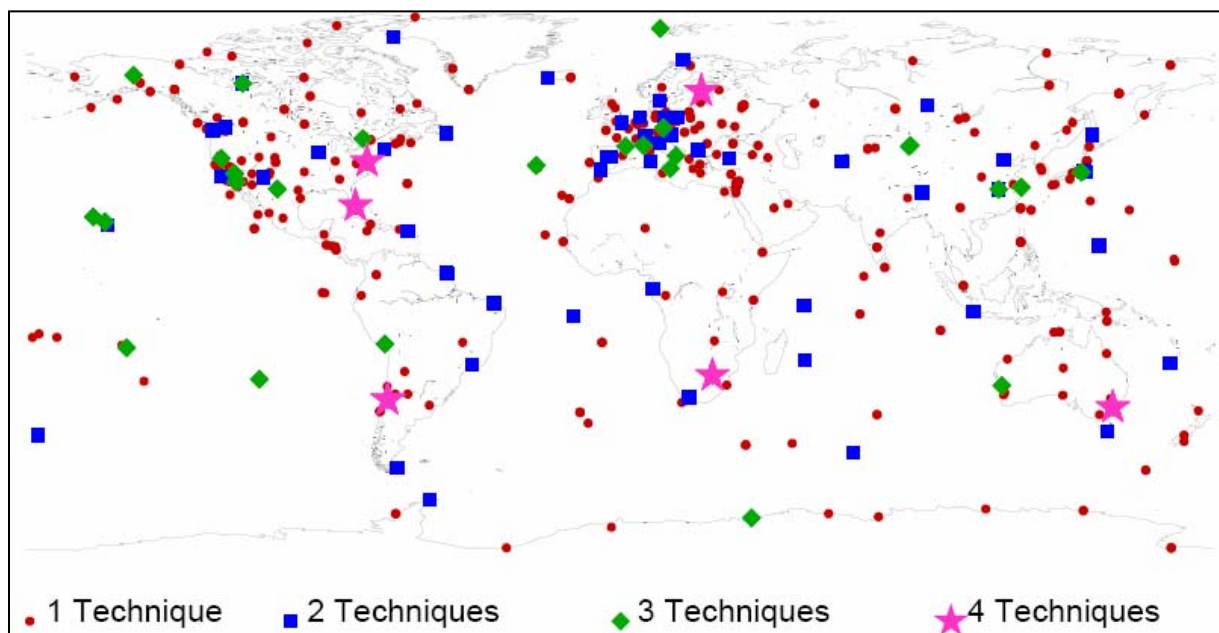


Figure 13: ITRF2005 Sites with Co-located Techniques.

IV.1 ITRF2005 Input Data

Space Geodesy Solutions

One set of times series per space geodesy technique was considered as input to the ITRF2005 combination. These solutions are the official time series provided by the international services of the 4 techniques, known as Technique Centers (TC) by the IERS. Note that these official TC's solutions result from a combination at the weekly (daily) basis of the corresponding

individual solutions provided by the analysis centers participating to the activities of each TC. Official time series were submitted to the ITRF2005 by the International VLBI Service (IVS), the International Laser Ranging Service (ILRS), and the The International GNSS Service (IGS). At the time of the ITRF2005 release, official weekly combined solutions from the International

DORIS Service (IDS) were not available, so that individual solutions were submitted by two DORIS analysis centers (AC), namely the Institut Géographique National (IGN) in cooperation with Jet Propulsion Laboratory (JPL) and the Laboratoire d'Etudes en Geophysique et Oceanographie Spatiale (LEGOS) in cooperation with Collecte Localisation par Satellite

(CLS), designated hereafter by (LCA). A specific analysis of DORIS solutions submitted to the ITRF2005 was performed prior to the ITRF2005 release. Table 1 summarizes the submitted solutions to ITRF2005, specifying the data-span, their type, the originally applied constraints and the nature of the included EOPs.

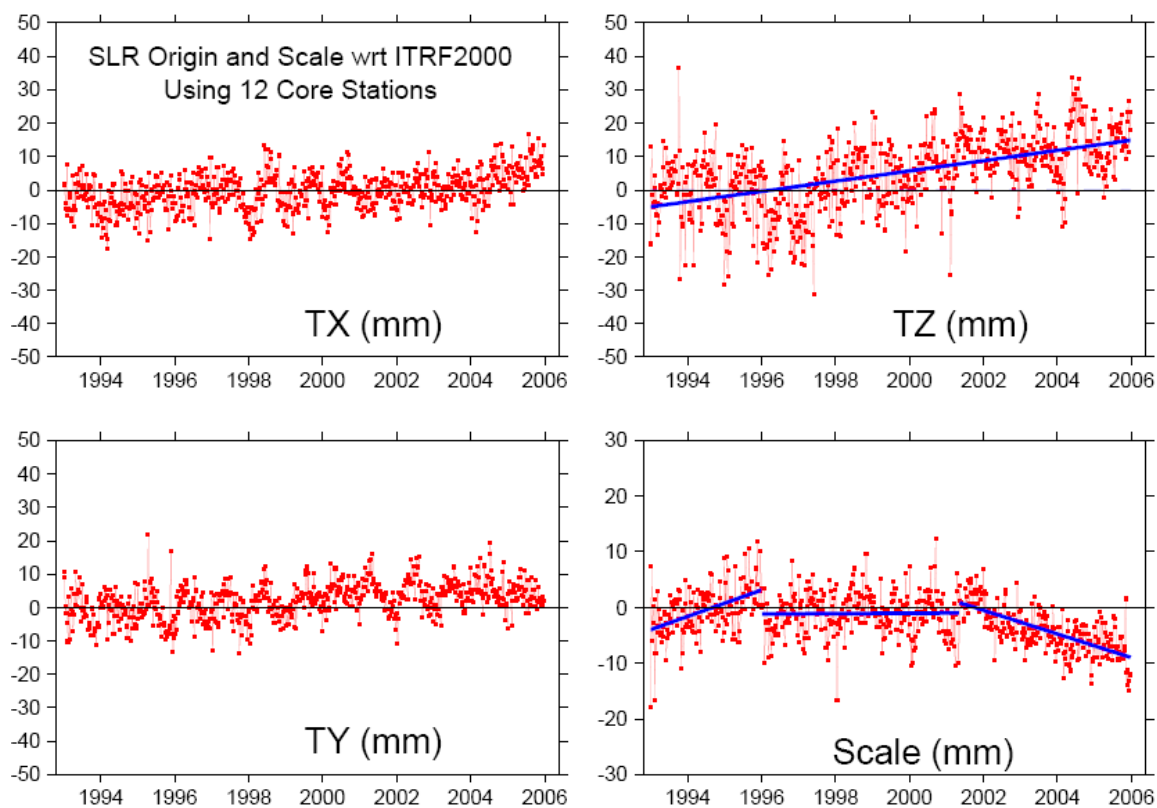


Figure 14: ILRS SLR Weekly translation and scale parameters with respect to ITRF2000.

Local Ties in co-location Sites

The very existence of the ITRF relies on the availability and quality of local ties in co-location sites as well as the number and distribution of these sites over the globe. The usual procedure adopted for the ITRF combination is to use the local ties as independent measurements with proper

weighting. This is achieved either by (1) introducing directly in the combination all implied tie vectors with their uncertainties, or by (2) using a SINEX file per co-location site. The reader may refer to [5] for more detail regarding the inclusion of local ties in the ITRF computations. For the ITRF2005, about 45% of the available

local ties are provided in SINEX files with full variance-covariance information: all the Australian sites [6]; three Italian sites: Medicina, Noto [7] and Matera (Bianco, personal communication); Wettzell and Concepcion [8 and 9]); and all the DORIS co-location sites were re-adjusted by the ITRF Product Center in order to generate full SINEX files. As illustrated by Figure 13, there are in total 95 co-location sites implying about 175 tie vectors, distributed as follows: 52 sites with two techniques, 36 with 3 techniques and 6 sites with 4

techniques. Note that, unfortunately, not all these co-located instruments are currently operating. For instance, among the 6 sites having 4 techniques, only two of them are currently operating: Hartebeesthoek, South Africa and Greenbelt, MD, USA. The ITRF2005 is composed of 608 stations located in 338 sites as illustrated in Figure 13, with an imbalanced distribution between the northern hemisphere (268 sites) and the southern hemisphere (70 sites).

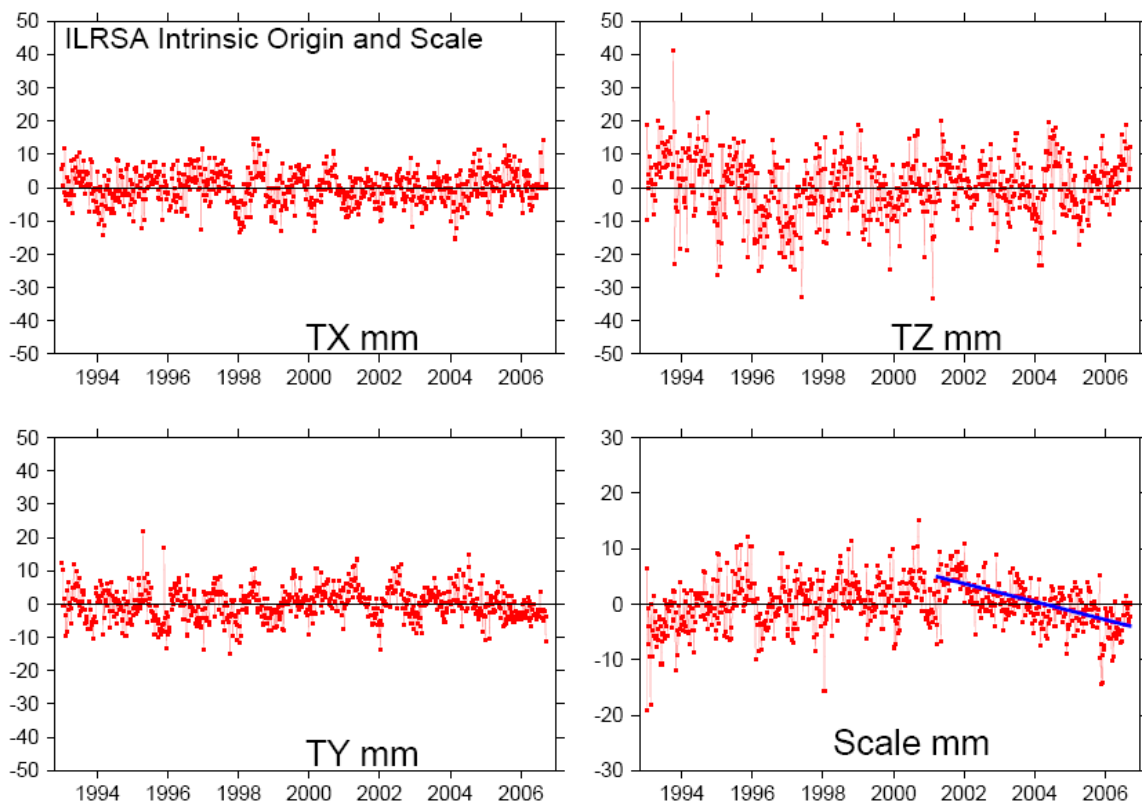


Figure 15: ILRS SLR Weekly translation and scale parameters with respect to its own cumulative solution.

IV.2 ITRF2005 computation strategy

The strategy adopted for the ITRF2005 computation consists on two steps:

Step 1:

Combination (rigorously stacking) of each

technique time series. This first steps implies the following sub-steps:

- Apply minimum constraints equally to all loosely constrained solutions. This is the case of SLR and DORIS solutions where minimum constraints were applied to each weekly solution before their stacking. The minimum constraints application here amounts to adding the reference frame effect into the variance-covariance matrix without

altering the estimates;

- Apply minimum constraints over the origin and orientation parameters to the VLBI daily solutions provided under the form of normal equation. The addition of minimum constraints on origin and orientation to the free normal equation allows its inversion and preserves its physical scale parameter;

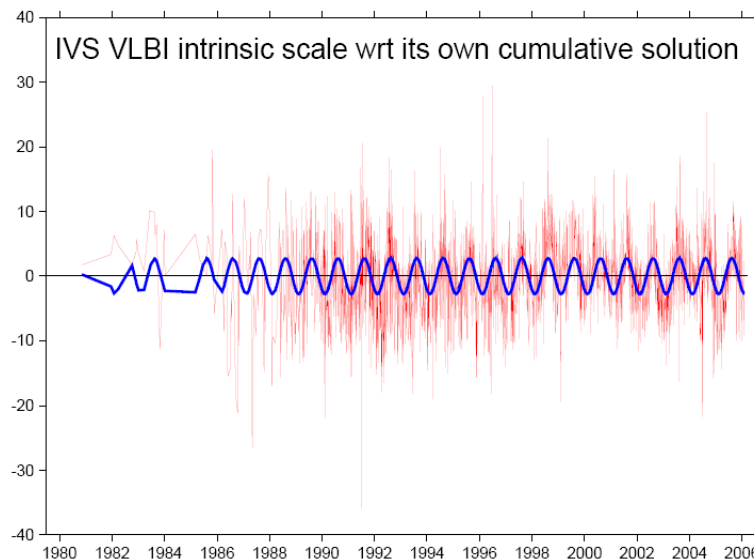


Figure 16: Intrinsic IVS VLBI Scale (in mm), with fitted annual signal superimposed.

- Use as they are minimally constrained solutions. This is the case of GPS weekly time series;
 - Form per-technique combinations by rigorously stacking the time series. Here we used the internal constraint approach of datum definition in order to preserve the intrinsic origin and scale embedded in the SLR weekly solutions and the scale of VLBI daily solutions;
 - Identify and properly reject or down-weight outliers, properly handle discontinuities using piece-wise approach and iterate as necessary.
- Nearby stations within the same site and multiple segments (in case of discontinuities) are constrained to have the same velocity, except for sites where geophysical events as earthquakes occur. The stacking yields for each solution/technique a global long-term

solution containing positions and velocities and daily EOPs. Note that for DORIS, we first stacked separately the two AC solutions (IGN and LCA) and then combined together the resulting two long-term solutions.

Step 2:

Combination of the per-technique combinations as results from the first step

analysis, adding the local ties. Note that station positions of the per-technique long-term solutions are propagated to their epochs of minimum variances (as described in [5]) prior to the combination. This last step yields the final ITRF2005 solution containing station positions, velocities and daily EOPs with full variance-covariance information.

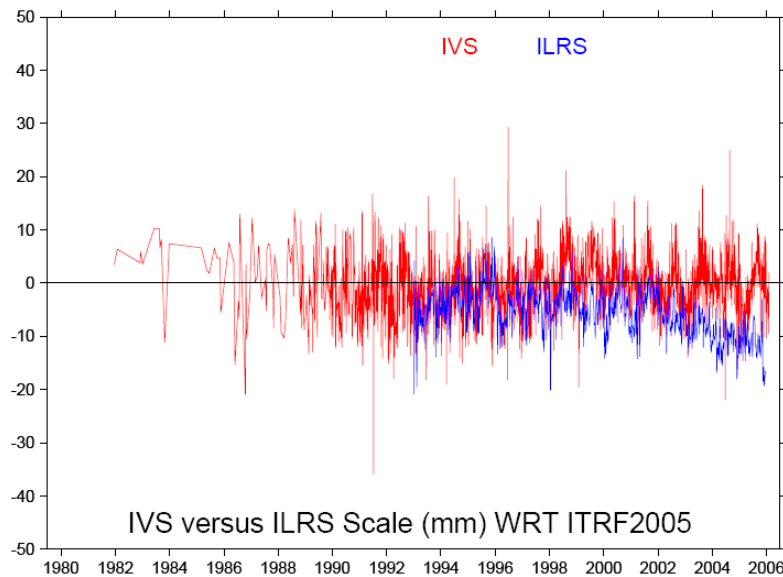


Figure 17: IVS VLBI and ILRS SLR Scales (in mm), with respect to ITRF2005.

IV.3 ITRF2005 main results

Results of time series analysis

From the first step of the ITRF2005 computation (i.e. the time series stacking), we focus here more specifically on the temporal behavior of the SLR origin and scale as well as the scale of VLBI time series. Figure 14 illustrates the weekly translation and scale parameters of the ILRS SLR time series with respect to ITRF2000. Figure 15 shows the same parameters as determined using the

dynamically internal constraints approach [10] that preserve the intrinsic datum parameters of our choice, the origin and scale in this case. From the two figures 14 and 15, it is more than clear that the Z-translation and the scale have both non-linear, but rather piece-wise behavior over time. For the scale in particular we distinguish three different drifts : from 1993 to 1996 (positive drift), from 1996 to 2001 (almost zero drift) and from 2001 to

2006 (negative drift). In order to test for the impact of the correlation between the Z-translation and the scale due to the poor SLR geometry, we stacked the ILRS SLR time series without estimating the scale (all weekly scale factors were set to zero). The results of this stacking show that (1) the temporal behavior from week to week of the Z-translation does not change and (2) the Z drift was insignificantly decreased by 0.1 mm/yr only and (3) the WRMS computed over the residual time series increased by 25%. This leads to the conclusion that the weekly translation and scale parameters are all significant and should be estimated when stacking the time series. Figure 16 displays the intrinsic

scale of the VLBI time series over which we superimposed an annual sinusoidal fit to show the amplitude and phase of the scale variation. These annual variations are most probably and partly attributed to the thermal expansion of the VLBI radio-telescopes which is not taken into account in the VLBI analysis, where the impact on the scale is may be of the order of 1.5 mm in amplitude [11]. Analogously to the 2.5 years minimum time-span necessary to minimize the effect of annual signals on the estimated linear station velocity as pointed out by [12], the annual variations of the VLBI scale have neglected effect on its linear behavior.

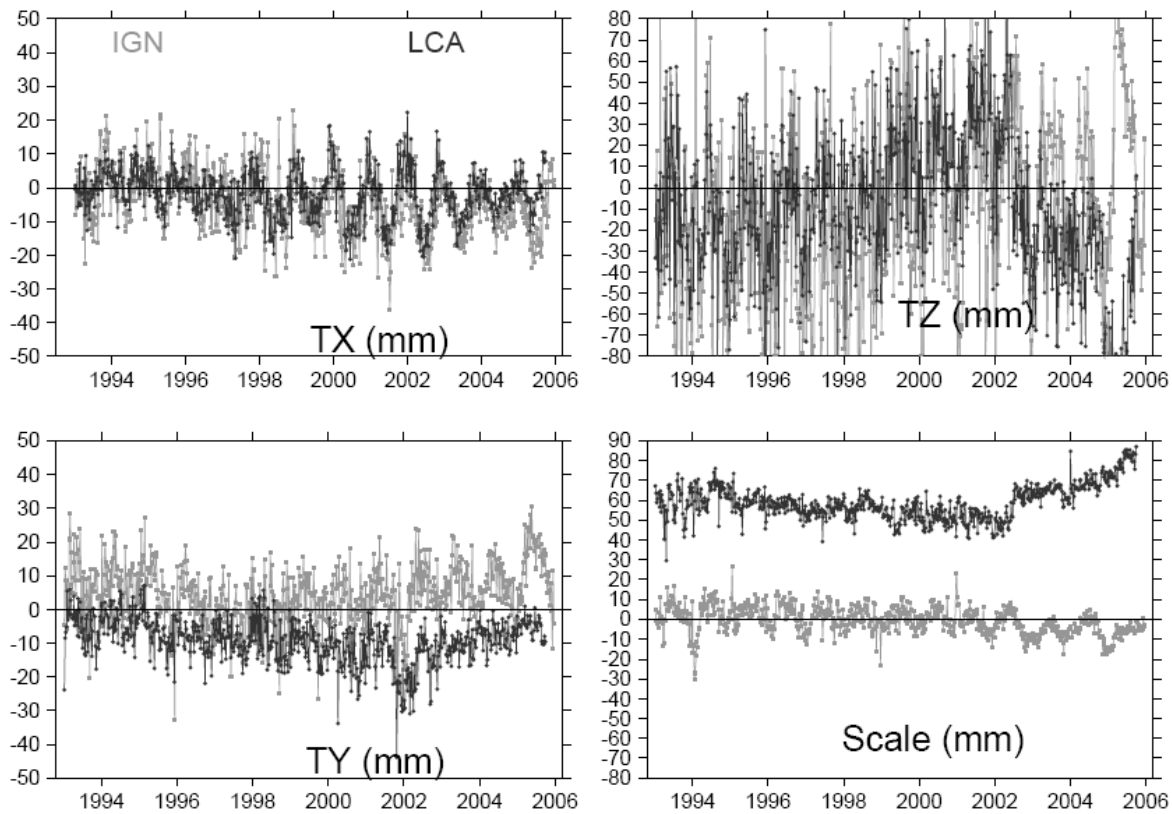


Figure 18: Temporal Translation and Scale Parameters of IGN and LCA DORIS Solutions with Respect to ITRF2005.

Results of the Global ITRF2005 Combination

All the ITRF2005 results: station positions, velocities, Earth Orientation Parameters and other information are available at the ITRF2005 WEB site (<http://www.itrf.ensg.ign.fr>).

The ITRF2005 multi-technique combination involving the long-term solutions of the four techniques as well as the local ties in co-location sites revealed a relative scale bias between VLBI and SLR solutions of 1.0 ppb at epoch 2000.0 and a scale rate of 0.08 ppb/yr. In order to illustrate more the inconsistency between the two scales, Figure 17 displays both scales with respect to ITRF2005, showing

a clear bias both in the offset and the linear trend.

Regarding the DORIS contribution to ITRF2005, a detailed article was published [13] giving all the details of the DORIS solutions submitted to ITRF2005. In order to be complete here, Figure 18 displays the temporal translation and scale parameters for the two used solutions (IGN and LCA) with respect to ITRF2005. We selected to refer these parameters to ITRF2005 in order to show that the scale of IGN solution is very close to VLBI and SLR scales. It can also be seen that there is a significantly large scale difference between the two solutions, up to almost 10 ppb.

V. REFERENCES

- [1] Boucher C. (2007). Report of the IAG SC 1.2 on Global Reference Frames. IUGG/IAG General Assembly, Perugia.
- [2] Beutler G., Rothacher M., Schaer S., Springer T.A., Kouba J., Neilan R.E. (1999). The International GPS Service (IGS): an interdisciplinary service in support of earth sciences. *Advances in Space Research* 23 (4), 631-653.
- [3] Tavernier G., Fagard H., Feissel-Vernier M., Le Bail K., Lemoine F., Noll C., Noomen R., Ries J.C., Soudarin L., Valette J.J., Willis P. (2006). The International DORIS Service: genesis and early achievements, *Journal of Geodesy* 80 (8-11), 403-417.
- [4] Torres J., (2005). EUREF, the infrastructure for geo-referencing in Europe: definition, realization and maintenance of European reference systems. *Geoinformatics*, 8 (6), 18-21
- [5] Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher (2002). ITRF2000: A New Release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science Applications. *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2214, [doi: 10.1029/2001JB000561](https://doi.org/10.1029/2001JB000561).
- [6] Johnston, G. and J. Dawson (2004). The 2003 Yarragadee (Moblas 5) Local

- Tie Survey. Geoscience Australia Record 2004/19, <ftp://ftp.ga.gov.au/sgac/sinex/ties/AUSYARR0311GA.pdf>
- [7] Sarti, P., P. Sillard and L. Vittuari (2004). Surveying co-located space-geodetic instruments for ITRF computation. *Journal of Geodesy*, doi: [10.1007/s00190-004-0387-0](https://doi.org/10.1007/s00190-004-0387-0).
- [8] Schluter, W., R. Zerneck, S. Becker, Th. Klügel, D. Thaller (2004). Local Ties between the Reference Points at the Fundamentalstation Wettzell. In Richter B., W.R. Dick and W. Schwegmann (Eds.), *IERS Technical Note 33*, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie Frankfurt am Main, Germany.
- [9] Schluter, W., H. Hase, R. Zerneck, S. Becker, Th. Klügel, D. Thaller (2004). Local Ties between the Reference Points at the Transportable Integrated Geodetic Observatory (TIGO). In: Richter B., W.R. Dick and W. Schwegmann (Eds.), *IERS Technical Note 33*, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, Germany.
- [10] Altamimi, Z., X. Collilieux, C. Boucher (2006). Accuracy assessment of the ITRF datum definition. VI Hotine-Marussi Symposium of Theoretical and Computational Geodesy: Challenge and Role of Modern Geodesy, International Association of Geodesy, submitted.
- [11] Collilieux X., Z. Altamimi, J. Ray (2005). Impact of the thermal expansion of VLBI radio-telescopes on the scale of the Terrestrial Reference Frame. Abstract AGU Fall Meeting.
- [12] Blewitt, G., and D. Lavalée (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. *J. Geophys. Res.*, 107(B7), doi: [10.1029/2001JB000570](https://doi.org/10.1029/2001JB000570).
- [13] Altamimi, Z., X. Collilieux, C. Boucher (2006). DORIS Contribution to ITRF2005. *Journal of Geodesy*, 80:8-11, doi: [10.1007/s00190-006-0065-5](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0065-5).
- [14] Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher (2003). The impact of a No-Net-Rotation Condition on ITRF2000. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (2), 1064, doi: [10.1029/2002GL016279](https://doi.org/10.1029/2002GL016279).
- [15] Altamimi Z, Sillard P, Boucher C, (2004). ITRF2000: From Theory to Implementation. In: Sanso F (ed) *V Hotine-Marussi Symposium on Mathematical Geodesy*, IAG symp., vol. 127, Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 157-163.
- [16] Altamimi, Z., C. Boucher, and D. Gambis (2005). Long-term stability of the terrestrial reference frame. *Adv. Space. Res.*, 36 342-349, doi: [10.1016/j.asr.2005.03.068](https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.03.068).
- [17] Altamimi, Z., C. Boucher and P. Willis (2005). Terrestrial Reference Frame Requirements within GGOS Perspective. *Journal of Geodynamics*, 40(4-5), 363-374, doi: [10.1016/j.jog.2005.06.002](https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.06.002)

Modélisation du Champ de Gravité Global de la Terre et de ses Variations Temporelles, Nouvelles Missions Satellitaires de Gravimétrie, Applications

R. BIANCALE¹ AND P. EXERTIER^{2,1}

¹*CNES/GRGS (18 avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex9, France*

richard.biancale@cnes.fr

²*OCA/GRGS (avenue Copernic, 06130 Grasse, France*

pierre.exertier@obs-azur.fr

Résumé Les nouvelles missions spatiales dédiées à la gravité, telles CHAMP et GRACE, ont fait progresser considérablement notre connaissance du champ de gravité global. En particulier la mission GRACE nous a permis (en combinaison avec les missions laser LAGEOS pour une meilleure obtention du terme C20) de restituer un modèle de champ de gravité moyen : EIGEN-GL04S, dont la représentation en terme de géoïde atteint dorénavant la précision du centimètre sur l'ensemble du spectre grandes longueurs d'onde jusqu'à 200 km de résolution. De plus, les grandes variations temporelles de masses sont désormais cartographiables à des intervalles décennaires et procurent ainsi une information pertinente pour les études interprétatives en géophysique, glaciologie, hydrologie ou océanographie.

Mots clefs Géodésie spatiale, champ de gravité, accélérométrie

Modelling of the Global Earth Gravity Field and of its Temporal Variations, New Satellite Gravity Missions, Applications

Abstract From the new space gravity missions such CHAMP and GRACE our knowledge of the global gravity field of the Earth has improved considerably. In particular the GRACE twin satellites mission enable us (still in combination with the LAGEOS SLR missions in order to better recover the C20 term) to adjust a mean

gravity field model EIGEN-GL04S whose geoid representation reaches the 1 cm accuracy over the whole spectrum down to 200 km resolution. Moreover large temporal variations of surface mass distribution become now available at 10-day intervals since mid-2002 and procure pertinent input for geophysics, glaciologic, hydrologic or oceanographic interpretation studies.

Key words Space geodesy, gravity field, accelerometry

I. LA DÉCENNIE DE LA GRAVIMÉTRIE SPATIALE

La modélisation du champ de gravité de la Terre aura connu d'importantes évolutions en cette première moitié de décennie, notamment avec l'arrivée des nouvelles missions de gravimétrie spatiale : CHAMP en 2000 puis GRACE en 2002. En quelques années ces missions, à travers les modèles EIGEN (pour « European Improved Gravity model of the Earth by New techniques ») établis en coopération entre le GRGS et le GFZ de Potsdam, ont amélioré drastiquement notre connaissance du champ global d'un facteur 100 à 1000 suivant les longueurs d'onde. De plus, la précision micrométrique des mesures inter-satellites GRACE a permis pour la première fois d'avoir accès aux variations de la gravité à des échelles temporelles mensuelles, voire décennales et jusqu'à une résolution spatiale de l'ordre de 600 km.

En parallèle, les travaux de préparation à la prochaine mission GOCE de gradiométrie spatiale se sont poursuivis. Ce satellite de l'Agence Spatiale Européenne devrait permettre d'ici la fin de la décennie d'étendre notre connaissance du géoïde de façon homogène jusqu'à la résolution de 100 km.

Par gradations techniques et précisions croissantes cette trilogie de missions apporte une nouvelle façon gravifique d'ausculter la planète et ouvre la voie à de nombreuses études interprétatives en géophysique, en hydrologie, en océanographie, en glaciologie. Ce rapport fait succinctement état des missions, des modélisations et de leurs interprétations réalisées en France sur la période 2003-2006.

II. LES MISSIONS DE GRAVIMÉTRIE SPATIALE

Des missions de gravimétrie spatiale, CHAMP (CHALLENGING Mini-satellite Payload for geophysical research and

application) fut la première à être programmée par l'agence spatiale allemande (DARA) et le GFZ. Elle est

réalisée par un satellite allemand dédiée à la mesure globale des champs de gravité et magnétique terrestres équipé d'une charge utile internationale : la NASA/JPL a délivré le récepteur GPS Blackjack et les rétro-rélecteurs laser, le CNES le micro-accéléromètre STAR de l'ONERA, le LETI/CEA le magnétomètre scalaire, l'Université Technique du Danemark le magnétomètre vectoriel. Les instruments spécifiques à la détermination du champ de gravité sont le récepteur GPS qui donne la trajectoire par le suivi des satellites de la constellation GPS, les réflecteurs laser ainsi que le micro-accéléromètre (de précision $3 \cdot 10^{-9} \text{ ms}^{-2}$ dans la bande de fréquence de 10^{-4} à 10^{-1} Hz) qui permet de séparer les forces gravitationnelles des forces de surface s'exerçant sur le satellite (freinage atmosphérique, radiations solaire et terrestre, thermique). Le satellite, lancé le 15 juillet 2000 sur une orbite à 87° d'inclinaison et 460 km d'altitude par une fusée Cosmos depuis la base septentrionale russe de Plesetsk a perdu en 6 ans plus de 100 km malgré trois manœuvres de rehaussement. Quant à la technique d'extraction des paramètres du potentiel gravitationnel terrestre, elle se fait classiquement par inversion des perturbations orbitales déduites du suivi de la trajectoire par les satellites de la constellation GPS et par le réseau international laser coordonné par l'ILRS.

Le CNES ayant fourni au projet (allemand) l'accéléromètre STAR fabriqué par l'ONERA, l'Equipe CNES de Géodésie Spatiale a eu la responsabilité de l'étalonnage de cet accéléromètre pendant la phase d'évaluation et d'étalonnage qui aura duré 8 mois après le lancement. Elle est également co-responsable avec le partenaire allemand GFZ, de la production des modèles du champ de gravité EIGEN dérivés des données de Champ. La précision visée avec CHAMP : erreur cumulée de 10 cm sur le géoïde moyen pour une échelle de 400 km à sa surface, a été atteinte en 2003 avec le modèle EIGEN-CHAMP03S développé en harmoniques sphériques au degré 150.

Depuis, cette mission, du moins en ce qui concerne l'objectif gravitationnel, a été supplantée par la mission suivante : GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), réalisée en coopération NASA-JPL/DLR par un couple de satellites identiques co-orbitant à 200 km de distance environ et muni d'un nouveau système de mesure inter-satellites. Ce système dénommé KBR (pour K-band ranging) mesure (quoiqu'avec un biais) cette distance par émissions croisées micro-ondes en bandes K (à 24 GHz) et Ka (à 32 GHz) avec une précision d'ordre micrométrique dans la bande de fréquence de 10^{-4} à 10^{-1} Hz . Chacun des satellites est muni en outre d'un récepteur GPS

Blackjack du JPL, de réflecteurs laser et d'un micro-accéléromètre Super-STAR de l'ONERA (de performance $3 \cdot 10^{-10} \text{ ms}^{-2}$ dans la même bande de fréquence). Les satellites jumeaux GRACE ont été placés sur une orbite quasi polaire (à 89° d'inclinaison) à 480 km d'altitude le 17 mars 2002 avec une fusée Rockot, également depuis la base de Plesetsk.

La mise à disposition régulière des données de GRACE n'a cependant été effective que depuis l'été 2005. Dès lors, l'Equipe de Géodésie Spatiale du CNES/GRGS s'est investi dans un traitement systématique des données (GPS, laser, accélérométriques, inter-satellites KBR); elle produit dorénavant des modèles de géoïde décadaires à une résolution effective de l'ordre de 600 km. Ces modèles qui servent d'ores et déjà à de nombreuses études interprétatives sont disponibles sur les sites web du BGI comme de l'ICGEM. Ils sont également à la base des modèles statiques développés en coefficients harmoniques sphériques jusqu'au degré 150 tel EIGEN-GL04S (2005) ou jusqu'au degré 360 (par combinaison avec des grilles de données issues de la gravimétrie terrestre ou aéroportée et de l'altimétrie spatiale) tel EIGEN-GL04C (2006) réalisé en coopération avec le GFZ. Ce dernier modèle a été adopté comme standard pour le calcul opérationnel des orbites des

satellites altimétriques Jason1 et ENVISAT.

En complément, la mission GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) du programme « Earth Explorer » de l'ESA, est destinée à cartographier les longueurs d'onde plus courtes du champ de gravité. Son lancement est prévu pour fin 2007, voire 2008. Le principe consiste à mesurer au moins trois des six composantes du tenseur gradient de gravité terrestre dans un satellite à l'aide d'un instrument nouveau : un gradiomètre. Celui-ci est constitué de six micro-accéléromètres triaxiaux (de sensibilité $\sim 10^{-12} \text{ ms}^{-2}$) qui fournissent par différentiation l'information à petite longueur d'onde du géopotential. Ces données seront complétées par celles du suivi continu de la trajectoire (avec un récepteur GPS européen embarqué) pour l'accès aux plus grandes longueurs d'onde. La sensibilité requise nécessite de faire voler le satellite à une altitude exceptionnellement basse (vers 260 km), ce qui nécessite un système sophistiqué de compensation des forces de surface par éjection de gaz froid (système « drag free » asservi aux accéléromètres) pour obtenir une durée de vie d'au moins deux ans. Ainsi, GOCE cartographiera le champ de gravité terrestre globalement avec une résolution de 100 km pour une précision restituée au sol de 1 mgal (10^{-5} ms^{-2}), soit

de moins de 2 cm sur le géoïde. Cette précision bénéficiera notamment à l'océanographie (circulation moyenne absolue, transports de chaleur, climatologie, etc.), à la géophysique (meilleure connaissance de la croûte continentale) et à la géodésie.

L'activité de préparation du traitement des données de GOCE se fait au sein du « European GOCE Gravity Consortium » (EGGC) constitué de 10 équipes européennes. Le rôle confié à

l'Equipe de Géodésie Spatiale du CNES/GRGS est central : elle a la responsabilité de traiter les données de la mission et de produire un modèle global par la méthode dite directe, la plus lourde, mais aussi la plus rigoureuse. Comme pour les autres missions, cette activité est partagée entre le GRGS et le GFZ. Sa préparation consiste à mettre au point les standards de traitement, à mettre à niveau les logiciels et à les valider par simulation.

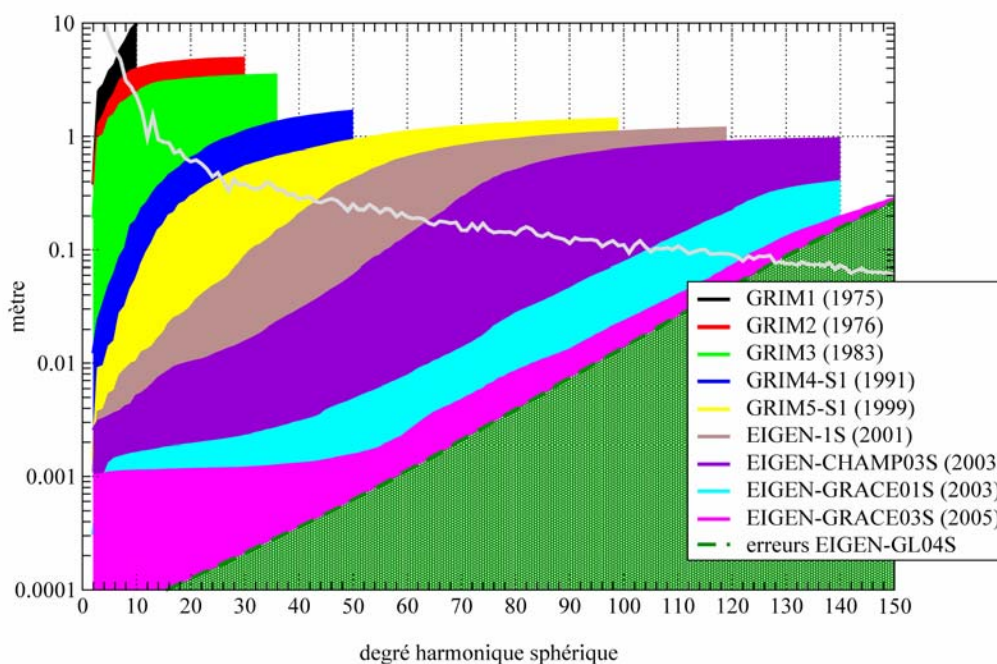


Figure 1: Historique des modèles européens en différences spectrales cumulées de géoïde par rapport au modèle EIGEN-GL04S (2005).

III. LA MODÉLISATION

La modélisation du champ de gravité global repose sur les fonctions harmoniques sphériques développées sous

forme normalisée. La troncature de ces modèles dépend à la fois de l'altitude des orbites utilisées dans la modélisation et de

la précision des mesures. C'est pourquoi les séries des anciens modèles franco-allemand GRIM basés sur l'analyse des perturbations d'orbites (en général à plus de 800 km d'altitude) à travers les mesures de poursuite optique, Doppler ou laser précises au mieux au centimètre, ont été développés en deçà du degré 100. Ce n'est plus le cas de la nouvelle génération de modèles EIGEN issus de l'analyse des perturbations des nouvelles missions, d'une part d'altitudes plus basses et d'autre part suivies continûment par GPS. En outre l'amélioration des modèles GRACE jusqu'à EIGEN-GL04S (voir figure 1)

provient principalement de l'analyse des perturbations relatives entre les deux satellites GRACE à l'aide des mesures inter-satellites KBR. En fait, ces mesures sont utilisées dans leur forme dérivée temporelle, c'est-à-dire en terme de vitesse relative inter-satellites (dénommée KBRR). Toutes longueurs d'onde confondues jusqu'au degré 100, soit à 200 km de résolution, la précision désormais atteinte avec le dernier modèle EIGEN-GL04S approche le centimètre, alors qu'elle n'était que du mètre au début de la décennie.

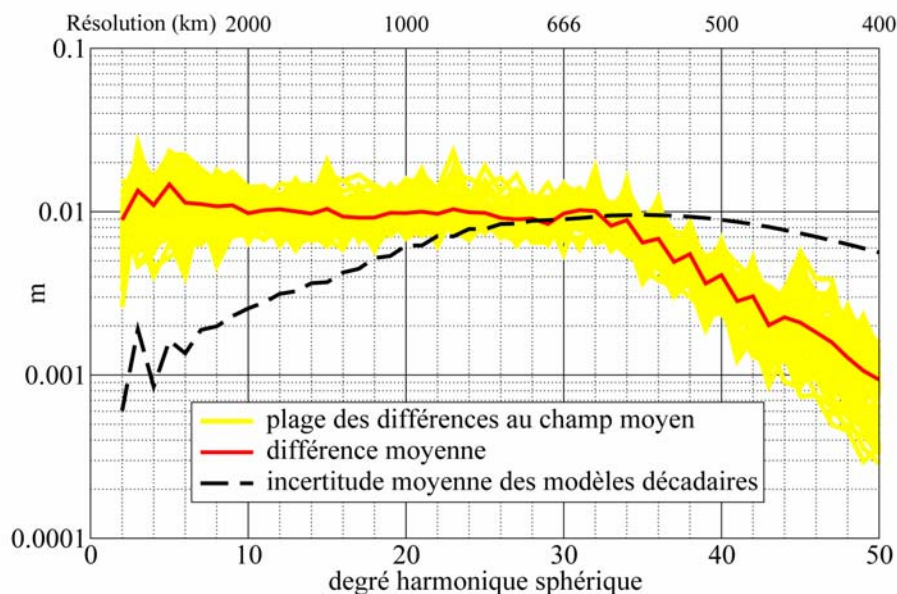


Figure 2: Spectres des modèles décennaires (en hauteur d'eau équivalente).

IV. LES MODÈLES DÉCENNAIRES DE GÉOÏDE

A regarder l'historique de la progression de la qualité des modèles européens de géoïde, il s'avère que les missions de ces

dernières années ont permis des progrès fulgurants. L'innovation principale apportée par la mission GRACE fut sans

conteste la réalisation de modèles temporels qui démontrent désormais que les grandes variations de masse deviennent décelables depuis l'espace, qu'elles soient liées au cycle hydrologique annuel, à la fonte des glaces polaires ou encore à des événements tectoniques majeurs. Ainsi, il devient possible à travers les modèles décennaires de géoïde, tels ceux restitués par l'Equipe de Géodésie Spatiale du CNES/GRGS, de mettre en évidence les fluctuations saisonnières des grands bassins hydrologiques. Les signaux annuels bruts apparaissant en déformation de géoïde peuvent atteindre jusqu'à 15 mm

avec une précision du dixième, ce qui correspond par exemple, à des fluctuations annuelles d'eau dans le bassin de l'Amazone de l'ordre de 800 km³ en accord avec différents modèles hydrologiques. Exprimés en hauteur d'eau équivalente, les spectres d'amplitude montrent bien des variations moyennes autour du cm par degré harmonique sphérique (voir figure 2). Ce graphique montre également qu'une stabilisation croissante vers le modèle moyen a été appliquée au-delà du degré 30 qui évite les artefacts liés à la perte de sensibilité.

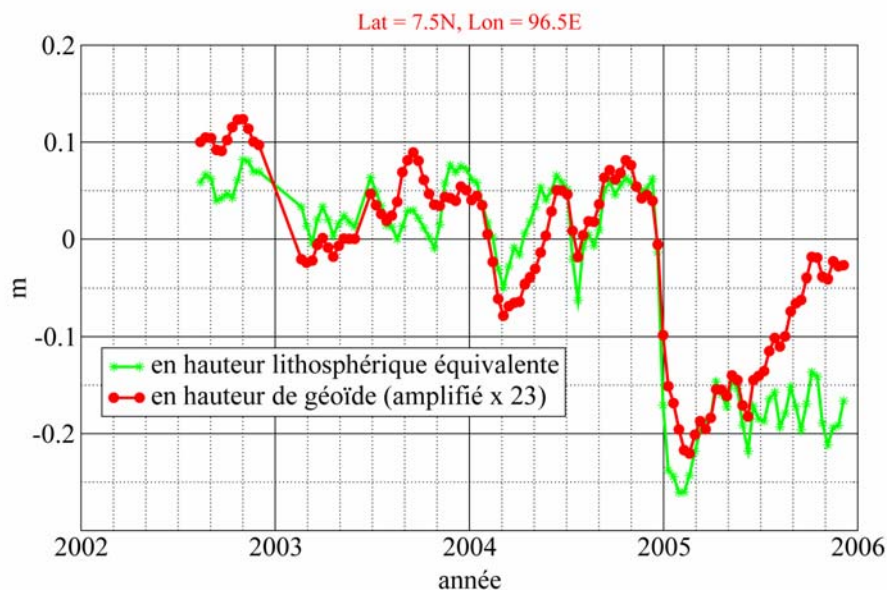


Figure 3: Séries temporelles issues des modèles décennaires en mer d'Andaman.

Une autre application concerne les phénomènes de déglaciation qui ont pu être mis en évidence à partir de 3 ans de mesures. Les modèles décennaires montrent

nettement un enfoncement du géoïde de plus de 10 mm par an – soit une perte de masse – sur les bords ouest de l'Antarctique comme sud-est du Groenland

ou sud de l'Alaska. Là, des études interprétatives conduites au laboratoire LEGOS de l'Observatoire Midi-Pyrénées ont conclu à des pertes de plus de 100 km^3 de glace par an qui sont naturellement à rapprocher du réchauffement climatique.

Enfin, comme autre exemple d'application, cette fois à caractère géophysique, il est à mentionner l'affaissement du fond de la mer d'Andaman suite au séisme de Sumatra du

26 décembre 2004. En quel-ques tours d'orbite, GRACE a pu détecter cette rupture brutale qui a engendré un enfoncement de 8 mm du géoïde (voir figure 3) ainsi qu'une élévation en arc de cercle à l'est de Sumatra. Plus curieux est le phénomène de relaxation qui perdure et qui donne lieu à des études interprétatives sur la rhéologie de la zone, comme celles conduites au LAREG/IGN ou à l'EOST/Strasbourg.

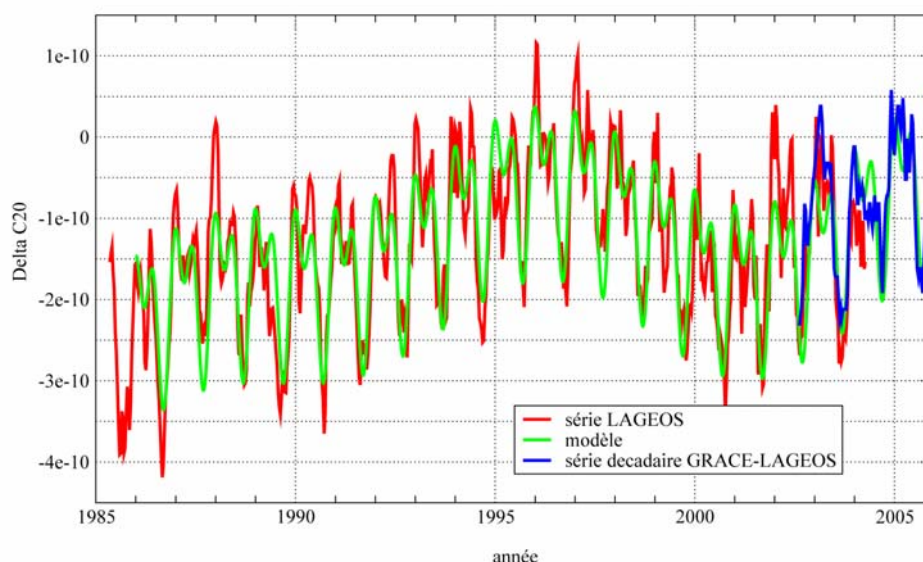


Figure 4: Série temporelle du terme d'aplatissement dynamique C20.

V. LAGEOS

Ces nouvelles missions gravimétriques ont grandement amélioré l'acuité de nos connaissances sur les transferts de masse à grande échelle. Reste qu'elles sont récentes et ne peuvent encore concurrencer plus de 20 ans d'observation laser sur les satellites LAGEOS par exemple pour

étudier sur le long terme le comportement de l'aplatissement dynamique de la Terre. Une étude réalisée en 2004 sur 19 ans de données laser des satellites LAGEOS a mis en évidence les anomalies (non modélisées) de variation de masse à l'échelle des hémisphères (sur le

coefficient C20) qu'un simple modèle incorporant les effets de dérive, périodiques de marées à 18,6 et 9,3 ans ainsi que les effets annuels et semi-annuels a pu résorber (voir figure 4). D'ailleurs, les modèles décennaires comme

le modèle moyen EIGEN-GL04S s'appuient également sur les données LAGEOS pour améliorer la restitution du terme C20, d'où le sigle GL pour GRACE-LAGEOS.

VI. RÉFÉRENCES

- Reigber Ch., P. Schwintzer, K.-H. Neumayer, F. Barthelmes, R. König, Ch. Förste, G. Balmino, R. Biancale, J.-M. Lemoine, S. Loyer, S. Bruinsma, F. Perosanz, T. Fayard: The CHAMP-only Earth gravity field model EIGEN-2, *Adv. Space Res.*, vol. 31, n° 8, pp 1883-1888, 2003.
- Reigber Ch., G. Balmino, P. Schwintzer, R. Biancale, A. Bode, J.-M. Lemoine, R. Koenig, S. Loyer, H. Neumayer, J.-C. Marty, F. Barthelmes, F. Perosanz, S. Y. Zhu: Global gravity field recovery using solely GPS tracking and accelerometer data from CHAMP, *Space Science*, 108, pp 55-66, 2003.
- Deleflie F., P. Exertier, P. Berio, G. Métris, O. Laurain, J.-M. Lemoine, S. Loyer, A. First Analysis of the Mean Motion of CHAMP, *Adv. Geosciences*, 1, 95-101, 2003.
- Deleflie F., P. Exertier, P. Berio, G. Métris, O. Laurain, J.-M. Lemoine, and S. Loyer, Why the 18.6 year tide cannot explain the change of sign observed in J2dot, *Adv. in Geosciences*, 1, 103-108, 2003.
- Reigber Ch., H. Jochmann, J. Wunsch, S. Petrovic, P. Schwintzer, F. Barthelmes, K.-H. Neumayer, R. König, Ch. Förste, G. Balmino, R. Biancale, J.-M. Lemoine, S. Loyer, F. Perosanz: Earth Gravity Field and Seasonal Variability from CHAMP, in: Reigber Ch., Lühr H., Schwintzer P., Wickert J. (eds.), *Earth Observation with CHAMP - Results from Three Years in Orbit*, Springer, Berlin, 25-30, 2005.
- Reigber Ch., P. Schwintzer, R. Stubenvoll, R. Schmidt, F. Flechtner, U. Meyer, R. König, H. Neumayer, C. Förste, F. Barthelmes, S.Y. Zhu, G. Balmino, R. Biancale, J.-M. Lemoine, H. Meixner, J.-C.. Raimondo: A High Resolution Global Gravity Field Model Combining CHAMP and GRACE Satellite Mission and Surface Data: EIGEN-CG01C; Scientific Technical Report STR06/07, GeoForschungsZentrum Potsdam, 2006.
- Biancale R., J-M Lemoine, G Balmino, S Bruinsma, F Perosanz, J-C Marty, S Loyer, P Gégout: 4 years of geoid variations from GRACE and

- LAGEOS data at 10-day intervals.
<http://bgi.cnes.fr:8110/geoid-variations/README.html>.
- Ramillien G., A. Lombard, A. Cazenave, E. R. Ivins, M. Llubes, F. Remy, R. Biancale: Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE, *Global and Planetary Change*, Elsevier, 53, 198-208, 2006.
- Lemoine J.-M., S. Bruinsma, S. Loyer, R. Biancale, J.-C. Marty, F. Perosanz, G. Balmino: Static and temporal gravity field models inferred from GRACE data, submitted to *Adv. Space Res*, 2006.

DORIS Applications for Earth and Atmospheric Sciences

P. WILLIS^{1,2}, L. SOUDARIN³, C. JAYLES⁴, L. ROLLAND²

¹ *Institut Géographique National, Direction Technique, 2, avenue Pasteur, BP 68, 94160 Saint-Mandé, France*

pascal.willis@ign.fr

² *Institut de Physique du Globe de Paris, Laboratoire d'Etudes Spatiales et de Planétologie, 4 place Jussieu, 75252 Paris, France*

rolland@ipgp.jussieu.fr

³ *Collecte Localisation Satellite, 8-10 rue Hermes, Parc technologique du canal, 31526 Ramonville, France*

laurent.soudarin@cls.fr, christian.jayles@cls.fr

⁴ *Centre National d'Etudes Spatiales, DCT/PO/AL, 18, avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 4, France*

Abstract DORIS is a French precise orbit determination system. However, in the past 4 years, through the creation of the International DORIS Service, a larger cooperation was involved. Furthermore, the precision of its scientific applications (geodesy, geophysics) gradually improved and expanded to new fields (atmospheric sciences), leading for example to the publication of a Special Issue in the Journal of Geodesy. The goal of this manuscript is to present and explain these changes, as part as the French national report to the International Association of Geodesy, presented at the general assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics in Perugia, Italy in July 2007.

Key words *DORIS, orbit determination, geodesy, terrestrial reference frame, geodynamics*

Applications du système DORIS aux sciences de la Terre et de l'atmosphère

Résumé DORIS est un système d'orbitographie précise. Toutefois, au cours des 4 dernières années, grâce à la création de l'*International DORIS Service*, une

coopération internationale plus large a été mise en place. De plus, la précision pour ses applications scientifiques (géodésie, géophysique) s'est progressivement améliorée et étendue à de nouveaux champs d'applications dans le domaine des sciences de l'atmosphère, conduisant par exemple à la publication d'un numéro spécial DORIS dans le *Journal of Geodesy*. Le but de cet article est de présenter et d'expliquer ces changements, comme partie du rapport national français à l'Association Internationale de Géodésie, présenté à l'Assemblée générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale à Pérouge, Italie en juillet 2007.

Mots clefs DORIS, détermination d'orbite, géodésie, système de référence terrestre, géodynamique

I. INTRODUCTION

DORIS (Doppler Orbit Determination and Radiopositioning by Satellite) is a French tracking system developed by CNES (French Space Agency) in cooperation with IGN (French mapping agency) and the GRGS (French Research group on satellite geodesy). This system is based on a

permanent network of dedicated beacons (Figure 1), fully automated and transmitting a radio-electrical signal on 2 frequencies (2 GHz and 400 MHz) using omni-directional antennas (Barlier et al. 2005; Willis et al., 2006b). These instruments can work in all type of environment.



Figure 1: DORIS permanent tracking station in Rikitea (French Polynesia). From H. Fagard (IGN/SIMB).



Figure 2: DORIS Permanent tracking network (as November 28, 2006). From H. Fagard (IGN/SIMB).

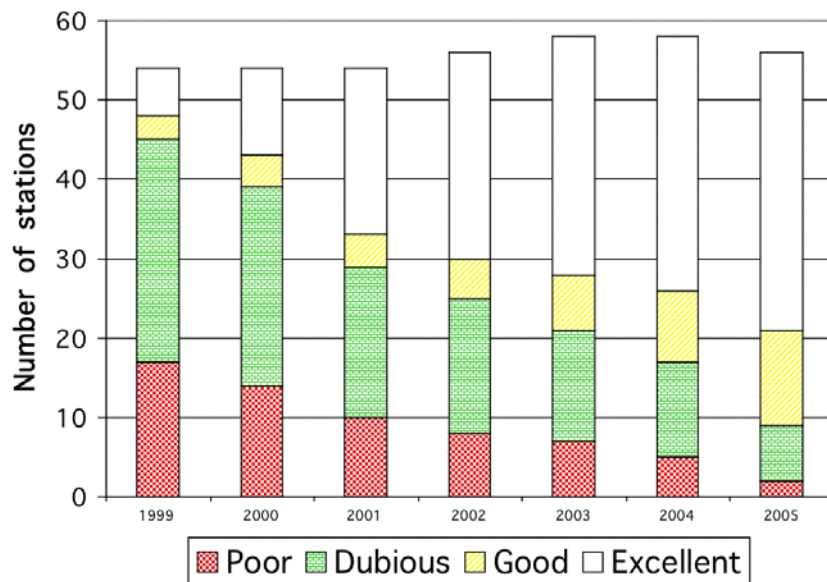


Figure 3: Improvement of the estimated DORIS antenna stability. From H. Fagard, J. Geod., 2006.

The DORIS permanent network is composed of about 50 stations, geographically well distributed (Figure 2). This network was installed by IGN before the launch of the first DORIS satellite (SPOT2 in January 1990) and is still maintained by IGN, in close cooperation with CNES. About half of the DORIS

tracking equipments are located at close range with other fundamental geodetic systems (VLBI, Laser, GPS).

In the recent years, a rejuvenation of the network was undertaken by IGN. Major steps were taken to improve the geodetic stability of the beacons in order to allow sub-centimeter accuracy for the most

demanding applications such as reference frame determination. The geodetic stability of the DORIS beacons is now almost fully satisfactory (see Figure 3). The integrity of

the DORIS data is operationally controlled by CNES to insure that the best data are delivered to the scientific users (Jayles *et al.*, 2006).

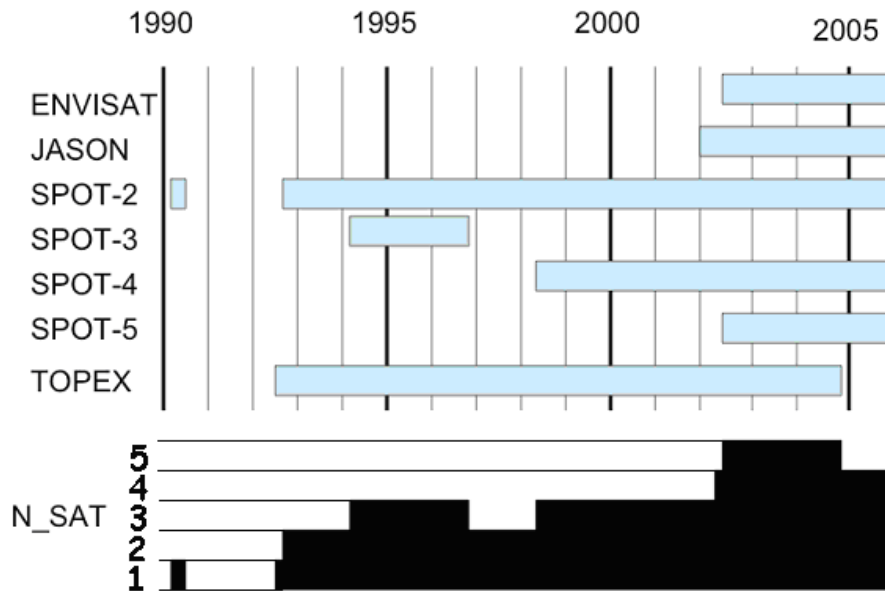


Figure 4: DORIS observations available at the IDS Data Centers (as at January 2006). From Tavernier *et al.*, *J. Geod.*, 2006.

Table 1: SINEX time-series of DORIS station coordinates available at the IDS Data Center. As at February 2006. From Tavernier *et al.*, *J. Geod.*, 2006.

Group	Software	Solution	Start	End	Files	Geocenter	EOP
GSC	GEODYN	WD01	Jan-2004	Dec-2004	52		
		WD02	Jan-2004	Dec-2004	52		
IGN	GIPSY/OASIS	WD05	Jan-1993	Oct-2005	668	X	X
		MD03	Jan-1993	Oct-2002	118		
INA	GIPSY/OASIS	WD05	Jan-1993	Dec-2005	1355		
LCA	GINS/DYNAMO	WD13	Jan-1993	Sep-2005	664		
		MD02	Jan-2003	Dec-2002	120		
SOD	ZOOM	WD01	Jun-2001	Jun-2001	3		
SSA	ZOOM	WD01	Jan-2000	Jan-2005	209		
		MD01	Feb-2001	Apr-2002	16		

II. THE INTERNATIONAL DORIS SERVICE (IDS)

In 2003, at the General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) in Sapporo, Japan, the IDS (International DORIS Service) was created and officially recognized by the International Association of Geodesy (IAG) (Tavernier et al., 2005, 2006), following an initial phase of a DORIS Pilot Project (Willis et al., 2004b). A complete organization was set up to collect and archive DORIS data at 2 data centers: NASA/CDDIS in the US and IGN in France (Noll and Soudarin, 2006). Figure 4

summarizes the amount of DORIS data currently available at these centers. Except for the very earlier SPOT2 data (between 1990.0 and 1993.0) all data from all satellites carrying a DORIS receiver on-board are properly archived. This includes satellites for earth observations (French SPOT-2, SPOT-3, SPOT-4 and SPOT-5 from CNES), the US-French altimeter mission satellites (TOPEX/Poseidon and Jason) and the ESA mission for environment and altimetry (ENVISAT).

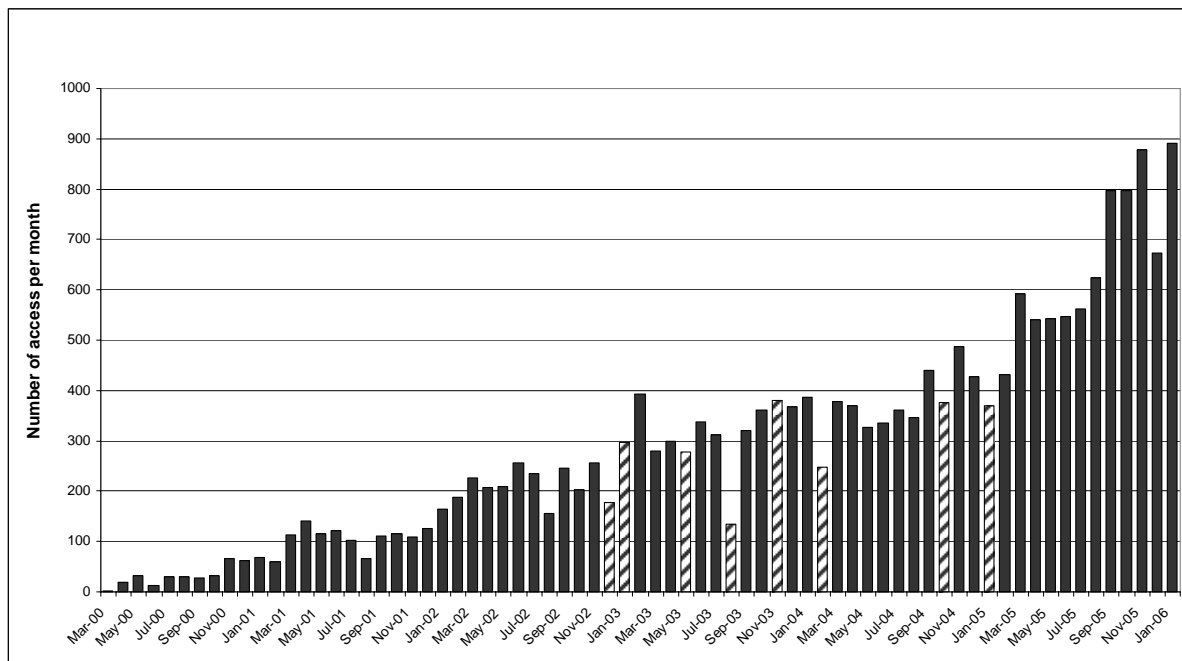


Figure 5: Monthly accesses to IDS Web site. (<http://ids.cls.fr>). Dashed columns indicate incomplete system log files. From Noll and Soudarin, J. Geod., 2006.

Several analysis groups have used these data to estimate weekly or monthly coordinates of DORIS stations (see Table 1)

and have submitted their results to these IDS data centers: cddis.gsfc.nasa.gov for NASA/CDDIS in the US and

doris.ensg.ign.fr for IGN in France. It must be noted that 2 groups in France (IGN/JPL and LEGOS/CLS) still submit such geodetic solutions on a regular basis. The IGN/JPL group submits their results every weeks, while the LEGOS/CLS groups currently prefer to submit their own results every 3 to 6 months. Furthermore, 2 other groups, Geoscience Australia/GSFC and Pecny Observatory/University of Bern

(Stepanek *et al.*, 2006), have also computed geodetic solutions more recently. The International DORIS Service developed a Web site maintained in Toulouse by CLS at (<http://ids.cls.fr>), providing information on DORIS data and products. Figure 5 demonstrates that the number of connections to this Web site is still growing with time, showing interest from a larger community.

III. RECENT IMPROVEMENT IN DORIS DATA ANALYSIS

In the past 4 years, a significant improvement was obtained for DORIS geodetic results (station coordinates). Let

us try to understand the reasons for this improvement.

III.1 Increase in DORIS data availability

First of all, the precision of the DORIS-derived station position is clearly dependent on the number of DORIS data available for this station and hence from the number of satellites equipped with DORIS receiver and providing their data to the IDS for scientific applications. Figure 6 shows that an increase of 1 to 3 satellites basically improve the precision of the results by a factor of 2, while an increase from 3 to 5 satellites improves the precision of the results by another factor of 2.

The number of DORIS satellites available at the time of observations is then a critical parameter. While only 2 DORIS satellites were available at the early

beginning of the system (1990-1993), 5 satellites were available since 2002 (SPOT-2, SPOT-4, Jason, ENVISAT, and SPOT-5). Best results are obtained using a proper combination of DORIS data from multiple satellites (Willis *et al.*, 2003).

Figure 7 shows a comparison of the WRMS of all station coordinates, when compared to cumulative solution (positions and velocities estimated using the full DORIS data span, from 1993 to 2006). The changes in precision due to modification of the DORIS constellation (number of available DORIS satellites) are clearly visible on this figure as well.

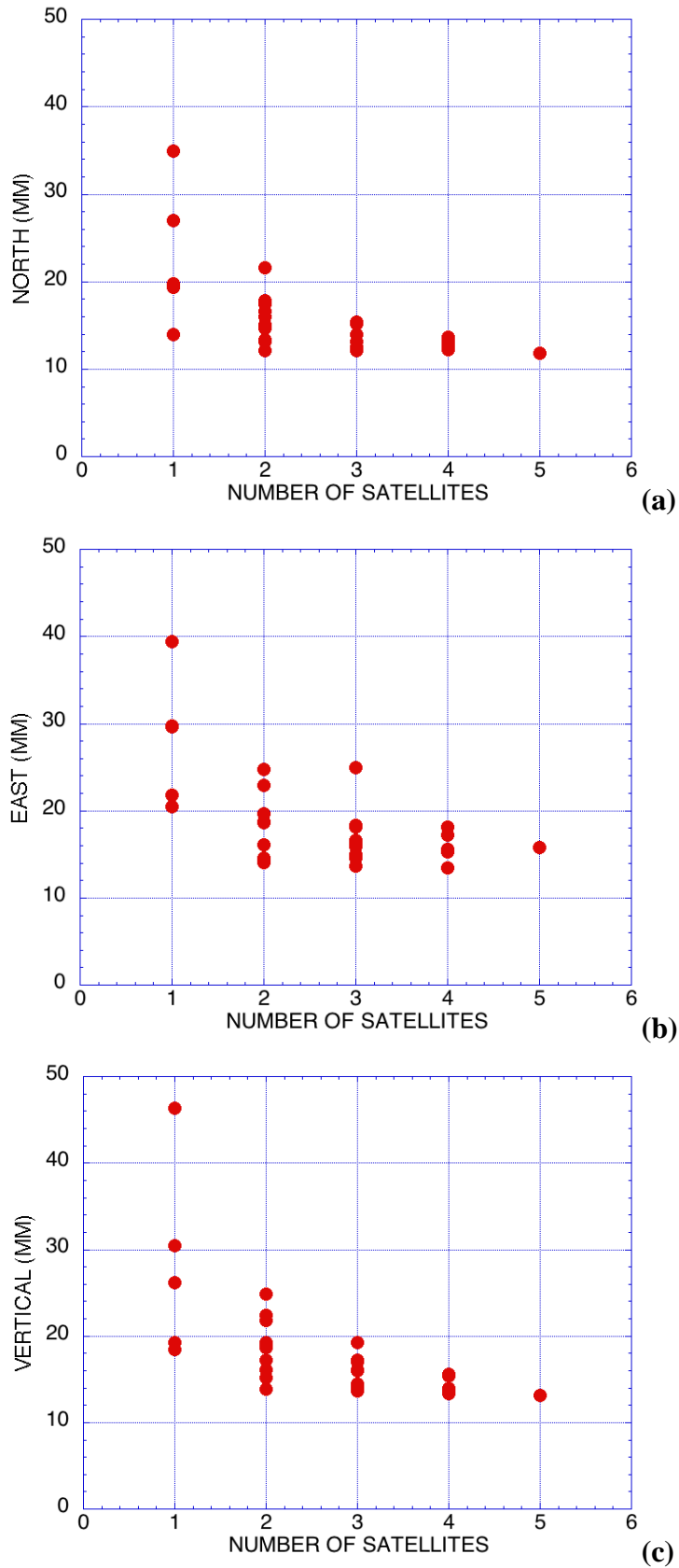


Figure 6: DORIS positioning precision with regards to number of available satellites ((a) in latitude, (b) in longitude, (c) in height). Single week results (February 1-7, 2004). All possible choices for satellites selection were considered. From Willis et al., C.R. Geosci., 2005.

As the number of available DORIS satellites is critical for IDS, a recent study (Willis, 2007) investigated the consequences of future possible loss of

current satellites, before the launch of the already planned missions in 2008 and 2009 (Cryosat-2, Jason-2 and AltiKA).

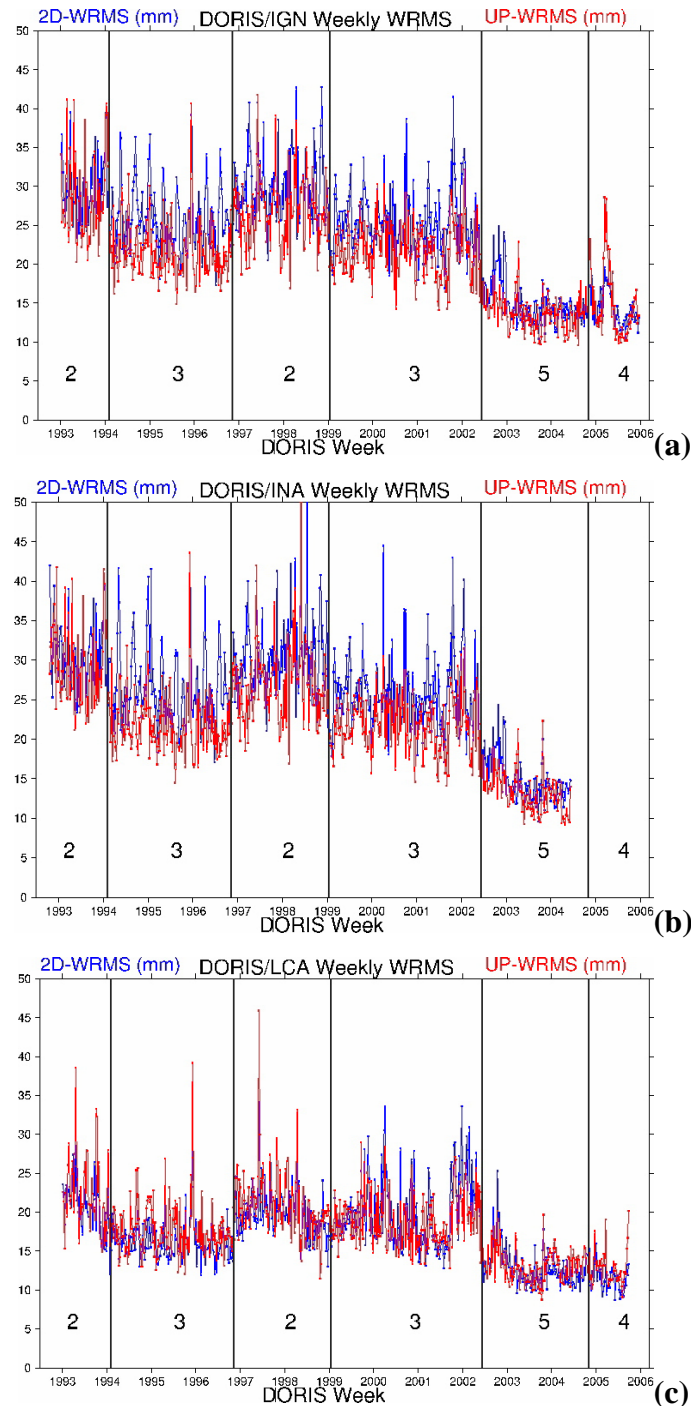
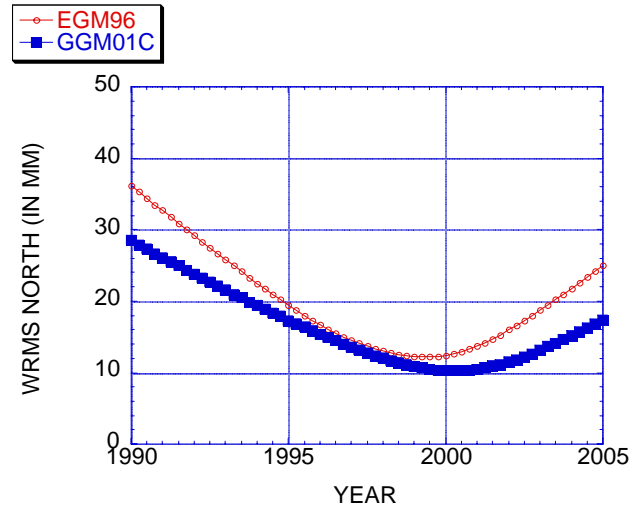
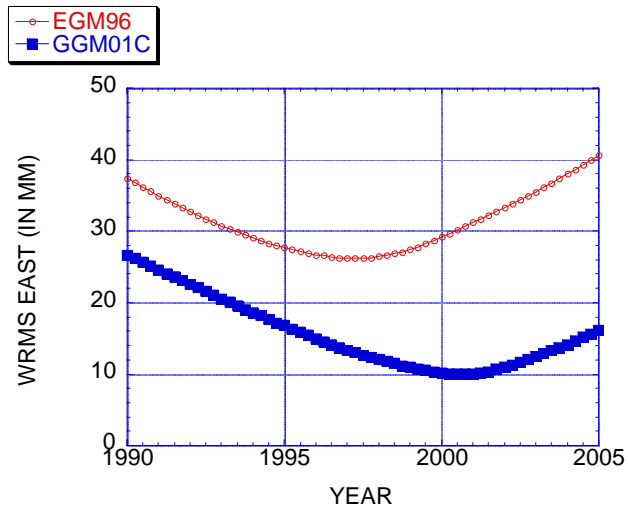


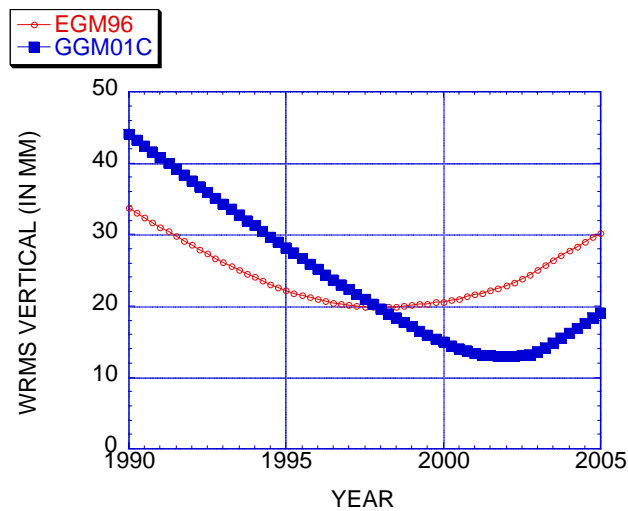
Figure 7: IGN/JPL (a), INASAN (b), LEGOS/CLS (c) weekly weighted root mean scatter (WRMS) with respect to their own cumulative solutions. Numbers in between the vertical lines superimposed over the plots indicate the number of satellites available for each time-span. From Altamimi et al., *J. Geod.*, 2006.



(a)



(b)



(c)

Figure 8: WRMS comparisons for all 43 DORIS stations in collocation with GPS using the EGM96 or the GGM01C gravity field (in North, East and Vertical). Units are in mm. Source Willis and Heflin, GRL, 2004.

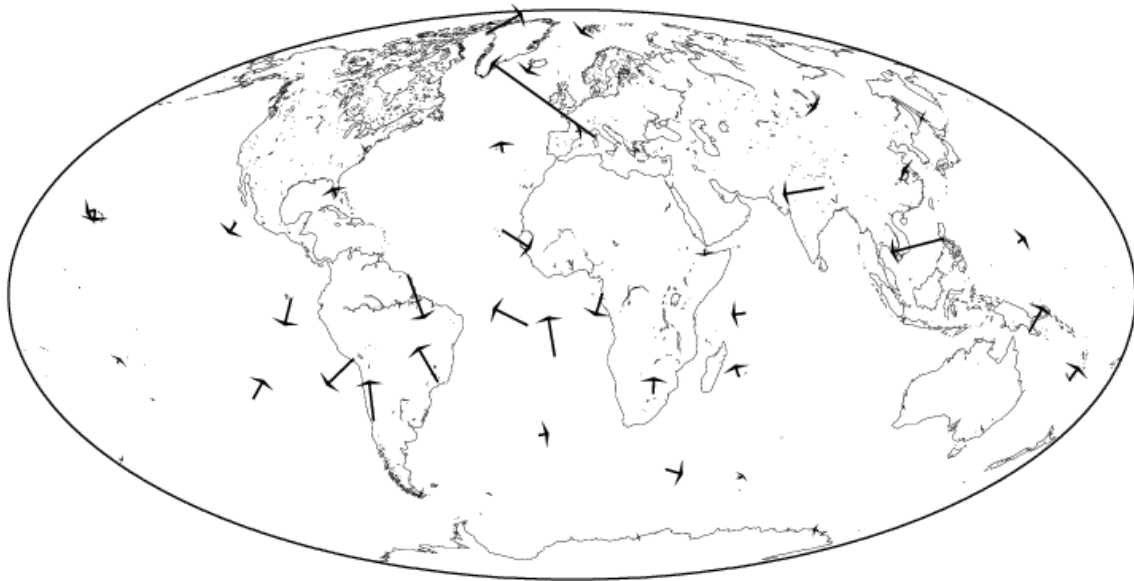


Figure 9: Apparent velocities derived from DORIS/Jason data (from January 2002 to April 2003). From Willis et al., CR Geosci., 2004

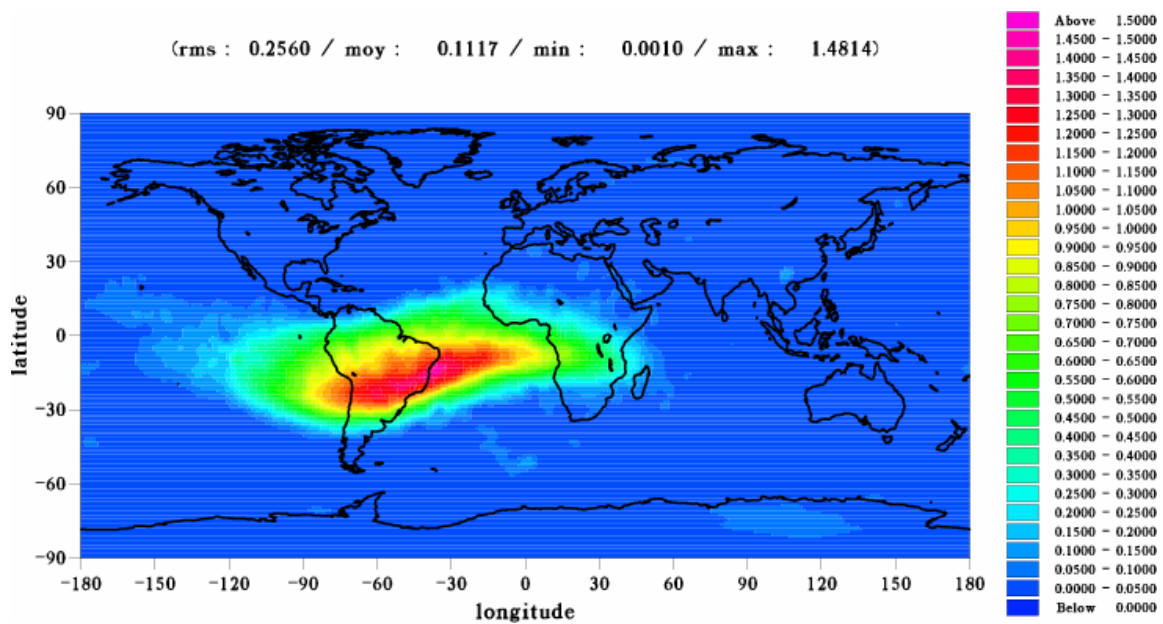


Figure 10: Plot of the relative SAA dose exposure in 2002-2005 at the 1300 km altitude of Jason-1 (dimensionless units). From Lemoine and Capdeville, J. Geod., 2006.

III.2 Availability of improved GRACE-derived gravity field models

Furthermore, improvements in the accuracy (external precision) were also obtained by using more sophisticated analysis strategies or better model. Figures 8 show a

comparison of 2 DORIS solutions (one computed using the older EGM96 gravity field and the other one computed using a more recent gravity field obtained using

GRACE data). DORIS coordinates were compared over the 1990-2005 time span to an external reference, obtained using GPS coordinates of a close-by GPS tracking

station and the vector of the geodetic localities between the GPS and the DORIS instruments in collocation, using terrestrial surveying techniques.

III.3 Better handling of problems related to the South Atlantic Anomaly

Some satellite-specific problems were also detected and corrected. For example, initial computations showed that using DORIS/Jason data produced erroneous results for station positions and station velocities (Willis et al., 2003). For example, station velocities around Brazil (Figure 9) were totally corrupted by several tens of centimeters. This artifact of computation was later explained (Willis et al., 2004a) to be related to successive radiation doses of the satellite on-board quartz oscillator over the South Atlantic Anomaly (SAA) region.

Over this region (see Figure 10), the magnetic field is much weaker and energy particles are naturally trapped, affecting behavior of several satellite equipments, in particular the on-board clocks. Using DORIS data from the TOPEX/Poseidon mission (orbit at the same altitude, and satellite flying in close formation with Jason), the LEGOS group (Lemoine and Capdeville, 2006, and Figure 11) was recently able to propose an empirical correction model for the DORIS/Jason data.

III.4 Antenna correction models

Some authors tried to apply GPS-derived techniques to DORIS data analysis. For example, Willis et al. 2005 try to estimate phase center variation (PCV) maps for DORIS data. Figure 12 shows an example of such results. Each pixel of this map corresponds to the mean value of the DORIS residuals over one complete year, as seen by the satellite, in this specific direction in the satellite frame (North is in the direction of the satellite velocity).

The adoption of such maps did not show a drastic improvement in the geodetic

results (see also Willis et al., in press) but at least they show some specific problems related to the DORIS data or to the DORIS data analysis. For example, on Figure 12, the blue region at North (front of the satellite) and the red region at south (back of the satellite) can be seen on almost all SPOTs maps and is equivalent to a time tagging error in TAI of about 5 microseconds (see also Zelensky et al., 2006).

Simpler approaches were also investigated estimating only an empirical parameter to correct the vector between the

center of mass of the satellite and the center of phase of the antenna (Willis *et al.*, 2007a;

Willis *et al.*, 2007b).

III.5 Improvement data analysis during geomagnetic storms

A close verification of the quality of the DORIS weekly geodetic results (station coordinates) showed that period of larger solar activity (geomagnetic storms for example) were of poorer quality. This can be explained by the fact that the atmospheric density models used to estimate the atmospheric drag applied on the satellite do not represent as well the actual physics of the atmosphere during these periods.

Tests have shown (Table 2) that a different estimation strategies, involving a more frequent determination of drag

empirical parameters using some proper time constrain (Willis *et al.*, 2005c), can provide geodetic results that are less degraded and that are almost at the same accuracy level as periods during unperturbed atmosphere.

It must also be noted that the DORIS-derived empirical drag parameter seem to contain some valuable information on the physics of the atmosphere, as the estimated parameter shows a high correlation with atmospheric coefficient, such as A_p (Figure 13).

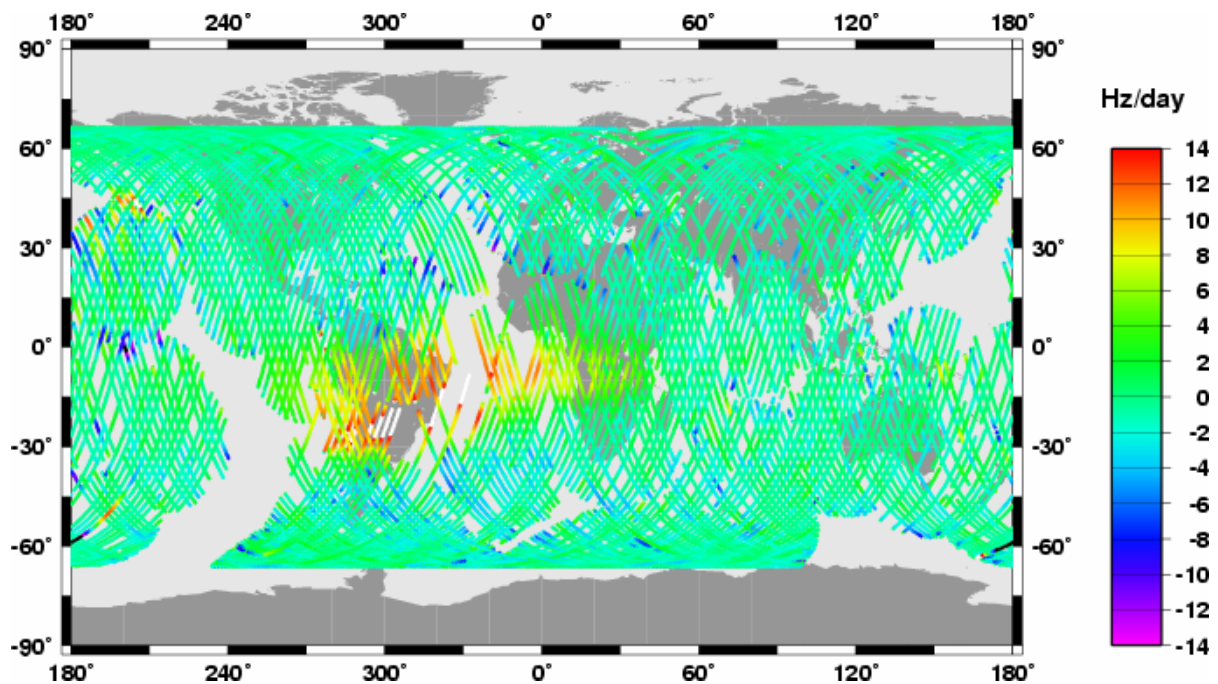
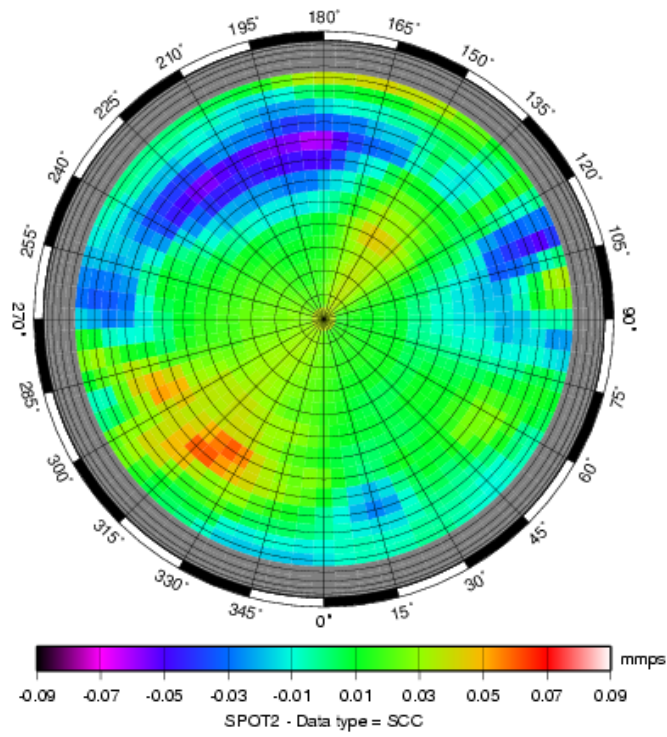


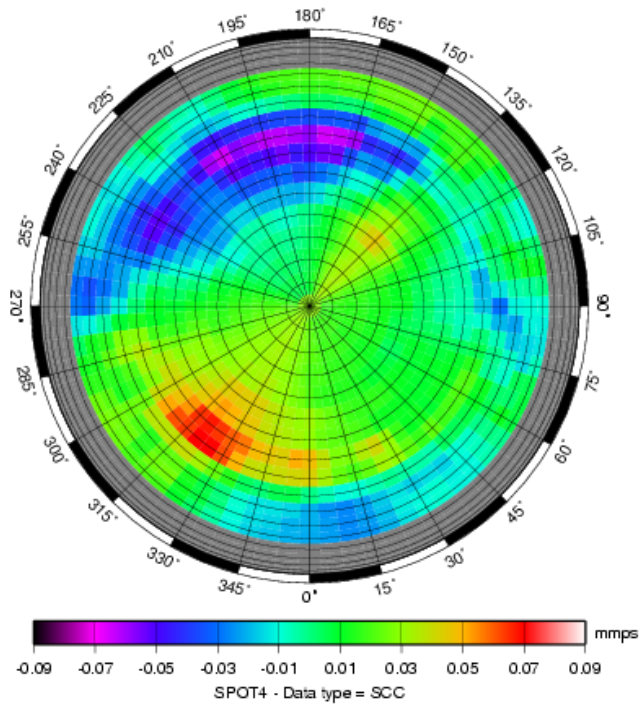
Figure 11: Geographical plot of the time derivative of Jason-1 frequency offset (Jason-1 frequency change rate) for cycle 26 (2002/09/20 to 2002/09/30). From Lemoine and Capdville, *J. Geod.*, 2006.

SPOT2 2002

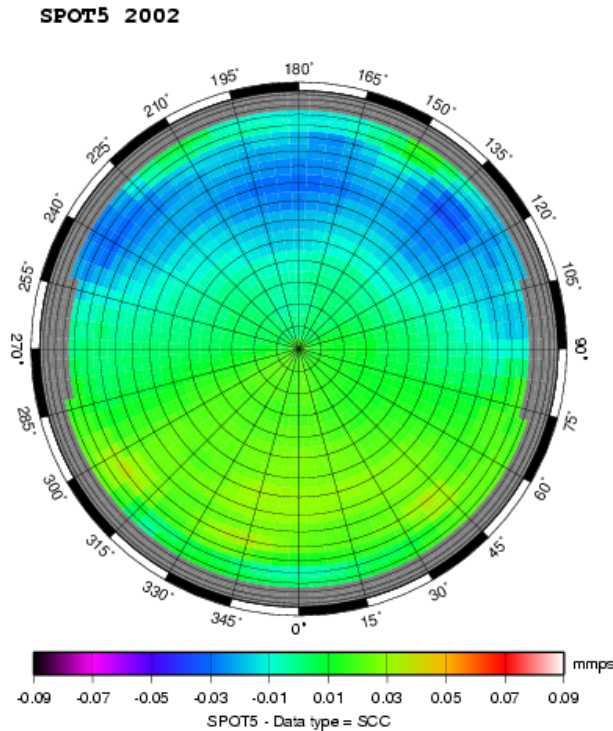


(a)

SPOT4 2002



(b)



(c)

Figure 12: DORIS/SPOT antenna map corrections (2002). Source Willis et al., *Adv. Space Res.*, 2005a.

III.6 DORIS for precise orbit determination

As said before, the main goal of the DORIS system is the determination of precise orbit of low earth orbiting (LEO) satellites. Table 3 provides the list of all satellites equipped with DORIS receiver and sharing their data through the IDS data centers. The most recent satellites are equipped with a second generation of receiver, allowing simultaneous tracking of ground beacons, thanks to a new multi-channel technology inside the receiver and the possibility of shifted frequency for the transmitting ground antennas (Tavernier et al., 2003).

Analysis of long-term time series of

DORIS residuals from different analysis centers have shown some common systematic errors and also some differences due to the analysis strategies (Figure 14).

On Figure 14, DORIS residuals for Jason satellites are quite different around the South Atlantic Anomaly region, because IGN/JPL throw away all data within this area in a pre-processing phase, while TU/Delft use a regular data processing and while UT/CSR uses a more refined analysis strategy, estimating an additional clock parameter (frequency drift equivalent to a clock acceleration) per ground station.

Table 2: Weekly RMS of DORIS station coordinates compared to cumulative solution (IGN03D02) using different processing strategies: (A) standard processing, 1 drag coefficient reset every 6 hours for SPOTs and ENVISAT, (B) 1 drag coefficient reset for all satellites, white noise, (C) 1 drag coefficient reset for all satellites, random walk. Weekly solutions from October 26 to November 29, 2003. Source Willis et al., Adv. Space Res., 2005.

Week	North (mm)			East (mm)			Vertical (mm)		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C
Oct 26 – Nov 1, 2003	38.5	12.5	11.2	28.8	15.9	17.2	28.7	15.3	14.4
Nov 2 – 8, 2003	15.4	12.5	11.6	12.6	10.8	11.8	12.2	12.5	12.8
Nov 9 – 15, 2003	10.6	10.4	9.2	11.6	10.0	11.6	10.0	9.8	10.3
Nov 16 – 22, 2003	22.7	9.7	9.7	20.3	10.7	10.8	27.8	11.7	12.1
Nov 23 – 29, 2003	13.4	10.4	11.9	11.4	11.0	10.3	13.5	12.8	14.4

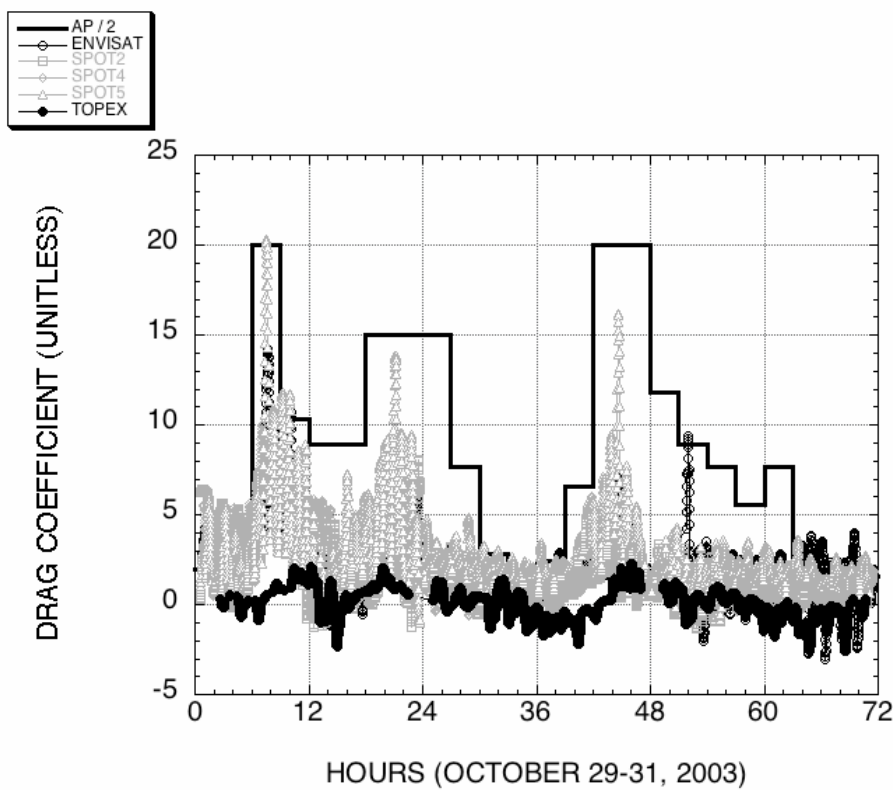


Figure 13: Rapid determination (one per minute) of drag coefficient estimated independently for each DORIS satellite and Ap/2 values (every 3 hours). October 29 to 31, 2003. Source Willis et al., Adv. Space Res., 2005.

Current post-processing accuracy of 2 cm (in the radial component) or better can now be obtained for higher satellites

such as TOPEX/Posidon and Jason, while 3-4 cm accuracy are achievable for SPOT and ENVISAT satellites at a lower altitude

(Zandbergen *et al.*, 2003). Best results are obtained for Jason in post-processing mode, using simultaneously all available tracking data on-board the satellite: GPS, SLR and DORIS (Luthcke *et al.*, 2003; Haines *et al.*, 2003; Choi *et al.*, 2004; Haines *et al.*, 2004).

The consequences of errors in the adoption of station coordinates on orbit

solution and hence of sea level derived from altimeter data was also analyzed (Morel and Willis, 2005). Some transfer function were obtained to better quantify this effect and to estimate the error due to the mis-modelling of the terrestrial reference frame (station coordinates and velocities) or geophysical products, typical global mean sea level.

Table 3: Past and current satellite missions carrying an on-board DORIS receiver and Precise Orbit Determination performances (1G = first generation, 2G = second generation, 2GM = second generation miniaturized). From Willis *et al.*, CR Geosci., 2005.

Satellite	Launch	Receiver Generation	Other tracking System	Altitude (km)	Orbit precision (radial RMS in cm)
SPOT-2	January 1990	1G	-	830	3
TOPEX/Poseidon	August 1992	1G	SLR+GPS	1330	2
SPOT-3	1994	1G	-	830	3
SPOT-4	1998	1G	-	830	3
Jason	December 2001	2GM	SLR+GPS	1330	1
ENVISAT	March 2002	2G	SLR	800	2
SPOT-5	2002	2GM	-	830	3

IV. DORIS FOR REAL-TIME ORBIT DETERMINATION

As the DORIS data are performed directly on-board the satellite, CNES has developed a specific software (DIODE, Jayles and Costes, 2004), processing DORIS data in real time and predicting the satellite orbit with a very good integrity and accuracy

performances. Figure 15 and Table 4 show an example of recent results. Currently a 5 cm orbit can be obtained in real-time when all models can be properly uploaded on board of the satellite.

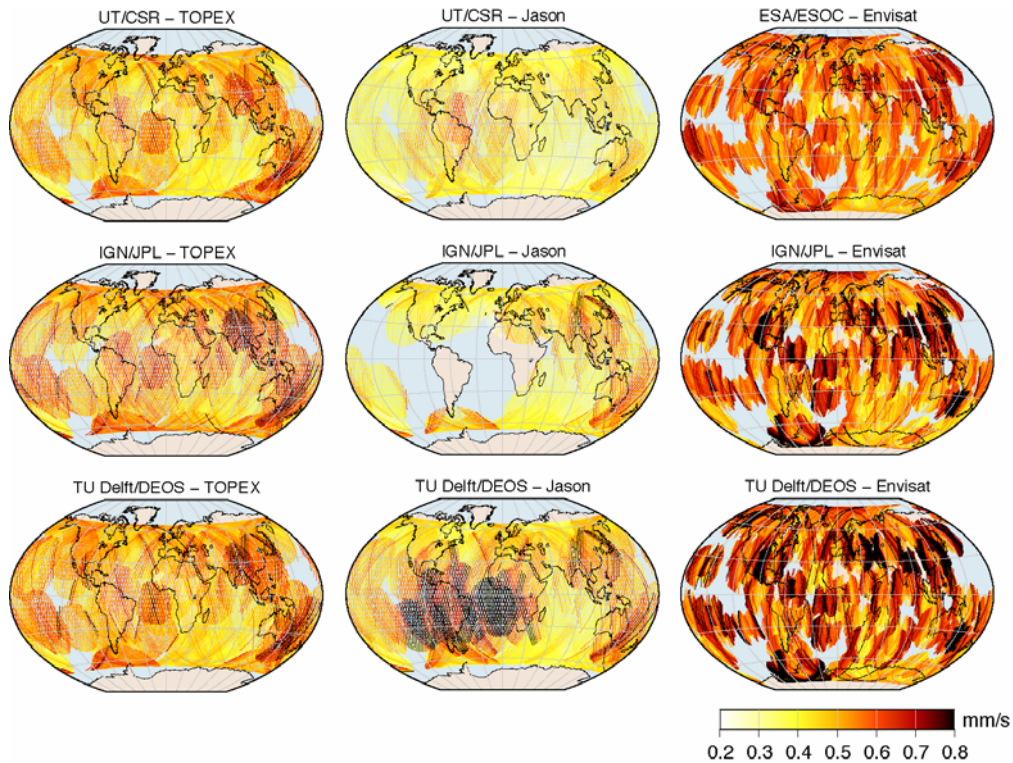


Figure 14: RMS values of DORIS residuals over multiple repeat cycles, binned by satellite pass. Data used is from January 15, 2002 to January 1, 2004 for TOPEX (left column) and Jason (centre) and from October 4 2002 to January 1, 2004 for ENVISAT (right). POD residuals were supplied by UT/CSR or ESOC (top row), IGN/JPL (centre) and TU Delft/DEOS (bottom). From Doornbos and Willis, 2007.

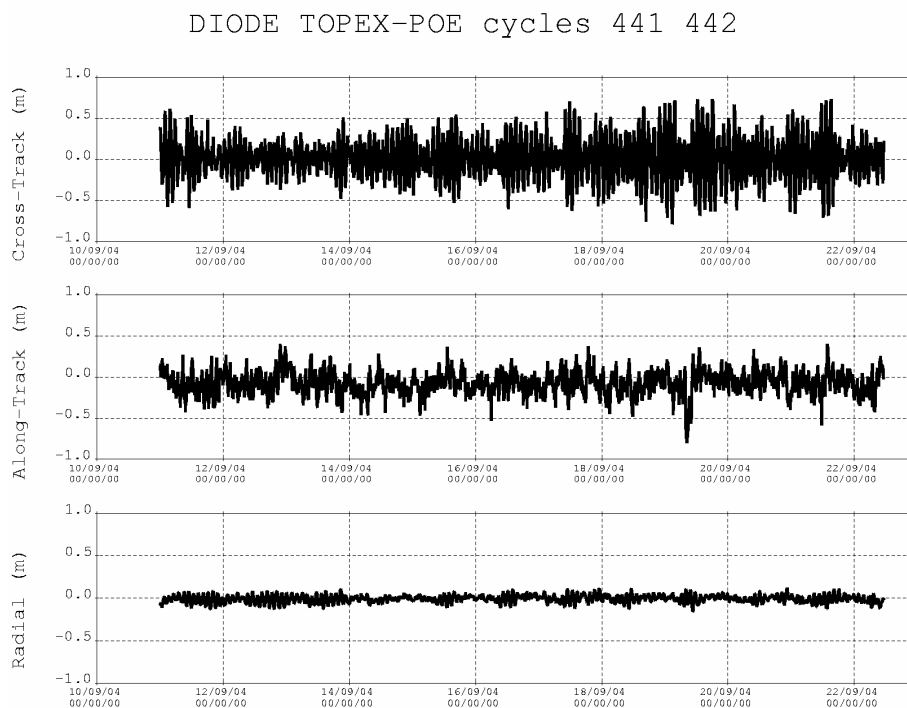


Figure 15: Expected position accuracy for the coming DIODE version using actual TOPEX DORIS data in a post-processing mode (September 11 to September 22, 2004). Source Willis et al., CR Geosci., 2005.

Table 4: Overall comparison statistics (DIODE – POE) from DORIS/TOPEX data. September 11 to September 22, 2004. All units are in mm for position and mm/s for velocity.

	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Mean</i>	<i>Std Dev.</i>
Radial	-154	122	-6	44
Tangential	-801	406	-73	137
Normal	-783	734	11	252
3-D Error	8	832	266	138
Radial velocity	-0.34	0.67	0.007	0.12
Tangential velocity	-0.12	0.12	0.00	0.04
Normal velocity	-0.80	0.69	0.00	0.23
3-D velocity error	0.001	0.82	0.24	0.13

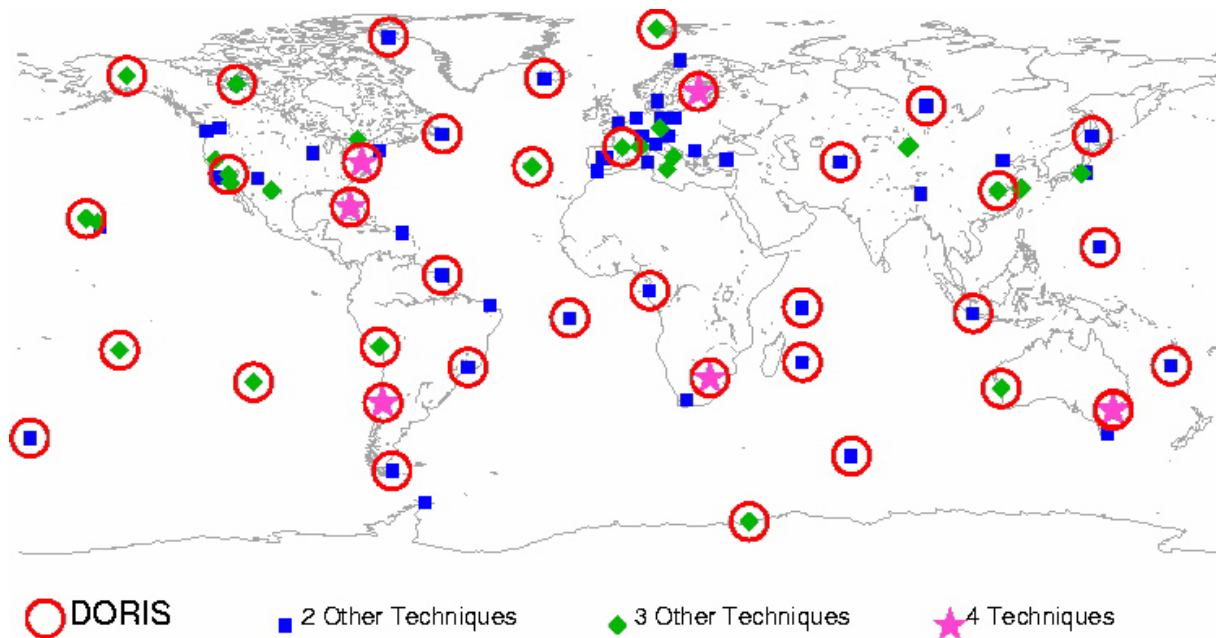


Figure 16: DORIS collocation sites in the ITRF2005. From Altamimi *et al.*, *J. Geod.*, 2006.

V. DORIS AND THE MAINTENANCE OF THE TERRESTRIAL REFERENCE FRAME

Due to the good geographical distribution of the DORIS permanent tracking network, to its long-term time series of observations and to its numerous collocations with other

geodetic space techniques (Figure 16), DORIS is a rather attractive system for terrestrial reference frame maintenance (Willis *et al.*, 2005a; Altamimi *et al.*, 2006).

DORIS was a significant contributor to the ITRF2005, based on a approach using time

series of station coordinates (Altamimi et al., 2005a, 2005b; Meisel et al., 2005).

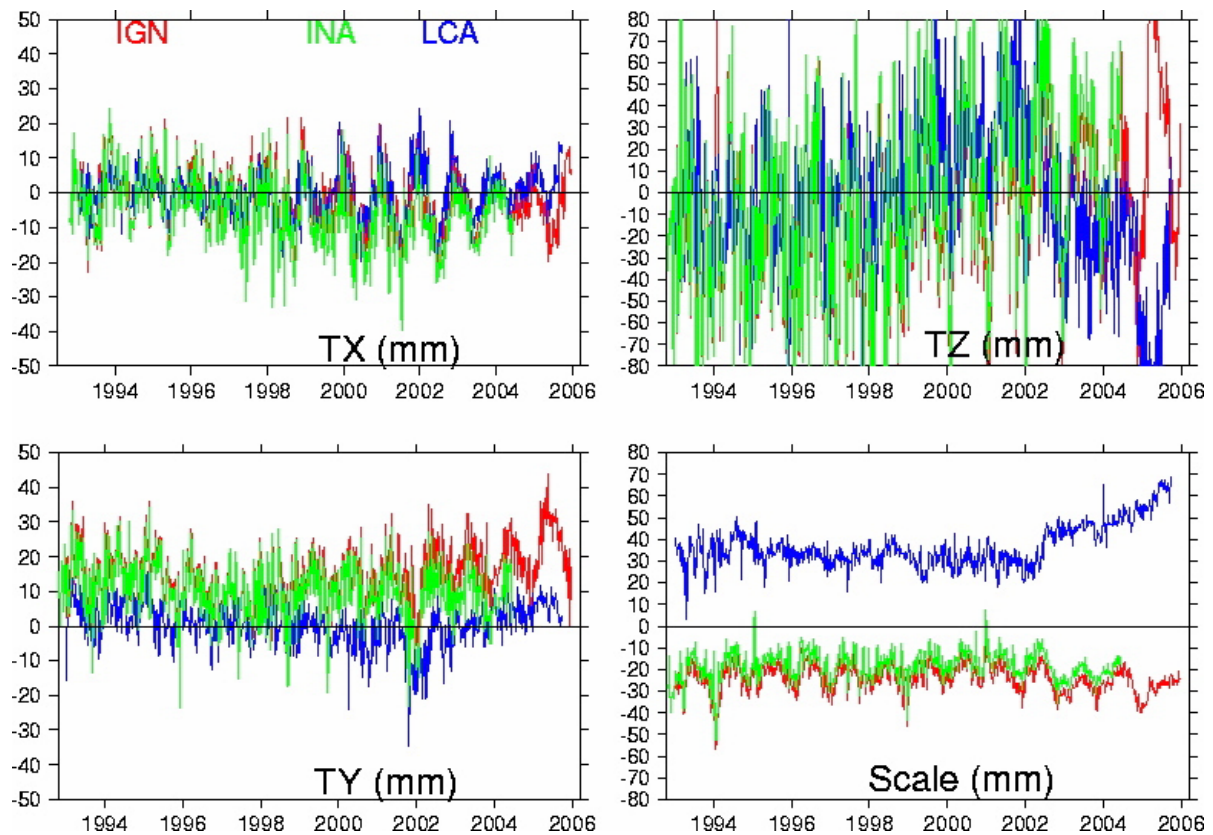


Figure 17: Weekly variations in origin and scale from the IGN (*IGN/JPL*), INA (*INASAN*) and LCA (*LEGOS/CLS*) solutions. From Altamimi et al., *J. Geod.*, 2006.

Different studies tried at assess the nature of the noise included in the DORIS-derived time series of station coordinates: white noise, colored noise (Williams and Willis, 2006; Le Bail et al., 2006, Nocquet et al., 2006). All analysis noted the presence of some systematic error, showing future ways of improvement, if analysis centers could be able to better understand these errors and to correct them. In particular, a clear signal at 118 days was demonstrated in several DORIS time series (Le Bail et al.,

2006).

In 2006, three different long-term times series of solutions could be analyzed: IGN/JPL INASAN (both using GIPSY/OASIS software), LEGOS/CLS using the GINS/DYNAMO software. Figure 17 shows the comparison of these individual weekly DORIS solutions with a combined long-term cumulative DORIS solution obtained by combination using the CATREF software. IGN/JPL and INASAN, using the same software and a very close

analysis strategy obtain almost indistinguishable results. The LEGOS/CLS solution present more differences as the software used and the analysis strategy is quite different. However, a lot of similarities can be seen in the results, even

in geocenter variation determination (see also Feissel-Vernier *et al.*, 2006). The difference seen in the scale (definition of the unit of length) is still under investigation between those groups.

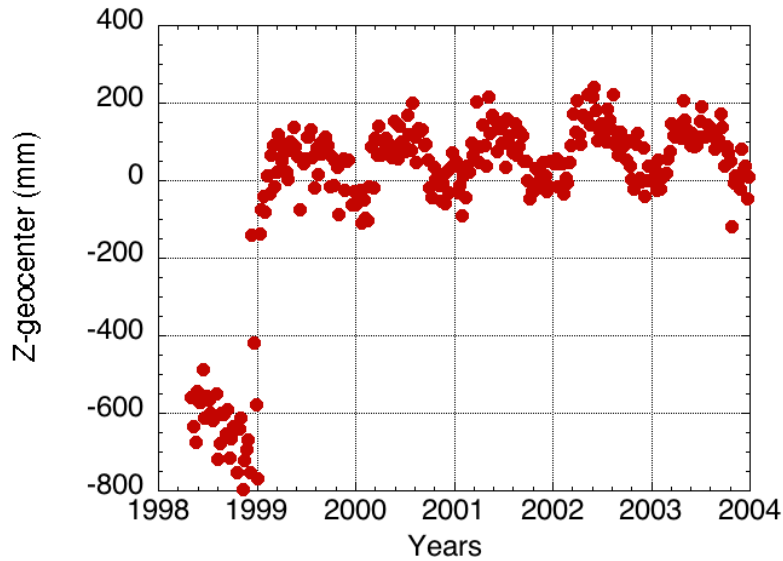


Figure 18: Weekly geocenter variations estimated using preprocessed DORIS/SPOT-4 data. (mm). From Willis *et al.*, *J. Geod.*, 2006.

Table 5: DORIS and GPS detected post-seismic displacement at Fairbanks after the November 3, 2002 Denali Fault Earthquake. From Willis *et al.*, *J. Geodyn.*, 2004.

	Latitude offset (in mm)	Longitude offset (in mm)	Altitude offset (in mm)
GPS (Bock, 2003)	-53.5 ± 4	$+15.1 \pm 4$	0
DORIS	-50 ± 4	$+20 \pm 7$	0

Previous larger problems in the determination of the DORIS-derived geocenter (Figure 18) are now solved and fully understood. Previous results were obtained using an incorrect vector between the center of mass of the SPOT4 satellite in 1998 and the center of phase of the antenna (Willis *et al.*, 2006a).

Finally other parameters, such as the daily position of the intersection of the axis Earth’s rotation on the crust can also be estimated (Willis *et al.*, 2005b; Gambis *et al.*, 2006). Most recent results show a sub-millarcsecond accuracy (equivalent at 15 mm in the position of the axis of rotation at the North pole).

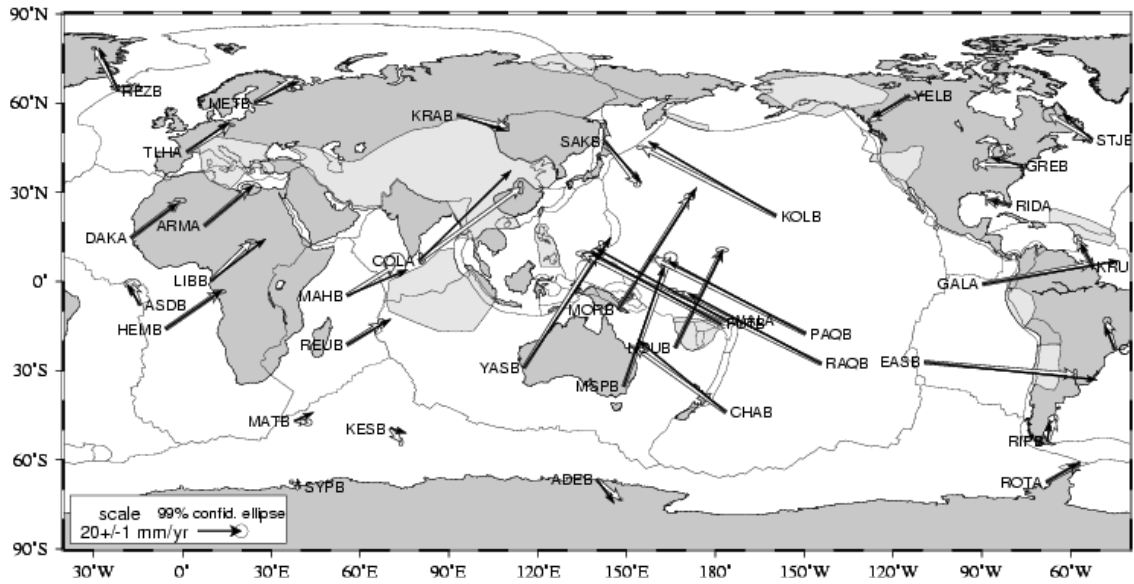


Figure 19: Horizontal velocity of 37 DORIS sites located in stable plate interiors. DORIS vectors with 99% confidence ellipses (white) are compared to PB2002 estimates (black). Grey areas are orogens defined by Bird (2003). Names correspond to the DORIS acronyms of the last observed station for each site. Velocities are expressed into ITRF2000. Source Soudarin and Crétaux, *J. Geod.*, 2006.

VI. GEOPHYSICAL APPLICATIONS OF THE DORIS SYSTEM

As a 10 mm precision is now achievable for weekly station coordinates, DORIS can now detect smaller signal in amplitude, such as a change in station coordinates due to the presence of a close-by Earthquake (see Table 5 and Willis et al., 2004).

A more exhaustive study was initiated by Willis and Ries, 2005 to identify station whose coordinates were showing some anomalous signal, either natural (Earthquake, volcano, corrosion of support,...) or caused by human activity.

This study was completed through the IDS, using the IDS Analysis forum, where analysis groups could share their experience and results in these problems.

Being able to detect and correct these problems, helped all groups to provide better geodetic results, leading a better (less biased) estimation of station velocities. This allowed a better estimation of global plate tectonics either on a global basis (Soudarin and Cretaux, 2006), see Figure 19.

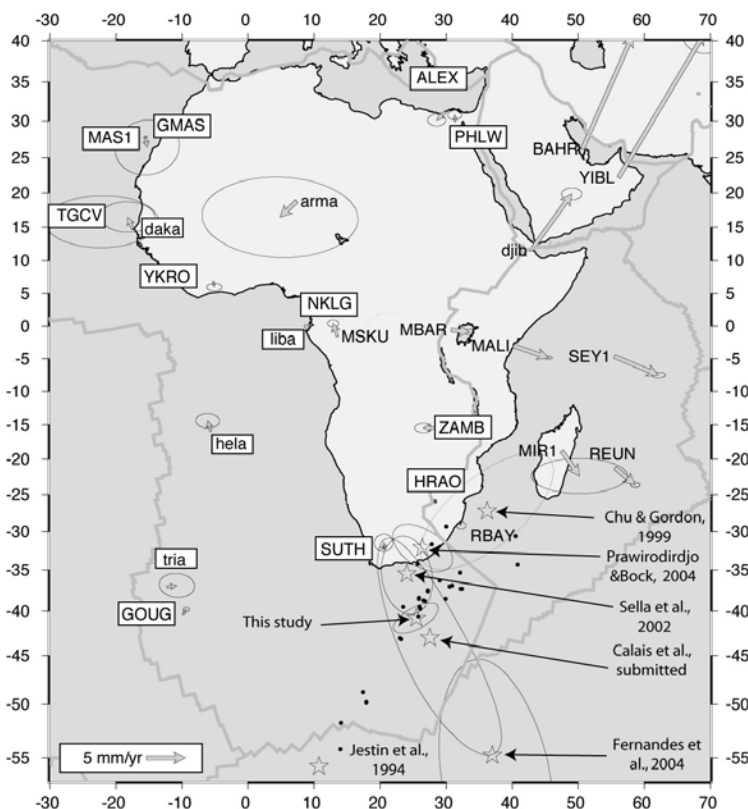


Figure 20: GPS (*upper case*) and DORIS (*lower case*) and GPS/DORIS collocated sites (*upper case ending with D*) velocities relative to Nubia. Stars indicate locations of Nubia/Somalia Euler pole. Source Nocquet *et al.*, *J. Geod.*, 2006.

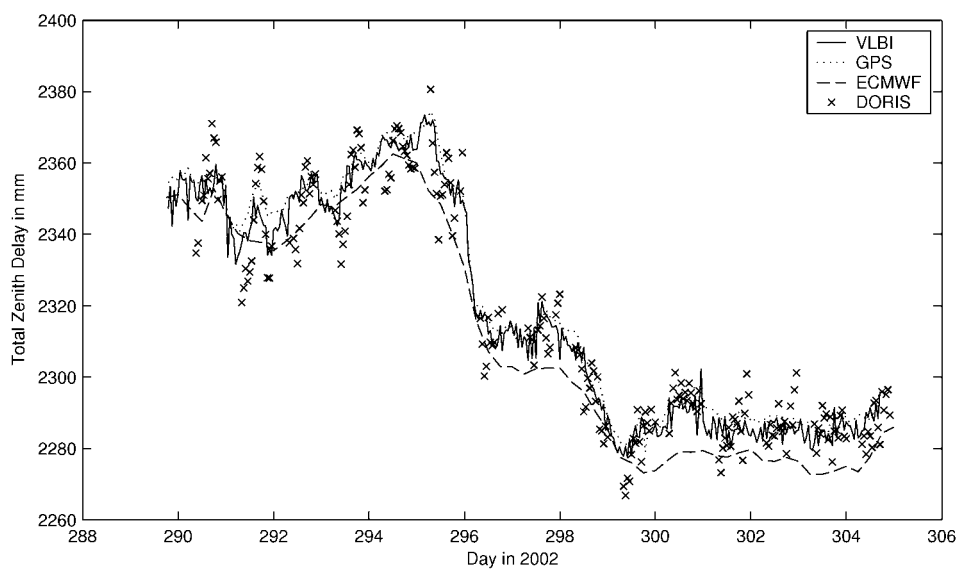


Figure 21: Total zenith delay at Ny-Alesund during CONT02 from VLBI (*solid line*), GPS (*dashed line*), and DORIS (*crosses*). From Snajdrova *et al.*, *J. Geod.*, 2006

It is also possible to investigate plate tectonics on a regional basis, for example in the case of Africa, for which the GPS infrastructure is not as dense as other places

and where DORIS provides some valuable information (Nocquet et al., 2006), see Figure 20.

Other geophysical studies looked at more local geophysical aspect, for example in Antarctica, where the DORIS system is well suited (accumulation of passes due to the sun-synchronous orbits of the SPOT

satellites) and for which a specific pilot experiment was organized (Patrick et al., 2003; Amalvict et al., 2007).

Finally, regional studies were also conducted around the Himalayan regions using simultaneously GPS and DORIS, in order to better understand the subtleties of the local tectonic (Bettinelli et al., 2006).

VII. IONOSPHERIC SOUNDING USING DORIS DATA

Finally, the fact that DORIS beacons transmit their signal simultaneously on 2 frequencies rather far apart (2 GHz and 400 MHz) allow, as for other techniques like GPS or VLBI to use data from these 2 frequencies to measure the signal delay due to the propagation in the ionosphere. This can lead to derivation of specific ionospheric map (global or regional). More recently, Li and Parrot, 2006 showed that it

is possible to see within the signature of the DORIS data residuals the effects of large ionospheric perturbations related to major Earthquakes (Trigunait et al., 2004). A future DORIS receiver is currently being build for the CITRIS satellite (Bernhardt et al., 2006), in order to study ionospheric scintillations in conjunction with GPS data also recorded at very high frequency on-board the satellite.

VIII. TROPOSPHERIC SOUNDING USING DORIS DATA

DORIS data are also affected when crossing the lower part of the atmosphere (troposphere). Snajdrova et al. showed that DORIS results are consistent with results

derived from geodetic space technique (VLBI and GPS) as well as with atmospheric models or water vapor radiometer data, see Figure 21.

IX. CONCLUSIONS

In conclusion, during the last four years, the applications of the DORIS system exceeded the original applications of precise orbit determination of low earth orbiting satellite, to geodesy (terrestrial reference

maintenance) and geophysics (tectonics, volcanology). More recently, new applications within the field of atmospheric sciences also arose. Future satellite carrying a new generation of DORIS receiver also

planned in the near future, ensuring the and geophysical time series.
effective availability of long-term geodetic

X. DORIS BIBLIOGRAPHY (2003-2007)

DORIS peer-reviewed articles published in international journals, between 2003 and 2007, from http://ids.cls.fr/html/report/peer-reviewed_journals.html

- Altamimi, Z.; Boucher, C; Willis, P. 2005a. Terrestrial Reference Frame requirements within GGOS perspective. *THE GLOBAL GEODETIC OBSERVING SYSTEM, JOURNAL OF GEODYNAMICS* 40 (4-5): 363-374, DOI: [10.1016/j.jog.2005.06.002](https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.06.002)
- Altamimi, Z; Boucher, C; Gambis, D. 2005b. Long-term stability of the terrestrial reference frame, *ADVANCES IN SPACE RESEARCH* 36(3) : 342-349, DOI: [10.1016/j.asr.2005.03.068](https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.03.068).
- Altamimi, Z.; Collilieux, X.; Boucher, C. 2006. DORIS Contribution to ITRF2005, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):625-635, DOI: [10.1007/s00190-006-0065-5](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0065-5)
- Amalvict, M.; Willis, P.; Shibuya, K. 2007. Status of DORIS stations in Antarctica for precise geodesy, in *Dynamic Planet - Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools*, P. Tregoning, C. Rizos, (Eds.), IAG Symp., 130:94-102
- Barlier, F. 2005. The DORIS system, A fully operational tracking system to get orbit determination at centimeter accuracy in support of Earth observations. *COMPTE RENDUS GEOSCIENCE* 337 (14):1223-1224, DOI: [10.1016/j.crte.2005.07.007](https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.07.007)
- Bernhardt, P.A.; Siefring, C.L.; Galys, I.J.; Rodillo, T.F.; Koch, D.E.; MacDonald, T.L.; Wilkens, R.; Landis, G.P. 2006. Ionospheric applications of the scintillation and tomography receiver in space (CITRIS) mission when used with the DORIS radio beacon network, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):473-485, DOI: [10.1007/s00190-006-0064-6](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0064-6)
- Bernhardt, PA; Siefring, CL 2006. New satellite-based systems for ionospheric tomography and scintillation region imaging, *RADIO SCIENCE*, 41 (5): Art. No. RS5S23 JUL 25 2006, DOI : [10.1029/2005RS003360](https://doi.org/10.1029/2005RS003360)
- Bettinelli, P.; Avouac, J.P.; Flouzat, M.; Jouanne, F.; Bollinger, L.; Willis, P.; Chitrakar, G.R. 2006. Plate Motion of India and Interseismic Strain in the Nepal Himalaya from GPS and DORIS Measurements, in DORIS

- Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):567-589, DOI: [10.1007/s00190-006-0030-3](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0030-3)
- Choi, KR; Ries, JC; Tapley, BD. 2004. Jason-1 Precision Orbit Determination by combining SLR and DORIS with GPS tracking data, *MARINE GEODESY*, 27 (1-2):319-333, DOI: [10.1080/01490410490465652](https://doi.org/10.1080/01490410490465652)
- Doornbos, E. ; Willis, P. 2007. Analysis of DORIS range-rate residuals for TOPEX/Poseidon, Jason, Envisat and SPOT, *ACTA ASTRONAUTICA* 60(8-9), 611-621, DOI : [10.1016/j.actaastro.2006.07.012](https://doi.org/10.1016/j.actaastro.2006.07.012)
- Fagard, H. 2006. Twenty years of evolution for the DORIS permanent network: from its initial deployment to its renovation, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):429-456, DOI: [10.1007/s00190-006-0084-2](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0084-2)
- Feissel-Vernier, M.; Le Bail, K.; Beriot, P.; Coulot, D.; Ramillien, G., Valette, J.J. 2006. Geocentre motion measured with DORIS and SLR, and predicted by geophysical models, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):637-648, DOI: [10.1007/s00190-006-0079-z](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0079-z)
- Gambis, D. 2006. DORIS and the Determination of the Earth's Polar Motion, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):649-656, DOI: [10.1007/s00190-006-0043-y](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0043-y)
- Haines, BJ; Bertiger, WIB; Desai, S; Kuang, D; Munson, L; Young, L; Willis, P. 2003. Initial results for Jason-1, Towards a 1-cm orbit, *JOURNAL OF THE INSTITUTE OF NAVIGATION* 50 (3):171-179
- Haines, BJ; Bar-Sever, YE; Bertiger, W; Desai, S; Willis, P. 2004. New strategies for the 1-cm Precise Orbit Determination, *MARINE GEODESY* 27 (1-2):299-318, DOI: [10.1080/01490410490465300](https://doi.org/10.1080/01490410490465300)
- Jayles, C; Costes, M. 2004. Ten centimeters orbits in real-time on-board of a satellite: DORIS-DIODE current status. *ACTA ASTRONAUTICA* 54 (5): 315-323, DOI: [10.1016/S0094-5765\(03\)00048-1](https://doi.org/10.1016/S0094-5765(03)00048-1).
- Jayles, C.; Nhun-Fat, B.; Tourain, C. 2006. DORIS: System Description and Control of the Signal Integrity, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):457-472, DOI: [10.1007/s00190-006-0046-8](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0046-8)
- Le Bail, K. 2006. Estimating the noise in space-geodetic positioning: the case of DORIS, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):541-565, DOI: [10.1007/s00190-006-0088-y](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0088-y)
- Lemoine, J.M.; Capdeville, H. 2006. A corrective model for Jason-1 DORIS Doppler data in relation to the South Atlantic Anomaly, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF*

- GEODESY* 80(8-11):507-523, DOI: [10.1007/s00190-006-0068-2](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0068-2)
- Li, F.; Parrot, M. 2006. Total Electron Content Variations Observed by a DORIS Station During the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):487-495, DOI: [10.1007/s00190-006-0053-9](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0053-9)
- Luthcke, SB; Zelensky, NP, Rowlands, DD; Lemoine, FG; Williams, TA. 2003. The 1-centimeter orbit, Jason-1 Precision Orbit Determination using GPS, SLR, DORIS, and altimeter data, *MARINE GEODESY* 26 (3-4):399-421, DOI: [10.1080/01490410390256727](https://doi.org/10.1080/01490410390256727)
- Meisel, B; Angermann, D; Krugel, M; Drewes, H; Gerstl, M; Kelm, R; Muller, H; Seemuller, W; Tesmer V. 2005. Refined approaches for terrestrial reference frame computations, *ADVANCES IN SPACE RESEARCH* 36(3) : 350-357, DOI: [10.1016/j.asr.2005.04.057](https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.04.057)
- Morel, L; Willis P. 2005. Terrestrial reference frame effects on sea level rise determined by TOPEX/Poseidon, *ADVANCES IN SPACE RESEARCH*, 36(3) : 358-368, DOI : [10.1016/j.asr.2005.05.113](https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.05.113).
- Noll, C.; Soudarin, L. 2006. On-line Resources Supporting the Data, Products, and Information Infrastructure for the International DORIS Service, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):507-523, DOI: [10.1007/s00190-006-0068-2](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0068-2)
- Nocquet, J.M.; Willis, P., Garcia, S. 2006. Plate kinematics of Nubia-Somalia using a combined DORIS and GPS solution, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):591-607, DOI: [10.1007/s00190-006-0078-0](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0078-0)
- Patrick, BA; Corvino, AF; Wilson, CJL. 2003. Ice-flow measurements and deformation at marginal shear zones on Sorsdal Glacier, Ingrid Christensen Coast, East Antarctica. *ANNALS OF GLACIOLOGY, VOL 37*: 60-68.
- Snajdrova, K; Boehm, J; Willis, P; Haas, R; Schuh H. 2006. Multi-technique comparison of tropospheric zenith delays derived during the CONT02 campaign, *JOURNAL OF GEODESY* 79(10-11):613-623, DOI: [10.1007/s00190-005-0010-z](https://doi.org/10.1007/s00190-005-0010-z)
- Soudarin, L.; Cretaux, J.F. 2006. A model of present-day tectonic plate motions from 12 years of DORIS measurements, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):609-624, DOI: [10.1007/s00190-006-0090-4](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0090-4)
- Stepanek, P.; Hugentobler, U.; Le Bail, K. 2006. First results of DORIS data analysis at Geodetic Observatory Pecný, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):657-664, DOI: [10.1007/s00190-006-0071-7](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0071-7)

- Tavernier, G; Granier, JP; Jayles, C; Sengenés, P; Rozo, F. 2003. The current evolutions of the DORIS system. INTEGRATED SPACE GEODETIC SYSTEMS AND SATELLITE DYNAMICS, *ADVANCES IN SPACE RESEARCH* 31 (8): 1947-1952, DOI: [10.1016/S0273-1177\(03\)00155-8](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(03)00155-8).
- Tavernier, G; Fagard, H; Feissel-Vernier, M; Lemoine, F; Noll, C ; Ries, J ; Soudarin, L ; Willis P. 2005. The International DORIS Service (IDS), *ADVANCES IN SPACE RESEARCH* 36(3) :333-341, DOI : [10.1016/j.asr.2005.03.102](https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.03.102)
- Tavernier, G.; Fagard, H.; Feissel-Vernier, M.; Le Bail, K.; Lemoine, F.; Noll, C.; Noomen, R.; Ries, J.C.; Soudarin, L.; Valette, J.J.; Willis, P. 2006. The International DORIS Service: genesis and early achievements, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):403-417, DOI: [10.1007/s00190-006-0082-4](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0082-4)
- Trigunait, A; Parrot, M; Pulinet, S; Li, F. 2004. Variations of the ionospheric electron density during the Bhuj seismic event. *ANNALES GEOPHYSICAE* 22 (12): 4123-4131.
- Williams, S.D.P.; Willis, P. 2006. Error Analysis of Weekly Station Coordinates in the DORIS Network, in DORIS Special Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):525-539, DOI: [10.1007/s00190-006-0056-6](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0056-6)
- Willis, P. 2007. Analysis of a possible future degradation in the DORIS geodetic results related to changes in the satellite constellation. *ADVANCES IN SPACE RESEARCH*, in press, DOI: [10.1016/j.asr.2006.11.018](https://doi.org/10.1016/j.asr.2006.11.018)
- Willis, P; Heflin, MB. 2004. External validation of the GRACE GGM01C gravity field using GPS and DORIS positioning results. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS* 31 (13): art. no.-L13616, DOI: [10.1029/2004GL020038](https://doi.org/10.1029/2004GL020038).
- Willis, P; Haines, B; Bar-Sever, Y; Bertiger, W; Muellerschoen, R; Kuang, D; Desai, S. 2003. TOPEX/Jason combined GPS/DORIS orbit determination in the tandem phase. INTEGRATED SPACE GEODETIC SYSTEMS AND SATELLITE DYNAMICS, *ADVANCES IN SPACE RESEARCH* 31 (8): 1941-1946, DOI: [10.1016/S0273-1177\(03\)00156-X](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(03)00156-X).
- Willis, P; Ries, JC. 2005. Defining a DORIS core network for Jason-1 Precise Orbit Determination based on ITRF2000, Methods and realizations, *JOURNAL OF GEODESY* 79 (6-7):370-378, DOI: [10.1007/s00190-005-0475-9](https://doi.org/10.1007/s00190-005-0475-9)
- Willis, P; Haines, B; Berthias, JP; Sengenés, P; Le Mouél, JL. 2004a. Behavior of the DORIS/Jason oscillator over the South Atlantic Anomaly. *COMPTES RENDUS GEOSCIENCE* 336 (9): 839-846, DOI: [10.1016/j.crte.2004.01.004](https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.01.004).
- Willis, P; Tavernier, G; Feissel-Vernier, M;

- Lemoine, F, Noll, C; Ries, J; Soudarin, L. 2004b. The proposed International DORIS Service. *IAG SYMPOSIUM* 128:207-213
- Willis, P; Bar-Sever, YE; Tavernier, G. 2005a. DORIS as a potential part of a Global Geodetic Observing System. *THE GLOBAL GEODETIC OBSERVING SYSTEM, JOURNAL OF GEODYNAMICS* 40 (4-5): 494-501, DOI: [10.1016/j.jog.2005.06.011](https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.06.011)
- Willis, P; Boucher, C; Fagard, H; Altamimi, Z. 2005b. Geodetic applications of the DORIS system at the French 'Institut géographique national'. *COMPTES RENDUS GEOSCIENCE* 337 (7): 653-662, DOI: [10.1016/j.crte.2005.03.002](https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.03.002)
- Willis, P; Deleflie, F; Barlier, F; Bar-Sever, Y.E; Romans, L.J. 2005c. Effects of thermosphere total density perturbations on LEO orbits during severe geomagnetic conditions (Oct - Nov 2003), *ADVANCES IN SPACE RESEARCH*, 36(3) : 522-533, DOI: [10.1016/j.asr.2005.03.095](https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.03.095)
- Willis, P; Desai, S.D; Bertiger, W.I; Haines, B.J; Auriol A. 2005d. DORIS satellite antenna maps derived from long-term residuals time series, *ADVANCES IN SPACE RESEARCH*, 36(3) : 486-497, DOI : [10.1016/j.asr.2005.03.095](https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.03.095)
- Willis, P; Berthias, J-P; Bar-Sever, YE. 2006a. Systematic errors in the Z-geocenter derived using satellite tracking data, A case study from SPOT-4 DORIS data in 1998, *JOURNAL OF GEODESY* 79(10-11):567-572, DOI: [10.1007/s00190-005-0013-9](https://doi.org/10.1007/s00190-005-0013-9)
- Willis, P.; Jayles, C.; Bar-Sever, Y. 2006b. DORIS, from altimetric missions orbit determination to geodesy, CR Geoscience, in Special Issue, Observing the Earth from Space, A. Cazenave, C. Boucher (Eds), 338(14-15):968-979, DOI: [10.1016/j.crte.2005.11.013](https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.013)
- Willis, P.; Lemoine, F.G.; Soudarin, L. 2007a. Looking for systematic error in scale from Terrestrial Reference Frame derived from DORIS data, in Dynamic Planet - Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools, P. Tregoning, C. Rizos, (Eds.), IAG Symp., 130:143-151
- Willis, P. ; Haines, B.J. ; Kuang, D. 2007b. DORIS satellite phase center determination and consequences on the derived scale of the Terrestrial Reference Frame. *ADVANCES IN SPACE RESEARCH*, in press, DOI : [10.1016/j.asr.2007.01.007](https://doi.org/10.1016/j.asr.2007.01.007)
- Zandbergen, R; Otten, M; Righetti, PL; Kuijper, D; Dow, JM. 2003. Routine operational and high-precision orbit determination of Envisat. INTEGRATED SPACE GEODETIC SYSTEMS AND SATELLITE DYNAMICS, *ADVANCES IN SPACE RESEARCH* 31 (8): 1953-1958, DOI: [10.1016/S0273-1177\(03\)00154-6](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(03)00154-6).
- Zelensky, N.P.; Berthias, J.P.; Lemoine, F.G.

2006. DORIS time bias estimated using Jason-1, TOPEX/Poseidon and ENVISAT orbits, in DORIS Special

Issue, P. Willis (Ed.), *JOURNAL OF GEODESY* 80(8-11):497-506, DOI: [10.1007/s00190-006-0075-3](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0075-3)

French Activities in Ground Gravimetry During the Period 2003~2006

M. AMALVICT¹, R. BAYER², S. BONVALOT³, N. DEBEGLIA⁴,

M. DIAMENT⁵, F. DUQUENNE⁶, H. DUQUENNE⁶, G. GABALDA³,

J. HINDERER¹, M.F. LALANCETTE⁷, N. LEMOIGNE², B. LUCK¹,

G. MARTELET⁴, D. REMY³, M. SARRAILH⁸ & G. WOPPELMANN⁹

¹ *Institut de Physique du Globe de Strasbourg, 5 rue Descartes, 67084 Strasbourg
Cedex, France*

² *ISTEEM, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5,
France*

³ *Institut de Recherche pour le Développement, UR154/UMR5563, Observatoire
Midi-Pyrénées, 14 av. Ed. Belin, 31400 Toulouse, France*

⁴ *Bureau de Recherche Géologiques et Minières, 3 av. Claude Guillemin, BP 36009,
45060 Orléans Cedex 2, France*

⁵ *Institut de Physique du Globe de Paris, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05,
France*

⁶ *Institut Géographique National, 2 avenue Pasteur, 94165 Saint-Mandé Cedex,
France*

⁷ *Servive Hydrographique et Océanographique de la Marine, 13 rue du Chatellier,
BP 30316, 29603 Brest Cedex, France*

⁸ *Bureau Gravimétrique International, 18.avenue E. Belin, 31401 Toulouse Cedex 4,
France*

⁹ *Centre Littoral de Géophysique, Université de La Rochelle, av. Michel Crépeau,
17042 La Rochelle, France*

diament@ipgp.jussieu.fr

Abstract This report presents the main results obtained by the French teams in the last four years. The time-varying gravity studies with superconducting gravimeters are reported in the paper by Hinderer et al. (this volume). The applications of space

gravity to hydrology, cryosphere studies and geodynamics studies are reported in the paper by Biancale et al. (this volume).

The report is divided in four parts. In the first one, works on the measurement, representation and modeling of the gravity field are presented. Methodological progresses are described in mobile gravimetry, data interpolation, processing and interpretation of gradiometry and representation of the gravity field by wavelet frame. The second part is devoted to local studies, especially to works in the fields of geodynamics, geology or volcanology. The third part presents efforts in view of the improvement of the national gravimetric infrastructure: establishing of a combined gravity and geodetic network, renewal of the old gravity coverage by linking it with the new network, reprocessing of old data. Activity in absolute gravimetry is the subject of the fourth part: three instruments are now used in France and foreign countries for scientific purposes in geodynamics, tectonics, hydrology and for intercomparisons of instruments.

Key words absolute gravity, field gravity, gradiometry, gravity modeling, gravity networks

Un bilan de l'activité des équipes françaises dans le domaine de la gravimétrie au sol (période 2003-2006)

Résumé Ce rapport présente les principaux résultats obtenus par les équipes françaises dans le domaine de la gravimétrie au cours des quatre dernières années. La gravimétrie temporelle d'observatoire utilisant les stations équipées de gravimètre supraconducteur fait l'objet d'un rapport séparé (Hinderer et coll., ce volume). De même l'exploitation des données de gravimétrie satellitaire pour l'hydrologie, l'étude de la cryosphère ou la géodynamique est résumée dans le rapport de Biancale et coll. (ce volume).

Le rapport est divisé en quatre parties. Dans la première, les travaux liés à la mesure du champ de pesanteur, à sa représentation et à sa modélisation sont présentés. Les progrès méthodologiques concernant la gravimétrie mobile, l'interpolation des données, le traitement et l'interprétation de la gradiométrie et la représentation du champ par ondelettes sphériques sont décrits. La seconde partie est consacrée aux études locales, en particulier aux travaux d'intérêt géodynamique, géologique ou

volcanologique. La troisième partie présente les efforts réalisés en vue de l'amélioration de l'infrastructure gravimétrique du pays : établissement d'un réseau combiné de gravimétrie et de géodésie, amélioration de la couverture gravimétrique nationale par rattachement au nouveau réseau et retraitement des données anciennes. Les activités en gravimétrie absolue font l'objet de la quatrième partie : trois instruments sont désormais utilisés en France et à l'étranger pour des études scientifiques touchant à la géodynamique, à la tectonique, à l'hydrologie, et pour l'inter comparaison des instruments.

Mots clefs gravimétrie absolue, levés gravimétriques, gradiométrie, modélisation gravimétrique, réseaux gravimétriques

I. MEASURE, REPRESENTATION AND MODELING OF THE GRAVITY FIELD

In the recent years, our knowledge of the Earth gravity field has dramatically increased thanks to improvements in ground (land and sea) data acquisition using new measuring systems (new relative and absolute instruments, full tensor gradiometry measuring devices, airborne surveys, etc...) and to the new available satellite gravity data as the ones provided by the GRACE mission. This called for improvement and new development in data acquisition, data processing and interpretation methods as much as in the gravity field representation.

New methodologies were studied in order to create high-resolution gravity maps in oceanic areas. In the oceans, different types of data (satellite altimetric data and marine gravity data for example) can be used and merged to preserve their

specific information content. Nevertheless, the results of such data mixing are usually not optimal in precision and resolution. In some geodynamical areas the bathymetry can be taken as a "data interpolator" by the use of neuronal methods, improving the quality of the gravity mapping [Lequentrec-Lalancette et al., 2006].

Concerning the airborne gravimetry, several studies were devoted to the improvement of the measuring devices [Verdun et al., 2005] or on data processing [Abbassi, 2006]. These studies often used the French-Swiss Alps survey [Verdun et al., 2003] as a test area. A specific instrumental development had been carried out at the Laboratoire de Recherche en Géodésie (IGN) and the École Supérieure des Géomètres et Topographes with a view to perform

gravity measurements on vehicles [de Saint-Jean et al., 2005a and b, 2006].

The rebirth of gravity gradiometry some decades after the extinction of torsion balance surveys thanks to the development of full tensor gradiometry (FTG) measurements led to an increasing use of these data in geophysical prospecting. In addition, the European space gravity mission GOCE, to be launched in 2007, should also provide

gravity gradients measurements. As a consequence several studies aimed at improving or developing dedicated methods for gradiometry data denoising and interpretation [Mikhailov and Diament, 2006; Pajot et al., 2006; Guillen et al., 2006]. The collocation method was studied and the planar covariance functions were explored to compute the geoid parameters [Moreaux et al., 2004 and 2005].

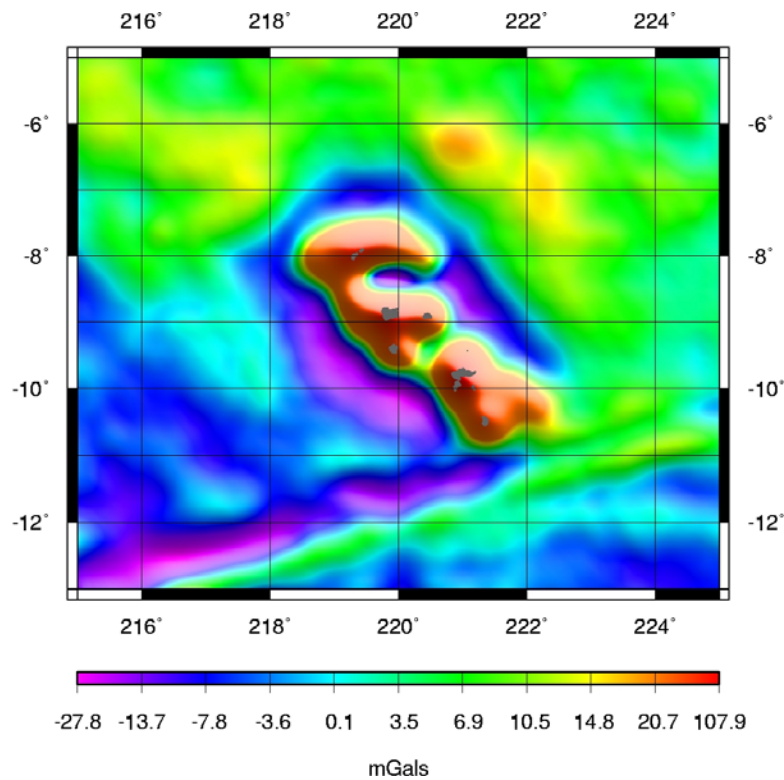


Figure 1: free-air anomalies over the Marquesas archipelago obtained by merging GRACE, satellite altimetry and sea-surface data. After [Panet, 2005].

One of the major questions we will have to face due to the availability of new global satellite gravity data will be to compare and merge satellite data with ground and airborne ones. Comparison is a

mandatory task in order to calibrate and validate the satellite data. Merging is also a mandatory task in order to be able to extend towards the high frequencies the information provided by satellite data.

Indeed, merging allows taking full advantage of both satellite and ground/airborne data in order to provide a complete and accurate picture of the gravity field. This is a key question both for carrying geodynamic studies at various scales and for geoid computations. A significant advance was obtained by the development and implementation of a wavelet based representation of the gravity field [Panet et al., 2004; Chambodut et al., 2005; Panet, 2005; Panet et al., 2006]. Figure 1 shows the free-air anomalies over the Marquesas archipelago obtained by merging GRACE, satellite altimetry and sea-surface data. Its resolution is 35 km and precision about 1 mGal; furthermore only 9500 wavelets were used instead of nearly 300 000 spherical harmonics required in the classical spherical harmonics representation.

The analysis in terms of density inhomogeneities of these gravity models using a continuous wavelet analysis was also developed [Panet et al., 2006]. It allowed providing significant results as to the origin of intraplate volcanism in French Polynesia, a question that has been intriguing for decades. Indeed, [Panet et al., 2006] evidenced a plume beneath Society Islands and on the contrary suggested that no deep structure was associated to the Marquesas Chain. One can note that this new method of analysis

of gravity models confirms the efficiency of the wavelet based potential field interpretation approaches previously (before 2003) published by teams in Rennes University, IGP and EOST.

In the meantime, improvement of more traditional methods for identifying causative bodies was realized. For instance [Mikhailov et al., 2003] proposed to use some artificial intelligence technique to select and cluster the Euler solutions whereas [Debeglia et al., 2006] proposed a semi-automatic method for structural and depth to sources analysis of potential field data.

The characterization of the crustal structure in areas of geodynamic interest by combining gravity with seismological information also attracted the interest of several groups. For instance [Tiberi et al., 2003] developed a joint inversion of seismic tomography and gravity anomalies and applied it to the Baikal rift area while other groups favored sequential inversion. Whatever the chosen approach is, it must be noted that taking into account both gravity anomalies and seismic tomography yields to a much more realistic modeling of the inner Earth than using gravity or tomography data only.

In the field of computing software, a new version of the processing package CG3TOOL developed by [Gabalda et al., 2003] for processing Scintrex microgravity

data has been updated on PC environment [Beilin, 2005].

The dramatic improvement of geodetic and gravimetric measurements accuracy calls also for a new theoretical development in reference Earth model. Indeed, till these studies, in order to model the elasto-gravitationnal deformation, only a simple spherical (at better ellipsoidal) radially stratified Earth was considered.

II. LOCAL STUDIES

II.1 The static field

Many studies were carried out in order to better know the local gravity field in areas of interest for geodynamic or applied purposes, to model the sub-surface structure at various scales and to better understand the physical processes acting there. Amongst the numerous surveys that various groups have been carrying both on the French territory [Talbot, 2003; Gébelin et al., 2004; Joly et al., 2006] and elsewhere, special attention may be given to the gravity survey of the Marquesas islands (French Polynesia), a zone where nearly no gravity measurement was available. The resulting maps complement the geological mapping that have been, for the first time, realized [Savanier et al., 2005] thanks to a join effort of BRGM and CEA.

[Métivier, 2004], [Metivier et al., 2005, 2006] and [Greff-Lefftz, 2005] developed a new reference model which takes into account lateral density and rheology variations within the mantle. This model was later applied to predict tides and loading perturbations due to super-plumes and other large wavelength geodynamic features.

Several zones of geodynamic interest have been the focus of a gravity study in order to better characterize the inner structure, this is the case of the western part of France [Martelet et al., 2004; Mazabraud et al., 2005], the Corinth rift [Tirel et al., 2004], the Baikal rift zone [Tiberi et al., 2003; Petit and Déverchère, 2006], the Molucca sea [Widiwijayanti et al., 2003, 2004], the Red Sea [Tiberi et al., 2005], French Polynesia [Panet et al., 2006], aseismic ridge [Tiwari et al., 2003]. Modeling of volcanic structures based on detailed gravity surveys has been also carried out on active volcanoes such as Soufrière de Guadeloupe [Gunawan, 2005] or in Chile: Lascar [Pavez, 2005; Pavez et al., 2006] and Cordon del Caulle geothermal field [Sepulveda et al., 2005].

The granitic massifs emplaced in extensive context during the late Variscan orogeny in the French Massif Central have been also studied [Gébelin et al., 2006; Martelet et al., 2004; Talbot et al., 2004; 2005].

Finally, other studies devoted to the mechanical response of the lithosphere as for example in the Himalayan region [Hetenyi et al., 2006] were carried out.

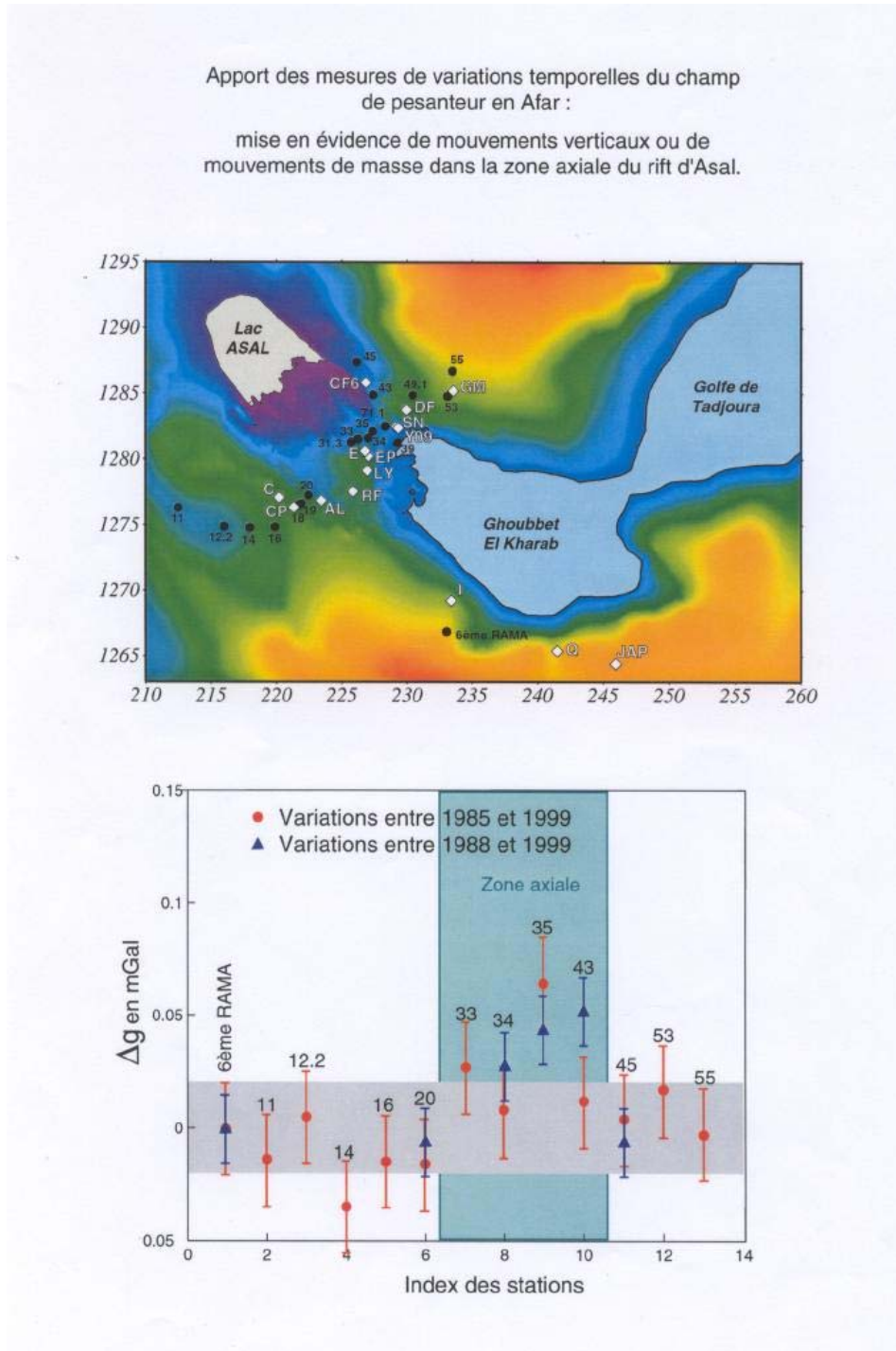


Figure 2: Top: location of time varying measurement stations across the Afar rift. Bottom: Gravity variations between 1985-1998 and 1999. An increase of gravity is clearly observed in the axial part of the rift. After [Ballu et al., 2003].

II.2 The marine geoid

The European and the French geoids have to be constrained in their oceanic parts, especially in the Mediterranean margin. To that aim, recent surveys were processed and validated by the French Naval Hydrographic and Oceanographic Service

(SHOM) and handed over to the French and European referent (Institut Geographique National, Bureau Gravimétrique International) for these geoid project [Lequentrec-Lalancette and Rouxel, 2006].

II.3 Time dependant gravity

Here we only mention studies based on the ground monitoring of the time variable gravity that are not linked with gravity observatories such as the one belonging to the GGP network. The studies based on satellite monitored time gravity variations as those provided by the GRACE mission are reported in this volume [Biancale et al.]. Note however, that prior to the availability of GRACE data, several studies aimed at investigating the potential of such information as example for the understanding of large earthquakes, a topic that was a priori out of the scope of the GRACE mission [Mikhailov et al., 2004].

Monitoring of time varying gravity, jointly with spirit leveling or GPS data, as recorded on dedicated ground networks allows to evidence vertical crustal motions and sub-surface mass transport or density variations. This is currently done in some active volcanoes or active zones such as rift zones. For example indications concerning the state of the volcanic edifice

were obtained on the Soufrière de Guadeloupe [Gunawan, 2005]. On the Piton de la Fournaise, such analysis allowed quantifying and model the mass transport related with magmatic intrusions or with changes in the hydrothermal system [Bonvalot et al., 2004; Rémy, 2005].

In the Afar rift zone (Djibouti), [Ballu et al., 2003] evidenced time gravity variations over a time period of several years and evidenced a gravity increase located in the central part of the rift (see Figure 2).

In north Chile, an experiment of measuring crustal deformation related with the earthquake cycle using absolute gravity and permanent GPS has been initiated by IRD, EOST and IGP (see below in this article).

In Brest, six new absolute gravity measurements have been done at the ECGN (European station) to improve the time series acquisition in the West of

Europe.

In 2004, the study of the oceanic loading grouped together several French laboratories in a multi technique monitoring in the North of France [Llubes et al, submitted]. This experiment led to some precise measurements of vertical movement especially with French laser

FTLRS at the Brest VLBI and RGP reference station.

In 2006, several groups using relative and absolute gravity meters started a long term project in order to monitor and to model mass transport due to hydrology in the vicinity of Ploemeur in France [Jacob et al., 2006].

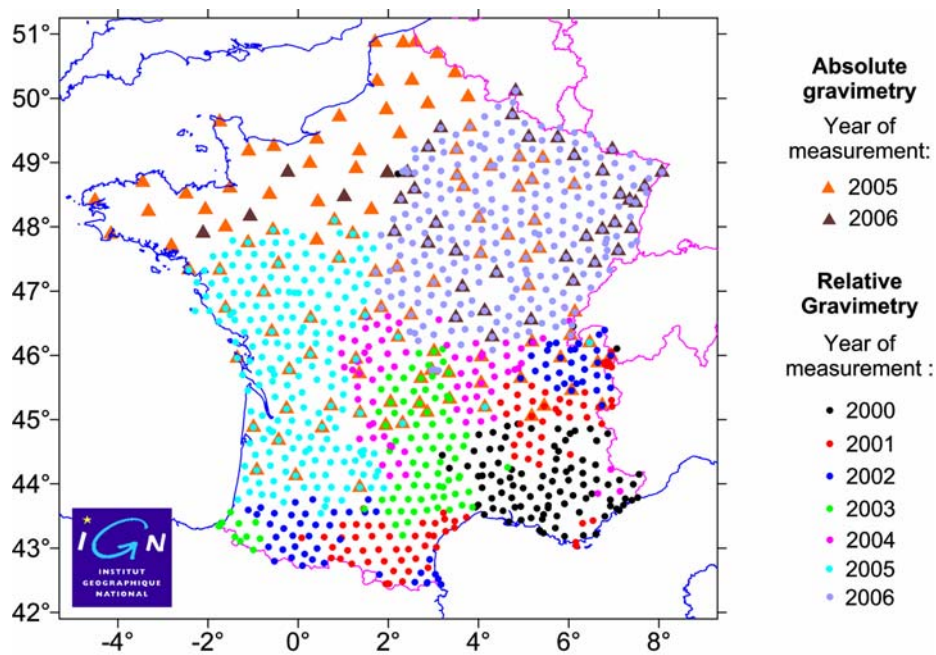


Figure 3: Status of the gravimetric IGN measurements on the French Basic Geodetic Network (RBF) on Dec. 31st, 2006.

III. IMPROVEMENT OF THE NATIONAL GRAVITY NETWORK AND COVERAGE

III.1 The integrated geodetic and gravimetric network

The first (CGF65) and second (RGF83) French gravity networks were established in 1965 and 1983 respectively [CNIG, 2000]. After the recommendations of the Comité National Français de Géodésie et

Géophysique (the French branch of the IUGG) [Louis, 1996] and of the Conseil National de l'Information Géographique [CNIG, 2000], the Institut Géographique National (IGN) begun systematic

measurements of gravity on 1020 points of the French GPS geodetic network (RBF), on the points of the permanent GNSS network, on the nodes of the national first order leveling network, on tide gauges and on points of the older gravity networks. Conversely, since 1998, the Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre as well as the Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère of Montpellier University have undertaken absolute gravity measurements using Micro-g FG5 apparatus (see section “absolute gravity activities” below).

This work aims at:

- renovating the old gravity network,
- setting up an integrated geodetic and gravimetric network in accordance with the recommendations of EUREF,
- verifying and improving the old gravity coverage in view of a more accurate geoid model.

Integrating the gravimetric and the geodetic network presents decisive advantages:

- to better meet the scientific needs, mainly in geodesy and geodynamics,
- to reduce the cost of monumentation and maintenance.

An accuracy of $10 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$ ($10 \mu\text{Gal}$) is expected. IGN has planned to measure 200 points by absolute and relative gravimetry

and 900 points by relative gravimetry. Relative measurements started from 2000 with Scintrex CG3M gravimeters owned by the Institut National des Sciences de l’Univers and the Royal Observatory of Belgium. In 2005, the Institut de Recherche pour le Développement (IRD), the Institut de Physique du globe de Paris (IPGP) and the IGN purchased together a Micro-g A10 gravimeter and absolute measurements begun immediately. The stations measured during the campaigns 2000~2006 are shown on Figure 3; see also [Gattacceca, 2005].

In order to assess the correspondence between old and new gravity networks and therefore insure a correct transition of the French Bouguer gravity map into the new Réseau et Carte Gravimétrique de la France, BRGM has been measuring since 2005 relative gravity ties between the RGF83 and the new gravity base stations [Martelet and Debeglia, 2006]. These ties also include the recently established and measured FG5 order-0 absolute reference sites: 7 new determinations were financed by BRGM during the period 1999-2006 and 4 are in project for 2007. In the same time, vertical gradient measurements were performed on these absolute sites.

In the current state of the measurements, most RGF83 and recent base stations have been found coherent,

with respect to their confidence level, except 3 of them, which differ from about 100 μGal . Whereas significant for metrologic applications, these local discrepancies have a negligible influence on the French gravity map.

In parallel, investigations were carried out at IGN to improve the procedures to correct and adjust the

measurements. Special attention was given to ocean loading correction, gravity gradient modeling and software development, see [Beilin, 2005] and [Duquenne, 2007a].

IGN plans to achieve this combined network and to compute a new model of the geoid by the end of 2008.

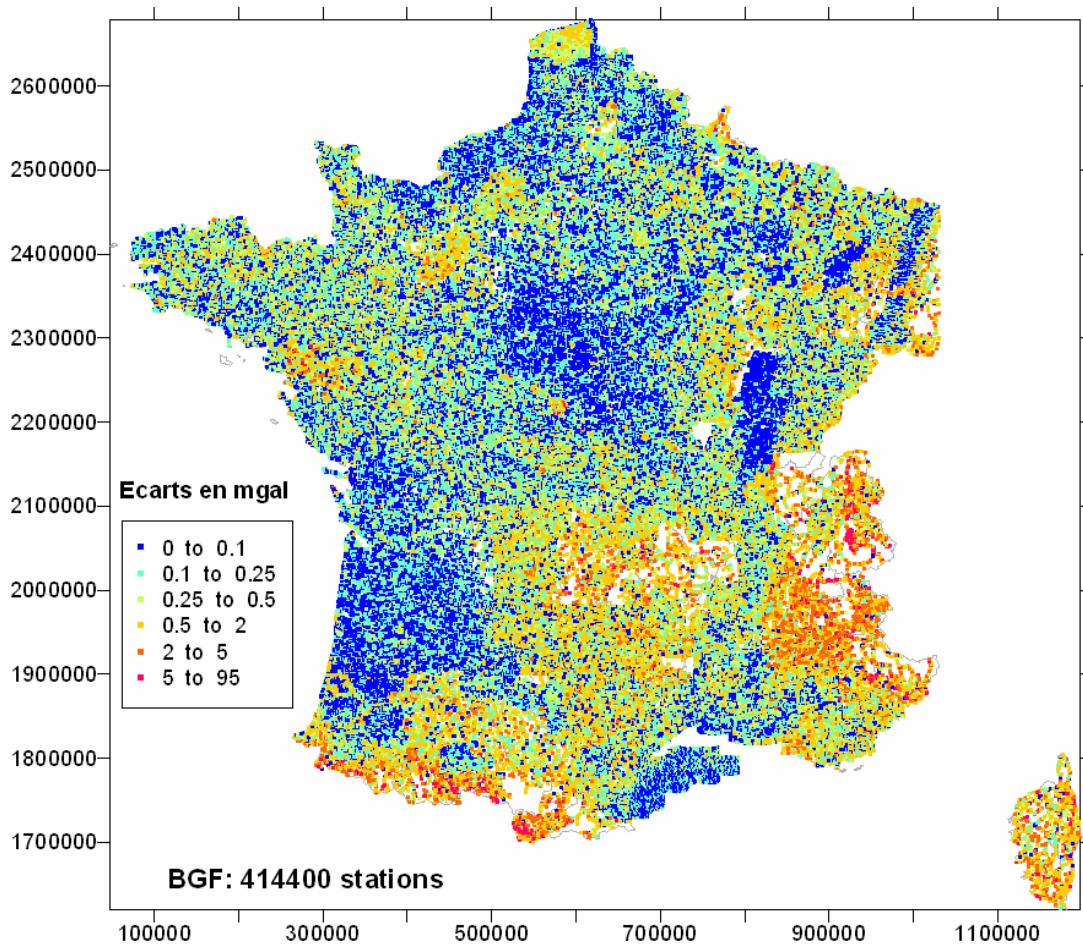


Figure 4: Bouguer anomalies prediction discrepancies: this represents the uncertainty of the French Bouguer map.

III.2 Quality control of the French gravity map and network

The two existing French gravity networks CGF65 and RGF83 and a large part of the national gravity coverage were established

under the supervision of BRGM. These data are now integrated in digital form, in the « Banque Gravimétrique de la France »

(BGF), under the responsibility of the BRGM, and can be accessed via the Infoterre Web portal (<http://www.brgm.fr>).

In order to improve its national geoid, and be able to address high accuracy gravity-related issues, France plans to update its national gravity network and gravity map by the end of year 2008. In this context, a careful validation and improvement of the existing

gravity data is necessary since the existing gravity stations (about 414000) and base stations (more than 1000) should be tied to the new gravity references.

Integration of new gravity network measurements performed by IGN since year 2000 and existing ones requires that both the gravity data and their position be controlled. The controls address possible distortions:

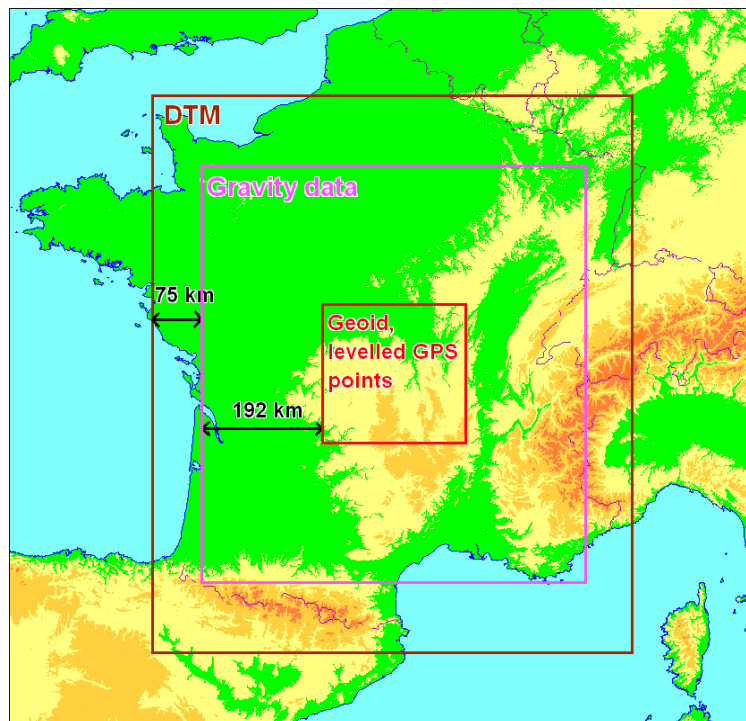


Figure 5: Limits of the respective areas covered with levelled GPS points, gravity data and DTM of the “Alvernia” data set.

- between the new and old networks: field gravity tie measurements are done,
- between the new network and the gravity coverage: gravity prediction is performed at the new network base locations using the surrounding gravity

measurements. For this purpose, the accuracy of both the gravity and position of the ~414000 gravity stations must be carefully verified.

The French gravity database (BGF) contains about 414000 gravity stations, divided into 173 surveys.

1. For each survey, in order to identify and correct existing systematic shifts of the gravity stations, methods minimizing the distance of gravity stations to a detailed DTM or to the roads were implemented [Martelet and Sarrailh, 2006] and allowed to rectify the positioning of 41 surveys, at the 1/25000^e scale.
2. Once the modifications of positioning were applied, terrain corrections have been re-computed. Indeed, since the main sources of error of the terrain effect are erroneous altitude differences between the stations and the DTM, significant improvement of the terrain corrections was achieved [Martelet and Debeglia, 2006].
3. In order to assess the overall accuracy of the French gravity database, prediction of the Bouguer anomaly for each station of the database, using the surrounding gravity stations, was performed [Martelet and Debeglia, 2006].

This allowed to: (i) point out about 300 erroneous Bouguer gravity stations (mainly located in the mountainous areas), (ii) quantify the internal accuracy of the French Bouguer map (Figure 4). For 94% of the stations, Bouguer uncertainty is lower than 1 mGal, the mean uncertainty being around 0.3 mGal.

III.3 Quality control of geoid models

As mentioned above, IGN has planned to compute a new model of the geoid in 2008. This model should take advantage of the integrated geodetic and gravimetric network and of the improvement of the gravity coverage. In addition, IGN has begun a study on quality control of geoid models or other representations of the

gravity field. As a first stage, IGN has built the “Alvernia” data set to test methods and software for geoid modeling. It is presently composed of gravity and terrain data and leveled GPS points, see [Duquenne, 2007b], Figure 5 and ftp://lareg.ensg.ign.fr/pub/duquenne/Test_data_set/.

IV. ABSOLUTE GRAVITY (AG) ACTIVITIES

IV.1 Introduction

There are, at the moment, three absolute gravimeters in France: two are FG5s, from

Micro-g Solutions (namely FG5#206 since 1996 and FG5#228 since 2005); one is a

portable A10, also from Micro-g Solutions (A10#014 since 2005). Both types of instruments study the trajectory of a reflecting object freely falling in the vacuum. According to the manufacturer, their respective accuracy is 1 and 10 μGal (observed agreement between instruments). Nevertheless, the actual conditions of the experiment: duration of measurements, meteorological conditions, and so on... can influence the quality of the experiment and the accuracy of the results is decreased but sometimes increased with respect to the nominal accuracy.

As it is well known, gravity is influenced by masses located under (or in the close vicinity of) the instrument and by the position (mainly the height) of the station. This means that in case of repeated

measurements at a given station, any change in gravity can be caused by either a change in mass or a change in altitude (or both phenomena together). This is what will lead to the possible applications of AG instruments: 1) evolution of gravity related to tectonics (change in altitude), hydrology (change in mass water), post-glacial rebound (PGR, in polar regions), 2) actual value or gravity for national gravity networks, 3) long term gravity evolution at home sites, 4) intercomparison of instruments for a better confidence in the result, 5) calibration of SGs from the Global Geodynamics Project (GGP) network. In the following, we present the AG measurements according to this list of topics.



Figure 6: The new portable absolute gravity meter (A10#014) in field operation (north Chile).

IV.2 The new portable A10 absolute meter

On contrary to the FG5 meter, the portable A10 meter has been designed to perform

data acquisition in outdoor conditions thanks to a more robust thermal insulation

and more compact packaging of the sensor and acquisition devices (Fig. 6). The A10 #014, acquired jointly by IRD, IGN and IPGP, has been delivered on February 2005. After successful tests and evaluations performed under laboratory conditions on various reference sites in France (IRD Bondy, BIPM, IGN St-Mandé), the instrument is now currently used for scientific purposes (geodynamics, vulcanology, tectonics, hydrology...) and for achieving reference gravity networks in France, Asia and South America. The instrument was operated between April-

October 2005 and July-December 2006 by IGN to achieve the French national gravity network. Between December 2005 and June 2006, it has been operated in the Andes (Chile-Argentina) by IRD to establish local and regional absolute gravity and geodetic networks in active tectonic or volcanic zones in the frame of cooperation research projects. During summer 2005, the instrument has been also used for earth tide studies (determination of the ocean loading in Brest) by IGN and IPGP.

Gravity changes at Strasbourg (1997-2005)

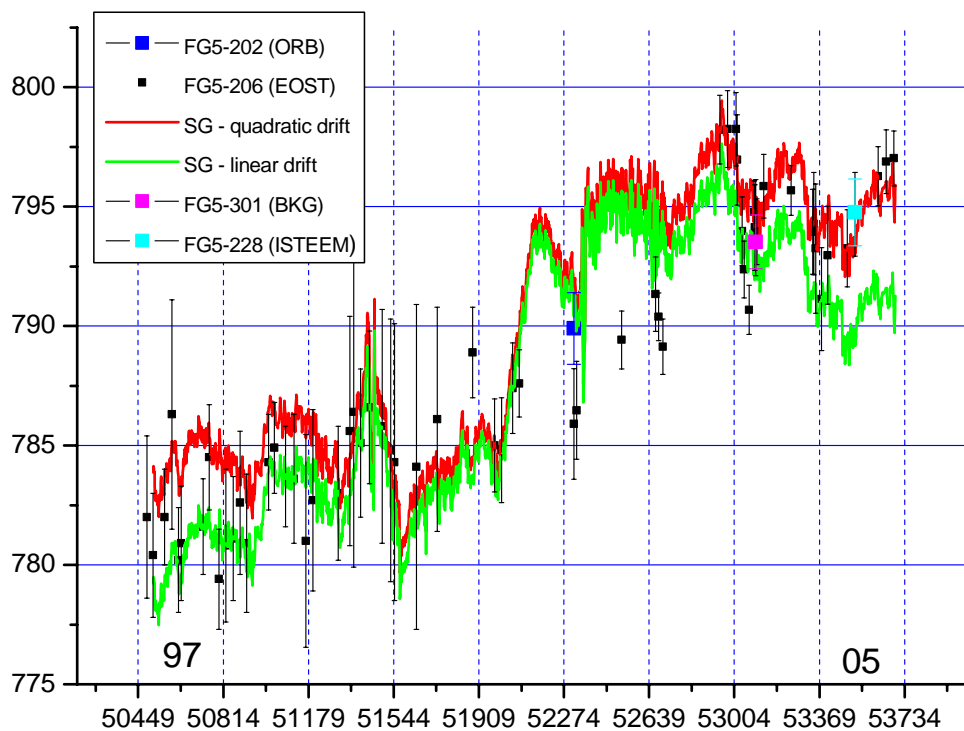


Figure 7: long-term gravity variations recorded at the Strasbourg-J9 station with SG and AGs.
©Strasbourg’s team.

IV.3 Home sites and secondary sites

Strasbourg-J9

FG5#206 is hosted by the Gravimetric Observatory of the 'École et Observatoire des Sciences de la Terre' (EOST) in Strasbourg since December 1996. The Strasbourg home station (*Strasbourg-J9*) is located at 15 km of the city, in a bunker

which is the seat of gravimeters since half a century. Measurements are operated quite regularly: 5 times in 2003, 12 times in 2004, 8 times in 2005 and 9 times in 2006. Three of these measurements are in collocation with an other FG5 (#301 from BKG or #228).

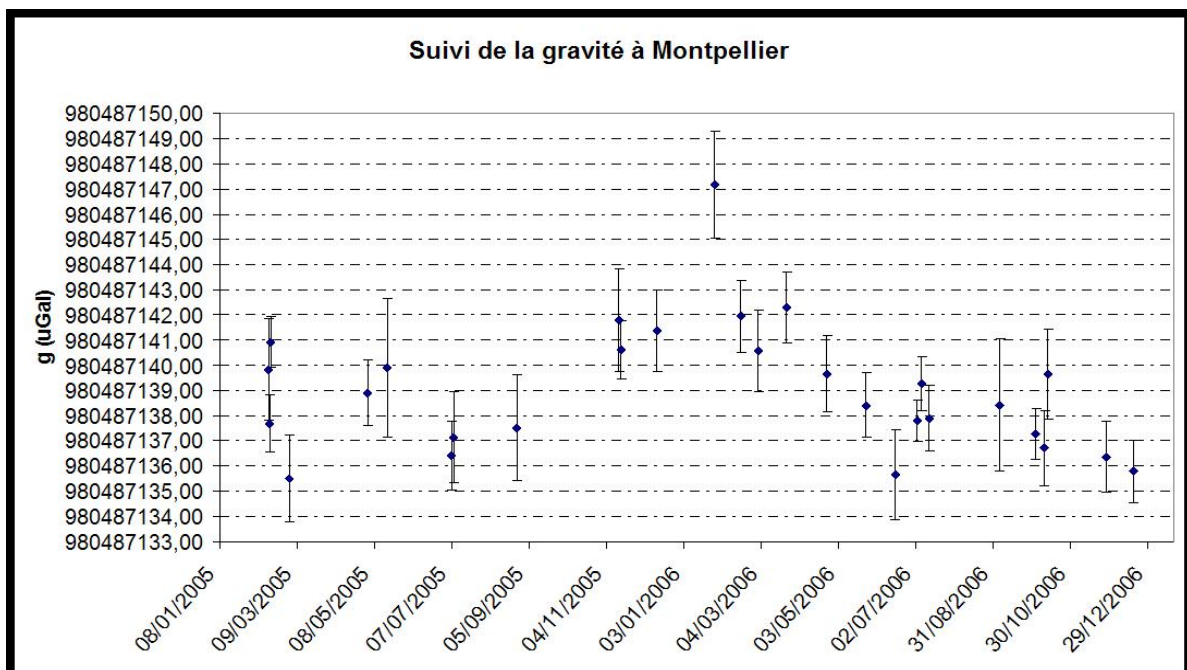


Figure 8: gravity variations recorded at the Montpellier station with AG. ©Montpellier's team.

A superconducting gravimeter (SG) is continuously recording gravity variations at the station since 1987. The repeated parallel recording of superconducting and absolute gravimeters enables to confirm the variations observed by the instruments and control their behavior. Moreover a 5-6 days recording is the best way to calibrate the SG. Figure 7 presents the observations from the 2

instruments from 1997 to 2005.

The long-term time series monitors the evolution of gravity at the station. The two gravimeters observe an annual signal and a positive trend equal to $+1.73 \pm 0.17$ $\mu\text{Gal}/\text{yr}$ [Amalvict et al., 2006]. The positive sign corresponds to a subsidence of the station, which is also observed by the continuous GPS antenna installed at the site since 1995.

Welschbruch

The secondary home site (*Welschbruch*) of FG5#206 is located in the Vosges Mountains at 30 km of Strasbourg, 765 m height. The site has been measured twice in 2003 and in 2005. FG5#301 from BKG (Germany) measured at this site in 2003. The variation of gravity presents a negative trend equal to $-0.96 \pm 0.2 \mu\text{Gal}/\text{yr}$ corresponding to the expected uplift [Amalvict et al., 2006].

Montpellier

FG5#228 is hosted by the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) on

IV.4 Intercomparisons

Though absolute, the absolute gravimeters have to be intercompared. International intercomparisons of AG are organized every four years at the Bureau International des Poids et Mesures (BIPM) in Sèvres (France). Both FG5#206 and #228 participated in the last intercomparison in 2005 (ICAG05), the discrepancy between the 20 instruments of different types is $\pm 5\mu\text{Gal}$.

The 1st Regional Intercomparison was held in November at Walferdange (Luxembourg), hosted by the European Center of Geodynamics and Seismology (ECGS). FG5#206 was part of the comparison with 14 other instruments

the Montpellier campus, seat of 10 measurements in 2005 and 15 in 2006, of which 2 with a parallel recording of FG5#206. Figure 8 presents the time series of gravity values and its seasonal variation.

Puechagut and Aigoual Observatory

Two secondary sites are located at some distance: Puechagut (1000m) has been visited once in 2005 as well as the Mt Aigoual Observatory (1500m), with parallel recording of the FG5#206. This set of 3 stations is a calibration line for relative gravimeters: 1500 m height difference in 80 km.

(FG5s and 1 A10). The agreement is better than $2 \mu\text{gal}$ [Francis et al., 2005].

FG5#206 and #228 operated in parallel at the home sites *Strasbourg-J9* and Montpellier and at some other French stations (Ploemeur). FG5#206 and #301 from BKG operated in parallel at *Strasbourg-J9* in 2003.

A10#014 has been also operated simultaneously in 2006 with FG5 meters in France (FG5#206) and in Chile at the TIGO geodetic observatory (FG5#227 from BKG).

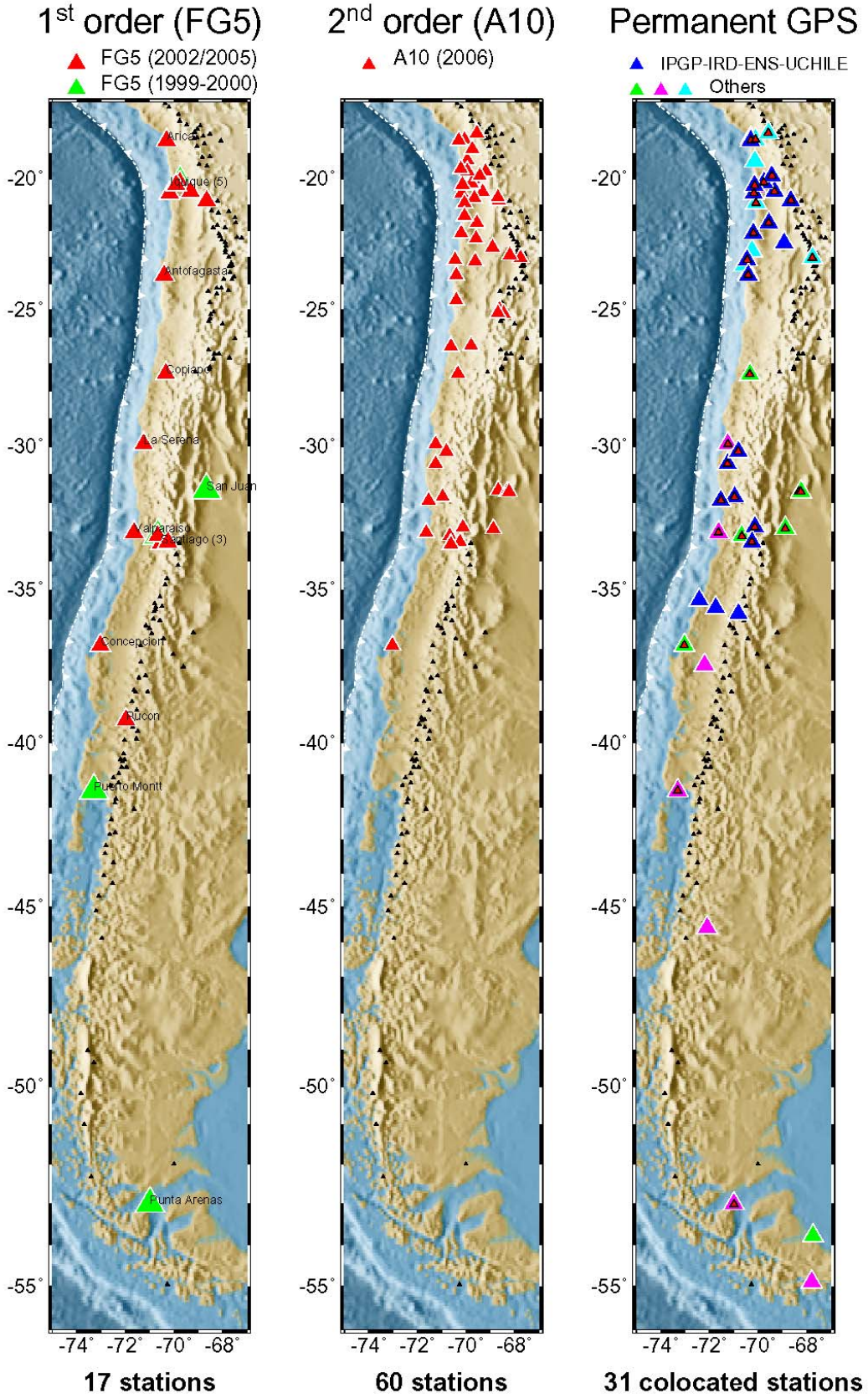


Figure 9: Gravity and geodetic networks in Chile.

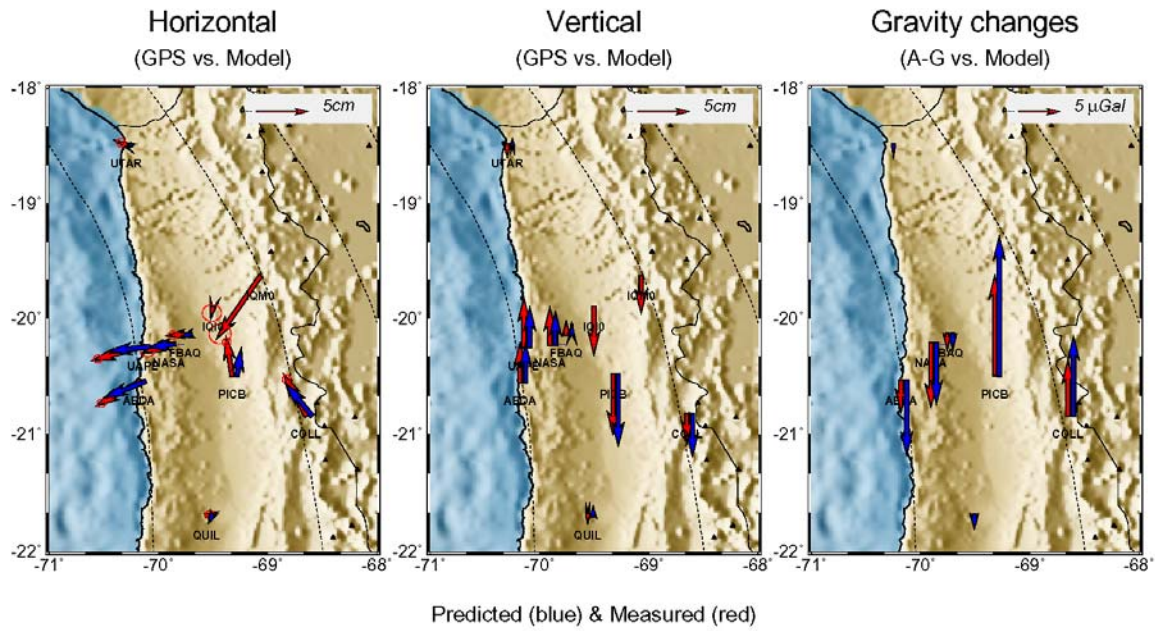


Figure 10: Co-seismic GPS and absolute gravity changes associated with the 2005 Tarapaca earthquake, north Chile. [Bonvalot et al., 2006b].

IV.5 Dedicated campaigns of measurements

Metrology

Metrology is a topic quite close to the idea of intercomparison and ICAG05 was the 1st preliminary key comparison for establishing unit standards. On the other hand, the Syrte Laboratory and the Observatory of Paris project an AG with cold atom for the future Watt balance. FG5#228 measured with FG5#202 (Royal Observatory of Belgium) and FG5#215 (Czech Republic) at the future site of the cold atom gravimeter in 2006. A10#014 will measure there in 2007.

National and European gravity networks

FG5#206 and #228 establish the 0 order

absolute gravity network of the French gravimetric network, with the Bureau de Recherches Géologique et Minières (BRGM) and the French Geographic National Institute (IGN). Instruments measured gravity, for that purpose, in Nancy (2003), Toulouse (2006), Clermont-Ferrand and Puy de Dôme (2005). These sites had been measured by Sakuma in the 1970s. [Amalvict et al., 2003] show the good agreement of the gravity values at stations measured with Sakuma's apparatus and a new generation gravimeter. Moreover, the stations mentioned in other sections (Strasbourg, Montpellier, Brest and so on...) are also part of the network. In 2005 an 2006, A10#014 was intensively used in France to

determine a dense absolute gravity network (cf. section on French gravity network).

Measurements at remote sites such as the sub-Antarctic scientific stations in the Indian Ocean are part of the worldwide coverage of gravity values, part of the overseas gravimetric network and calibration lines for marine gravimeters. FG5#206 operated in Kerguelen, Crozet and Amsterdam in 2003 and 2005, in the framework of a project supported by the French Polar Institute (IPEV). The change of gravity is monitored and compared with GPS and DORIS observations [Amalvict et al., 2007a]. Gravity was measured (FG5#206) for the first time at Tahiti in the Pacific Ocean in 2003. The Observatory at Tahiti is candidate for hosting a SG in the future. FG5#206 and #228 also participate to the Iranian gravity network (cf section Iran). FG5#206 and A10#014 participated to establish the Chilean absolute gravity network (cf. section Chile).

Polar regions

Polar regions are very specific because of the Post Glacial Rebound (PGR) and Present Day Ice Melting (PDIM) that AG measurements can help to separate.

FG5#206 operated in Svalbard, Spitzbergen (Norway) in 2004. [Sato et al., 2006] compare previous AG

measurements by several European gravity teams (decreasing secular rate of $-2.5 \pm 0.9 \mu\text{Gal/yr}$) with GPS ($6.4 \pm 1.5 \text{ mm/yr}$)- and VLBI ($4.8 \pm 1.1 \text{ mm/yr}$) positioning techniques, tide gauge data and PGR and PDIM models. The comparison points out the importance of having both precise modeling and precise observation to separate PGR from PDI.

In the framework of a project supported by the French Polar Institute (IPEV), FG5#206 operated in 2006 the second AG measurement at Dumont d'Urville, Terre Adélie (Antarctica). The value of gravity is the same in 2000 and in 2006, GPS and DORIS positioning techniques, and predictions by models confirm the stability of the site (Amalvict et al., 2007c). Let us note that only four Antarctic stations are the seat of repeated AG measurements (Makinen et al., 2007) and that four Antarctic stations are the seat of DORIS beacon (Amalvict et al., 2007b).

SG calibration

The calibration of an SG requires 5 or 6 days of parallel recording of FG5 and SG. FG5#206 recorded gravity in parallel with SG at *Strasbourg-J9* and Svalbard in 2004 and at Mount Stromlo (Australia) in 2006. An accurate calibration of SGs is important for the validity of observations of the GGP network (cf the report "Time varying gravity with superconducting

gravimeters” in this volume).

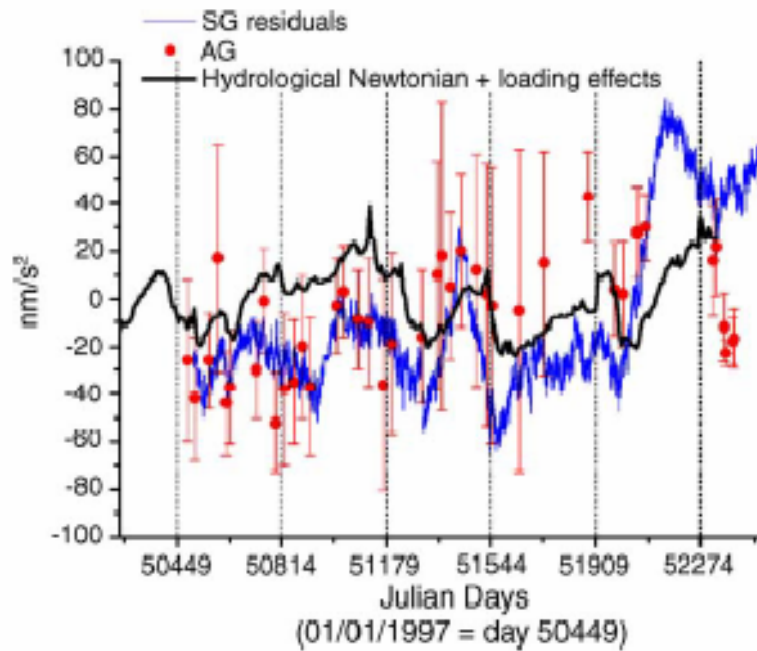


Figure 11: SG and AG observations at Strasbourg-J9 and loading effects. [Amalvict et al., 2004].

Mean sea level

AG measurements, GPS and tide gauge observations are combined to study the mean sea level at two sites on the Western coast of France, with cooperation between Geosciences Montpellier, CLDG (University of La Rochelle) and the SHOM (Brest). In 2006, FG5#228 measured 3 times at La Rochelle and once at Brest. The first observations at La Rochelle are very close ($> 1 \mu\text{Gal}$) indicating a stability of the levels.

Tectonics

Due to its sensitivity to the distance to the Earth’s center, monitoring the evolution of precise gravity is a good tool to evidence

changes in altitude, mostly related to tectonics (except for the PGR in polar regions). This type of AG measurement is always associated with GPS and other techniques of precise positioning (VLBI, DORIS).

Rhine Graben

The Rhine graben lies between the Vosges Mountains and the Black Forest (Germany). [Amalvict et al., 2006] compare the trends of AG measurements and GPS continuous observations at three sites displayed in the three geographic regions: *Strasbourg-J9* in the graben, *Welschbruch* in the Vosges and the Black Forest Observatory (*BFO*) in the Black Forest. Gravity and GPS agree for a

subsidence at *Strasbourg*, but the results are not so clear for the other two stations. Cooperation started between EOST, BFO and BKG to extend this study.

Iran

Geosciences Montpellier is involved since 2000 in AG measurements in Iran for 1) the establishment of the gravimetric Iranian network and 2) for evidence tectonic movements in mountainous regions, in collocation with GPS observations. FG5#228 observed 10 stations in 2005 and FG5#206 observed 8 stations in 2004 and in 2006. The long-term series at Abali has a small negative trend ($\sim -0.5 \mu\text{Gal/yr}$ or uplift 2 mm/yr). The short-term gravity variations (2005 - 2006) at sites in the Alborz, is positive on the coast of Caspian Sea and on the Southern front of the chain and negative in the interior part.

Taiwan

Thanks to absolute gravity measurements, the program AGTO (Absolute Gravity of the Taiwanese Orogen) aims at the study of vertical tectonic movements and the transfer of mass in the Southern part of the island. This initiates cooperation between Geosciences Montpellier (France), EOST (France), the National Chiao Tung University (Taiwan) and the Industrial Technology Research Institute (Taiwan).

Two sites were established and measured at the end of 2006; they will be reoccupied in 2008 and 2010 [Masson, 2006].

Chile

In 2002, IRD, EOST, IPGP jointly with the University of Chile initiated a first experiment dedicated to study the present-day crustal deformation along the active subduction zone in Chile by means of absolute gravity and permanent GPS data [Bonvalot et al., 2003b]. The first gravity surveys realized in 2002 and 2005 allowed setting up a first order network of 15 stations in north and central Chile determined by the FG5 #206 instrument. In 2006, the network was complemented by about 60 new absolute gravity stations observed with the A10 #014. Most of these gravity stations being co-located with continuous GPS stations also installed for monitoring crustal deformation related with the earthquake cycle (Fig. 9). These observations led to estimate the inner accuracy of the gravity network to be within 3 and 5 microGal for FG5 and A10 surveys respectively indicating that the required accuracy for crustal deformation studies was achieved. They also provided the first evidence of local gravity changes associated with a deep subduction earthquake (Mw 7.7 Tarapaca earthquake, June 13, 2005). The observed changes are consistent with the co-seismic

displacements measured by GPS and InSAR and are mostly explained by the crustal vertical motion as predicted by an elastic dislocation model [Bonvalot et al., 2006a and b; Peyrat et al., 2006a and b] (Fig. 10).

Local absolute and relative gravity and GPS networks have been also installed in 2006 on the Lastarria-Azufre volcanic

IV.6 Hydrology

When the altitude can reasonably be assumed constant, then a change in gravity is related to the change in underlying masses. Hydrology is the more frequent candidate to explain the observed variations in gravity and the stations are more and more often equipped with water gauges, humidity sensors,

In the framework of ANR ECCO, collocated geodetic techniques (gravimeters, GPS, tilt meters) are combined to evidence transfers of water in continental situation for different scales of time and space at 2 sites in France:

Larzac Causse

In this karstic region, the seasonal variation of absolute gravity is an indirect evidence of a varying water storage. FG5#228 observed 10 times at 3 sites (La Salvetat, La Blaquererie, Les Canelettes) and FG5#206 observed once at each site in parallel. New measurements are scheduled

field (Chile-Argentina). The objective is to monitor crustal deformation and mass transfer associated with the 45 km wide active uplift (up to 30 mm . y-1) evidenced by InSAR data [Froger et al., 2006]. These works also contribute to the determination of reference gravity and geodetic base stations in South America.

in 2007. The absolute gravity values show a seasonal variation ($>15\mu\text{Gal}$) at the three sites, that is correlated to the annual cycle of precipitations. The heavy rains induce gravity and tilts depending on the transfer function of the water and of the associated deformation of the karst.

Ploemeur (France)

Two gravity stations and three tilt meters are implemented at the pumping station of Ploemeur, in a metamorphic region. The objective is to observe the signal associated with the stopping of the pumping in the deep captive water table and the possible fluctuations of the superficial water table. Both FG5s observed in parallel during 2 weeks in May 2006. The preliminary results are in favor of a small porosity of the superficial underground ($< 1\%$) and of a vertical displacement ($< 1\text{mm}$) associated to the augmentation of pressure when the

pumping stops. The site will be reoccupied in the future and a seasonal signal is expected in relation with the rain cycle.

Strasbourg-J9 (France)

The monitoring of the long-term gravity evolution (with both SG and AG) demonstrates an annual signal [Amalvict et al., 2004]. Since 1987, a piezometric gauge is measuring the water level changes of the local aquifer, which is almost unconnected to the regional water table. Figure 11 shows the agreement between the total hydrological effect (Newtonian + elastic loading) of the Alsatian water table and the gravity observations.

Brest (France)

AG is measured at the Brest Hydrographic and Oceanographic Office (SHOM) since

1998. To control and improve the observations from the tide gauge (150 years time series at Brest), its vertical positioning has to be known. Multitechniques campaigns are organized and the publication of results is in progress. FG5#206 measured in 2004 and 2005, FG5#228 measured in 2006.

Calern (France)

The gravity variation is monitored for a decade at the OCA Grasse geodetic observatory (France) on the Calern Plateau. Three AG European teams are measuring gravity: Strasbourg, Brussels and Montpellier. FG5#206 measured in 2003 and FG5#228 measured in 2005. The variation of level of the water table is thought to cause the seasonal signal of the gravity time series (Fig. 12).

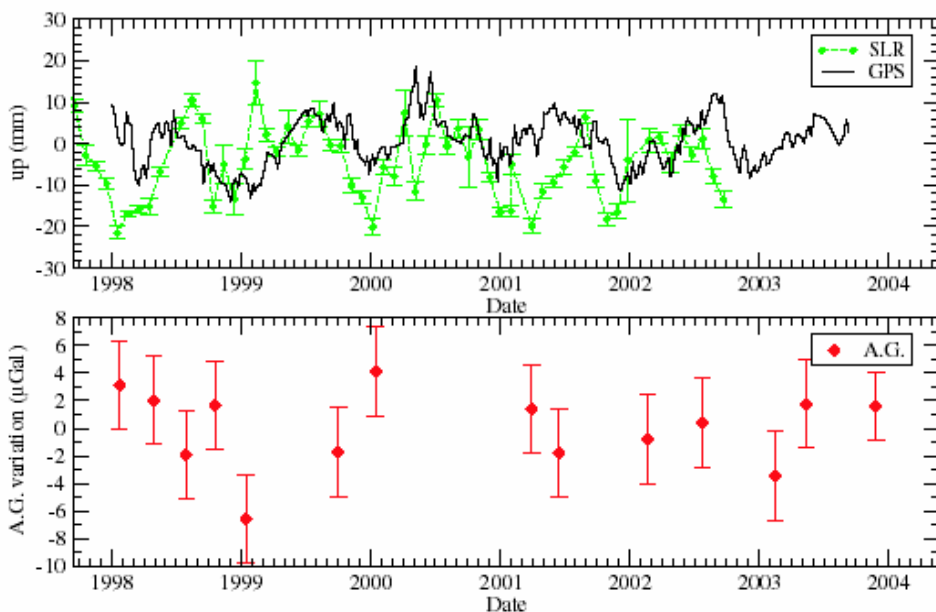


Figure 12: SLR, GPS and AG time series at the OCA Grasse Observatory. [Nicolas et al., 2006].

V. ACKNOWLEDGMENTS

We thank F. Barlier for his comments on the manuscript and I. Tchiguirinskaia who edited it.

VI. REFERENCES

- Abbasi, M. (2006). Etude du traitement de données gravimétriques acquises lors de levés aériens, Ph. Thesis, Université de Toulouse III – Paul Sabatier.
- Amalvict M., Debeglia N. & Hinderer J. (2003). The absolute gravity measurements performed by Sakuma in France, revisited 20 years later, in *Gravity and Geoid 2002 GG2002*, Tziavos (ed.), Editions Ziti, 76-83.
- Amalvict, M., Hinderer, J., Mäkinen, J., Rosat, S., and Rogister, Y. (2004). Long-term and seasonal gravity changes at the Strasbourg station and their relation to crustal deformation and hydrology, *Journal of Geodynamics*, 38, 343-353.
- Amalvict, M., Hinderer, J., and Rozsa, S. (2006). Crustal vertical motion along a profile crossing the Rhine graben from the Vosges to the Black Forest Mountains: Results from absolute gravity, GPS and levelling observations, *J. Geodynamics*, 41, 358–368
- Amalvict, M., Rogister Y., Luck B. and Hinderer, J. (2007a). Absolute gravity measurements in the Southern Indian Ocean, *IAG Symposia*, vol. 130, 433-437, Springer.
- Amalvict, M., Willis P; and Shibuya K. (2007b). Status of DORIS stations in Antarctica for precise geodesy, *IAG Symposia*, vol. 130, 94-102, Springer.
- Amalvict, M., Rogister Y., Hinderer J., Luck B., McQueen H., and Luton G. (2007c). Absolute Gravity Measurements in Terre Adélie (Antarctica) and at Canberra (Australia), in press.
- Ballu, V., M. Diament, P. Briole, and J.C. Ruegg (2003). 1985-1999 gravity field temporal variations across the Asal Rift: insights on vertical movements and mass transfer, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 208, 41-49.
- Beilin J. (2005). Apport de la gravimétrie absolue à la réalisation de la composante gravimétrique du Réseau Géodésique Français. Master thesis, IPGP & IGN.
- Bonvalot, S., Calmant S., Gabalda G., Lebellegard P., Remy D. (2003a). Activités de l'IRD en Gravimétrie et Géodésie». In : *Rapport Quadriennal 1999-2002 du CNFGG (Comité National Français de Géodésie et Géophysique)*, 264p.
- Bonvalot, S., Comte, D., Dorbath, L., Hinderer, J., Gabalda, G., Luck, B., Ruegg, JC., (2003b). Absolute gravity and GPS measurements in Chile: preliminary results. *Geophysical Research Abstracts*, EAE03-A-13049.

- Bonvalot, S., D. Remy, C. Deplus, M. Diament, G. Gabalda, J. Ammann, P. Catherine, T. Staudacher (2004). Constraints on subsurface processes on active volcanoes using microgravity monitoring : Results from Piton de la Fournaise (La Réunion). Oral presentation, *IAVCEI General Assembly*, Pucon, Chile.
- Bonvalot, S., J. Hinderer, G. Gabalda, B. Luck, F. Bondoux, D. Comte, L. Dorbath, D. Legrand, D. Remy, J-C. Ruegg (2006a). Absolute Gravity network in Chile: a contribution to geodynamics, geology and geodesy. Oral presentation, *Congreso Geologico Chileno*, Antofagasta, Chile, Agosto 2006.
- Bonvalot, S., J. Hinderer, G. Gabalda, B. Luck, F. Bondoux, D. Comte, L. Dorbath, J-C. Ruegg, D. Remy (2006b). Measuring crustal deformation using Absolute Gravity and GPS: Field experiments, results and perspectives in north and central Chile. Oral presentation, *International Conference 1906 Valparaiso Earthquake Centennial*, Santiago, Chile, 6-8 November 2006.
- Campos, J., J.-B. de Chabaliér, A. Perez, P. Bernard, S. Bonvalot, M.-P. Bouin, O. Charade, A. Cisternas, E. Clévéde, V. Clouard, R. Dannoot, G. Gabalda, E. Kausel, D. Legrand, A. Lemoine, A. Nercessian, G. Patau, J.C. Ruegg, J.-P. Vilotte. Source parameters and GPS deformation of the Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake (Northern Chile) of June 13, 2005. *Eos Trans. AGU*, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S13B-0209, Dec. 2005.
- Chambodut, A., I. Panet, M. Manda, M. Diament, M. Holschneider, and O. Jamet (2005). Wavelet frames: an alternative to spherical harmonic representation of potential fields, *Geophys. J. Int.*, 163, 875-899.
- CNIG (2000). Rapport technique du sous-groupe "gravimétrie", groupe de travail "réseaux gravimétriques et géoïde de référence" du Conseil National de l'Information Géographique.
- Debeglia N., Martelet G., Perrin J., Truffert C., Ledru P. and Tourlière B. (2006). Semi-automated structural analysis of high resolution magnetic and gamma-ray spectrometry airborne surveys, *Journal of Applied Geophysics*, 58 (1), 13-28.
- de Saint-Jean, B.; Melachroinos, S.; Verdun, J.; Duquenne, H.; Cali, J. & Barriot, J.P. (2005a). Fine analysis of lever arm effects in moving gravimetry, in "Proceedings Dynamic Planet 2005".
- de Saint-Jean, B.; Melachroinos, S.; Verdun, J.; Duquenne, H.; Cali, J. & Barriot, J.P. (2005b), Calibration of a 3-accelerometer inertial gravimetry system for moving gravimetry, *Newton's Bulletin*.
- de Saint-Jean, B., J. Verdun, H. Duquenne, J.P. Barriot, J. Cali, D. Rouxel (2006). Test missions for mobile gravimetry. Poster presentation, International Gravity Field Service Meeting, Istanbul,

- 28 Aug-1st Sept., 2006.
- de Viron, O., I. Panet, and M. Diament (2006). Extracting low frequency climate signal from GRACE data, *e-Earth*, 1, 9-14.
- Duquenne H. (2007a). Modelling the vertical gravity gradient for gravity measurements reduction. Proc. of the 1st International Symposium of the IGFS. Forthcoming.
- Duquenne H. (2007b). A data set to test geoid computation methods. Proc. of the 1st International Symposium of the IGFS. Forthcoming.
- Francis O., van Dam T., Amalviect M., Andrade da Sousa M., Bilker M., Billson R., d'Agostino G., Desogus, Falk R., Gremak A., Gitlein O., Jonhson D., Klopping F., Kostelecky J., Luck B., Mäkinen J., McLaughlin D., Nunez E., Origlia C., Palinkas V., Richard P., Rodriguez E., Ruess D., Schmerge D., Thies S., Timmen L., van Camp M., van Westrum D., Wilmes H. (2005). Results of the International Comparison of Absolute Gravimeters in Walferdange (Luxembourg) of November 2003, IAG Symposia, vol. 129, Springer.
- Froger, J-L., Remy, D., Bonvalot, S., Legrand, D. (2006). Dynamic of long term multi-scale inflations at Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex, central Andes, revealed from ASAR-ENVISAT interferometric data. *Earth and Planetary Science Letters* (doi: 10.1016/j.epsl. 2006.12.012).
- Gabalda, G., Bonvalot, S., Hipkin, R. (2003). CG3TOOL : An interactive computer program for Scintrex CG-3M gravity data processing. *Computers & Geosciences*, 29, 2, pp. 155–171.
- Gattacceca T. (2005). Campages de mesures gravimétriques. Internal report IGN/SGN CR/G 193, Institut Géographique National.
- Gébelin A., Martelet G., Brunel M., Faure M. and Rossi Ph. (2004). Late Hercynian leucogranites modelling as deduced from new gravity data: the example of the Millevaches massif (Massif central, France), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 175, 239-248.
- Gébelin A., Martelet G., Chen Y., Brunel M., and Faure M. (2006). Structure of late Variscan Millevaches leucogranite massif in the French Massif Central: AMS and gravity modelling results, *Journal of Structural Geology*, 28, 148-169.
- Greff-Lefftz, M., L. Metivier, and H. Legros (2005). Analytical solutions of love numbers for a hydrostatic ellipsoidal incompressible homogeneous Earth, *Celestial Mechanics & Dynamical Astronomy*, 93 (1-4), 113-146.
- Guillen A., Joly.A., Calcagno.P., Courrioux.G., Fitzgerald.D., McInerney.P., Seikel.R. (2006). Coupling 3D modelling and forward - Inverse modelling of potential field data (gravity and magnetic data and tensor components). Oral presentation, IAMG'2006.
- Gunawan, H. (2005). Etudes gravimétrique et microgravimétrique appliquées à la

- volcanologie. Exemples de la Soufrière de Guadeloupe (Antilles) et du Merapi (Java). Ph. Thesis, IPGP.
- Hetenyi, G., R. Cattin, J. Vergne, and J.L. Nabelek (2006). The effective elastic thickness of the India Plate from receiver function imaging, gravity anomalies and thermomechanical modelling, *Geophys. J. Int.*, 167 (3), 1106-1118.
- Hinderer, J., Sedighi, M., Bayer R., Ghazavi, K., Amalvict, M., Luck, B., Nilfroushan, F. Masson F., Peyret, M., Djamour, Y. and Kouhzare, A. (2003). The absolute gravity network in Iran: an opportunity to analyse gravity changes caused by present-day tectonic deformation, in Proc. IMG-2002 (Instrumentation and Metrology in Gravimetry) *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, Luxembourg, vol. 22, pp. 137-141.
- Ihde J., Baker T., Bruyninx C., Francis O., Amalvict M., Kenyeres A., Makinen J., Shipman S., Simek J. and Wilmes H. (2005). First Results of the Development of a European Combined Geodetic Network (ECGN), IAG Symposia, vol. 129, Springer.
- Jacob T., Bayer R., Le Moigne N., Maia M., Moreau F., Bour O., Davy P., Hinderer J., Luck B., Lalancette M.F., Batany C. (2006). Compte-rendu des Mesures Gravimétriques à Ploemeur , Présentation orale, 3-15 Mai 2006, *Colloque du GDR-G2, La Rochelle, 22-24 novembre 2006*
- Jamet, O., and M. Diament, On the estimation of local spectral representations of gravity anomalies, Proc. Analytical Representation of Potential Field Anomalies for Europe (AROPA), *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 20, 71-77, 2003.
- Joly A., Chen Y., Faure M., Martelet G. and Truffert C. (2006). A multidisciplinary study on the Carboniferous (Namurian) Montmarault granitic pluton and its tectonic bearings on the activity of the Sillon Houiller Fault (Variscan Massif Central, France). Oral presentation, EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- Lequentrec-Lalancette M.F., Rouxel D. & Lenamouric C. (2006). Géoïde européen: contribution du SHOM, *Report n° 449 EPSHOM/CH/GG/NP*.
- Llubes, M., Florsch N., N., Hinderer, J., Longuevergne, L., Amalvict, M. (2004). Local hydrology, Global Geodynamics Project and CHAMP / GRACE / GOCE perspective: Some case studies, *Journal of Geodynamics*, 38, 355-374.
- Llubes M. and the loading team (2006). A multitechnique monitoring of ocean loading in North of France » *submitted to C.R.A.S.*
- Louis P. (ed.) (1996). Bilan et prospective en gravimétrie. CNFGG.
- Mäkinen J., Amalvict M., Shibuya K., Fukuda Y. (2007). Absolute gravimetry in

- Antarctica: Status and prospects, *Journal of Geodynamics*, in press
- Martelet G., Calcagno P., Gumiaux C., Truffert C., Bitri A., Gapais D. and Brun J.P. (2004). Integrated 3D geophysical modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France), *Tectonophysics*, 382, 117-128.
- Martelet G. and Debeglia N. (2006). Banque gravimétrique de la France : travaux réalisés en 2006, tâches à réaliser en 2007, BRGM/RP-55009-FR.
- Martelet G., and Sarrailh M. (2006) Gravity data control for the determination of an accurate regional geoid, Ext. Abstr., in 1st symposium of IGFS, 28/08-1/09/2006, Istanbul, Turkey.
- Masson F. (2006) Active tectonics studied by absolute gravimetry: the AGTO project in Taiwan. Oral presentation, Taiwan, November 2006
- Mazabraud Y., N. Béthoux and S. Deroussi (2005). "Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region: central and western France." *Tectonophysics* 409(1-4): 175-192.doi:10.1016/j.tecto.2005.08.021.
- Métivier, L. (2004). Influence des variations latérales de densité et de paramètres rhéologiques sur la déformation de la Terre. Ph. Thesis, IPGP.
- Métivier, L., M. Greff-Lefftz, and M. Diament (2005). A new approach to computing accurate gravity time variations for a realistic Earth model with lateral heterogeneities, *Geophys. J. Int.* (doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02692.x).
- Métivier, L., M. Greff-Lefftz, and M. Diament (2006). Mantle lateral variations and elasto-gravitational deformations: (1) numerical modeling., *Geophys. J. Int.*, 167, 1060-1076.
- Mikhailov, V., A. Galdeano, M. Diament, A. Gvishiani, S. Agayan, S. Bogoutdinov, E. Graeva, and P. Sailhac (2003). Application of artificial intelligence for Euler solutions clustering, *Geophysics*, 68 (1), 168-180.
- Mikhailov, V., S. Tikhotsky, M. Diament, I. Panet, and V. Ballu (2004). Can tectonic processes be recovered from new gravity satellite data ?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 281-297.
- Mikhailov, V.O., and M. Diament (2006). Some aspects of interpretation of tensor gradiometry data, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 42 (12), 971-978.
- Moreaux, G; M.-F. Lequentrec-Lalancette, D. Rouxel, F. Ponchaut (2004) On the Parameterization of Planar Models. Oral presentation, *Geoid Gravity and Space Missions Meeting, Sept 2004*, Porto.
- Moreaux, G; Lequentrec-Lalancette MF, Rouxel D. (2005). Marine geoid from gravity and gradiometry. Oral presentation, *ECGS/GOCINA Workshop*, April 13-15, Luxembourg.
- Nicolas J., Nocquet J.-M., Van Camp M., Boy J.P., Hinderer J., Gegout P., Calais E., and Amalvict M. (2006). Seasonal effect on Laser, GPS, and Absolute

- Gravimetry vertical positioning at the OCA geodetic station, Grasse, France, *Geophys. J. Int.*, 10.1111/j.1365-246X.2006.03205.x
- Pajot, G., Mikhailov, V., LeQuentrec-Lalancette, M.F. & Diament, M., Gravity gradiometry: enhanced methods for enhanced data. Oral presentation, EGU 2006, Vienna, Austria, 2006.
- Panet, I., O. Jamet, M. Diament, and A. Chambodut (2004). Modelling the Earth's gravity field using wavelet frame, in *IAG Symposia*, vol. 129, pp. 48-53, Springer.
- Panet, I. (2005). Les ondelettes sphériques en gravimétrie spatiale. Applications en Polynésie Française et à l'étude du séisme de Sumatra. Ph. Thesis, IPGP, 2005.
- Panet, I., A. Chambodut, M. Diament, M. Holschneider, and O. Jamet (2006). New insights on intraplate volcanism in French Polynesia from wavelet analysis of Grace, Champ and sea-surface data., *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2005JB004141.
- Pavez, A. (2005). Structure et déformations du volcan LASCAR à partir d'observations par satellites et au sol : apport à la connaissance et la surveillance des volcans andésitiques. Ph. Thesis, IPGP.
- Pavez, A., Remy, D., Bonvalot, S., Diament, M., Gabalda, G., Froger, J.L., Legrand, D., Julien, P., Moisset, D. (2006). Insight into ground deformations at Lascar Volcano (Chile) from InSAR, Photogrammetry and GPS data: implications on volcano dynamics and future space monitoring. *Remote Sensing of Environment*, 100, 3, 307-320.
- Petit, C., Déverchère, J. (2006). Structure and evolution of the Baikal rift, a synthesis, *G3*, Vol 7, 11.
- Peyrat, S., DeChabalier, J-B., Nercessian, A., Bouin, M-P., Campos, J., Legrand, D., Bonvalot, S., Vilotte, J-P. Source process of the June 13, 2005 Tarapaca earthquake (Chile) (2006a) *American Geophysical Union (AGU) Fall meeting, San Francisco*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 04951, Dec. 2006.
- Peyrat, S., J. Campos, J.B. de Chabalier, A. Perez, S. Bonvalot, M.-P. Bouin, D. Legrand, A. Nercessian, O. Charade, G. Patau, E. Clevede, E. Kausel, P. Bernard, J.-P. Vilotte (2006b). The Tarapaca intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, Northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, V33, LL22308, doi:10.1029/2006GL027710.
- Rémy, D. (2005). Analyse et inversion de séries interférométriques et micro-gravimétriques temporelles sur les volcans actifs : apport à la quantification d'effets de sites et à la compréhension de la dynamique volcanique. Ph. Thesis, IPGP.
- Sato T., Okuno J., Hinderer J., MacMillan DS, Plag HP, Francis O., Falk R. and Fukuda Y. (2006). A geophysical

- interpretation of the secular displacement and gravity rates observed at Ny-Ålesund, Svalbard in the Arctic—effects of post-glacial rebound and present-day ice melting, *Geophys. J. Int.* 165, 729–743.
- Savanier, D., R. C. Maury, G. Guille, C. Legendre, P. Rossi, H. Guillou, S. Blais, S. Deroussi (2005). Carte géol. France (1/50 000), feuille de Nuku Hiva, Polynésie française, notice explicative. Orléans: BRGM.
- Sepúlveda S., Lahsen A., Bonvalot, S., Cembrano J., Alvarado A., Letelier P. (2005). Morpho-structural evolution of the Cordón Caulle geothermal region, Southern Volcanic Zone, Chile: insights from gravity and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 148, Issues 1-2, 15 October 2005, pp 165-189
- Talbot, J.Y. (2003). Apport des études ASM et gravimétriques des plutons cévenols à la caractérisation structurale de l'évolution tardi-hercynienne du Massif Central. Ph. Thesis, Université d'Orléans.
- Talbot J.Y., Martelet G., Courrioux G., Chen Y. et Faure M. (2004). Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère–Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies, *Journal of Structural Geology*, 26, p. 11-28.
- Talbot J.Y., Faure M., Chen Y. and Martelet G. (2005). Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen, *Journal of Structural Geology*, 27, 1610-1629.
- Tiberi, C., M. Diament, J. Déverchère, C. Petit-Mariani, V. Mikhailov, S. Tikhotsky, and U. Achauer (2003). Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology, *J. Geophys. Res.*, 108 (B2), 2109, doi:10.1029/2002JB001880.
- Tiberi, C., Ebinger, C., Ballu, V., Stuart, G., Oluma, B. (2005). Inverse model of gravity data from the Red Sea-Aden-East African rifts triple junction zone, *Geophysical Journal International*, 163, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02736.x
- Tirel, C., Gueydan, F., Tiberi, C., Brun, J.-P. (2004). Aegean crustal thickness inferred from gravity inversion. Geodynamical implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 228, 267—280.
- Tiwari, V.M., M. Diament, and S.C. Singh (2003). Analysis of satellite gravity and bathymetry data over Ninety-East Ridge: variation in the compensation mechanism and implication for emplacement process., *J. Geophys. Res.*, 108 (B2), 2109, doi: 10.1029/2000JB000047.
- Verdun, J., E.E. Klingele, R. Bayer, M. Cocard, A. Geiger, and H.G. Kahle (2003). The alpine Swiss-French airborne gravity survey, *Geophysical Journal International*, 152 (1), 8-19.
- Verdun, J., and E.E. Klingele (2005). Airborne

- gravimetry using a strapped-down LaCoste and Romberg air/sea gravity meter system: a feasibility study, *Geophysical Prospecting*, 53 (1), 91-101.
- Vitushkin, L., M. Becker, Z. Jiang, O. Francis, T. M. van Dam, J. Faller, J.-M. Chartier, M. Amalvict, S. Bonvalot, N. Debeglia, S. Desogus, M. Diament, F. Dupont, R. Falk, G. Gabalda, C. G. L. Gagnon, T. Gattacceca, A. Germak, J. Hinderer, O. Jamet, G. Jeffries, R. Käker, A. Kopaev, J. Liard, A. Lindau, L. Longuevergne, B. Luck, E. N. Maderal, J. Mäkinen, B. Meurers, S. Mizushima, J. Mrlina, D. Newell, C. Origlia, E. R. Pujol, A. Reinhold, Ph. Richard, I. A. Robinson, D. Ruess, S. Thies, M. Van Camp, M. Van Ruymbeke, M. F. de Villalta Compagni, S. Williams (2003). Results of the Sixth International Comparison of Absolute Gravimeters ICAG-2001. *Metrologia*, 39, 5, pp. 407-424.
- Widiwijayanti, C., V. Mikhailov, M. Diament, C. Deplus, R. Louat, S. Tikhotsky, and A. Gvishiani (2003). Structure and evolution of the Molucca Sea area: constraints based on interpretation of a combined sea-surface and satellite gravity dataset, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215, 135-150.
- Widiwijayanti, C., C. Tiberi, C. Deplus, M. Diament, V. Mikhailov, and R. Louat (2004). Geodynamic evolution of the northern Molucca Sea area (Eastern Indonesia) constrained by 3-D gravity field inversion, *Tectonophysics*, 386, 203-222.

Time-Varying Gravity with Superconducting Gravimeters

J. HINDERER, J.-P. BOY, S. ROSAT, Y. REGISTER,
M. AMALVICT, P. GEGOUT & C. DE LINAGE

IPGS (UMR 7516 CNRS/ULP), 5, rue Descartes 67084 Strasbourg Cedex, France

Jacques.Hinderer@eost.u-strasbg.fr

Abstract This paper is devoted to the superconducting gravimeter (SG) and its broad spectral range of applications in Earth Sciences. We present the recent scientific achievements using SGs from the Global Geodynamics Project (GGP). We show how the extremely low noise in the long-period seismic band helps to retrieve weak seismic normal modes. Special attention is paid to the search for the Slichter translational mode of the solid inner core. Atmospheric loading in gravity is investigated, as well as solid Earth tidal effects including the Free Core Nutation resonance in the diurnal band. Ocean loading can also be investigated through the detection of non-linear ocean tides and the observation of long-period tides. The signature in SG data of non-tidal ocean circulation, continental hydrology and Earth rotation effects all demonstrate the ability of these instruments to study long period geodynamical processes. Some specific applications related to tectonics (post-glacial rebound, coseismic effects) are shown. We end on the possibility of using surface gravity measurements with a regional network of SGs (like in Europe) to validate satellite-derived gravity missions such as GRACE.

Key words *superconducting gravimeter, GGP, time-varying gravity, normal modes, Slichter triplet, Earth tides, ocean tides, atmospheric pressure, hydrology, polar motion, tectonics, GRACE, satellite gravimetry*

Variations Temporelles du Champ de Pesanteur à l'Aide de Gravimètres Supraconducteurs

Résumé Cet article est consacré aux gravimètres à supraconductivité et leur large utilisation en Sciences de la Terre. Nous présentons les résultats scientifiques récents

les plus marquants obtenus à partir des gravimètres supraconducteurs du réseau international GGP (Global Geodynamics Project). Le niveau de bruit très faible dans la bande sismique longue période permet de restituer des modes propres d'amplitude faible. Nous nous intéressons aussi à la recherche du mode de Slichter de translation de la graine solide. Les effets de surcharge atmosphérique et de marée solide incluant la résonance du noyau liquide dans la bande diurne sont décrits. La surcharge océanique peut être étudiée par l'intermédiaire des ondes de marée non-linéaires et des ondes à longue période. La signature dans les données des gravimètres supraconducteurs des effets de circulation océanique, d'hydrologie continentale et de rotation de la Terre démontre la capacité de ces instruments à restituer les phénomènes géodynamiques de longue période. Quelques applications tectoniques (rebond post-glaciaire, effets co-sismiques) sont considérées. Nous terminons sur la possibilité d'utiliser les données de variations de pesanteur au sol d'un réseau régional de gravimètres supraconducteurs (exemple de l'Europe) afin de valider les missions de gravimétrie spatiale de type GRACE.

Mots clefs gravimètre supraconducteur, GGP, variation temporelle de gravité, modes propres, triplet de Slichter, marées terrestres et océaniques, pression atmosphérique, hydrologie, rotation, tectonique, GRACE, gravimétrie spatiale

I. INTRODUCTION

The Global Geodynamics Project (GGP) (<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.htm>) is an international research effort that was launched in 1991. In 2003 it became an Inter-Commission Project of IAG (International Association of Geodesy) and reports to Commission 2 (The Gravity Field) and Commission 3 (Earth Rotation and Geodynamics). The GGP consists of a worldwide network of superconducting gravimeters (SGs), currently about 25 instruments. Vertical time-varying gravity acceleration data in a standard form, basically untouched raw data decimated to 1

minute samples, are sent at the end of every month to a database (<http://ggp.gfz-potsdam.de>). Phase I of the project was the period (1997-2003) and we are currently in phase II (2003-2007). The geographical distribution of the GGP stations is shown in Fig. 1. Current operational stations are in yellow, temporarily stopped stations are in red and the planned stations (most of them to be installed in 2007) are in green.

The scientific objectives of the GGP cover geophysical phenomena throughout the wide period range of applications of the instruments (from a few seconds to several

years), covering topics such as normal modes, mantle rheology, tides, solid Earth-oceans-atmosphere interactions, hydrology, and Earth rotation. There are recent review papers on the scientific achievements using

SGs (Hinderer and Crossley 2004; Meurers 2004; Crossley & Hinderer 2005). In the following, we present the recent results achieved in the various fields of SG applications.

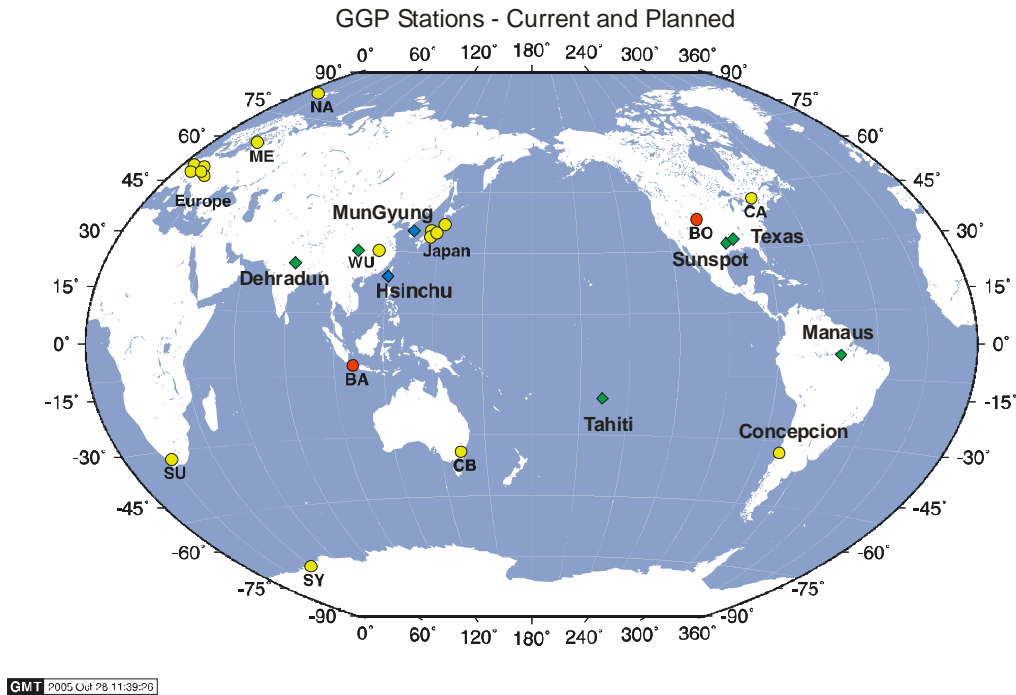


Figure 1: Geographical locations of the current and planned GGP stations. In yellow: current operational stations; in red: temporarily stopped sites; in green: planned stations (most of them to be installed in 2007).

II. NORMAL MODES

Investigation with SGs of the seismic normal modes excited by large earthquakes has led to some new and impressive results because of the very low noise of these instruments (Widmer-Schmidrig 2003) below 1 mHz compared to the long-period seismometers; see also Van Camp et al. (2005) for a noise comparison between AG

and SG. Of recent large earthquakes, the 2001 Peru event of magnitude $M_w = 8.4$ and the $M_w = 9.3$ Sumatra huge event on December 26, 2004 strongly excited the long period seismic modes, and significant observations were made using SG data of the GGP network. In particular, the fully split ${}_0S_2$ multiplet (with 5 individual

singlets) that has been rarely visible on a single instrument, could be fully analyzed from the Strasbourg C026 instrument (Rosat *et al.* 2003a) (see Fig. 2) but was also present at other SG stations. The most important new result was the detection of the overtone ${}_2S_1$ elastic mode never observed before. Another example of the strong signal to noise ratio in the modes generated by the Sumatra quake can be found in (Rosat *et al.* 2005) and in (Roult *et al.* 2006). The frequency and damping analysis of these low-frequency seismic modes put some new constraints on the density structure inside the Earth.

A recent investigation on SG data has also shown the fundamental interest of using the amplitudes and phases of low frequency vertical components of normal

modes to retrieve the source parameters of large earthquakes such as rupture length and duration (Lambotte *et al.* 2006).

One major goal of GGP was to detect the translational motion of the solid inner core (the Slichter triplet ${}_1S_1$) the period of which is determined primarily by a gravitational restoring force; therefore its period(s) would bring a new constraint on the density contrast at the inner core boundary (ICB) (Rogister 2003; Rosat *et al.* 2006) and possibly also on viscosity just above the ICB. There is obviously no clear observational evidence in the stacking of SG data of any of the theoretically predicted triplets (Rosat *et al.* 2003b and 2004). Precise atmospheric and hydrologic corrections are required in the search for this translational motion.

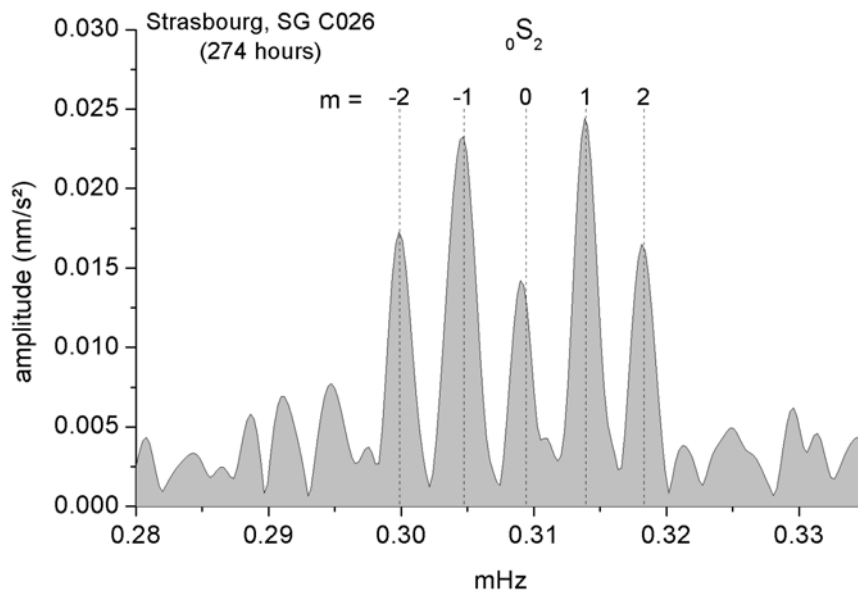


Figure 2: Splitting of the fundamental spheroidal mode ${}_0S_2$ after the June 2001 Peru earthquake of magnitude $M=8.4$.

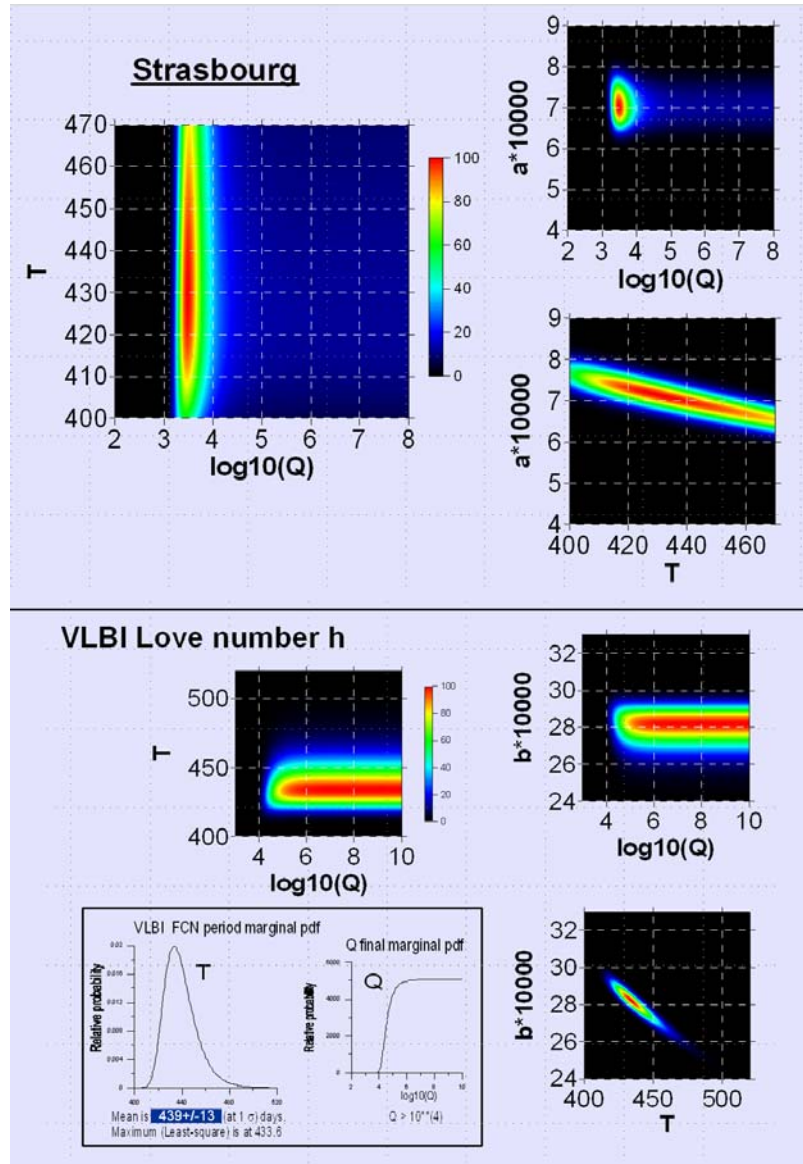


Figure 3: Bayesian inversion in superconducting gravimetry (up) and in VLBI vertical displacement (down) (Florsch et al., 2006).

III. ATMOSPHERIC AND HYDROLOGIC EFFECTS

In order to have the most accurate atmospheric corrections for the new gravity satellite missions, CHAMP and GRACE, 2D pressure loading computations have been extended to 3D modeling where pressure, temperature and humidity data varying with height are also taken into account in addition to the surface data (see

Boy and Chao 2005; Neumeyer et al. 2004a). It was recently shown for the GGP station Medicina (Italy) with the help of balloon radio sounding that there is a seasonal vertical air mass change in the atmosphere without ground pressure changes which is caused by warming and cooling that leads by attraction to a non-

negligible gravity effect of the order of one μGal .

Early studies in gravity focused mainly on tides, oceanic and atmospheric effects but, in the last decade, more and more attention has been paid to the hydrology signature in gravity, especially in SG data where the drift is not a large issue. Most of the studies are restricted to modeling local effects by trying to find correlations between gravity residuals and a relevant hydrological parameter such as water table level, rainfall or soil moisture (see Harnisch & Harnisch 2006a). Active experiments, where known amounts of water were added to specific areas in the gravimeter vicinity, were conducted at Moxa Observatory and helped significantly in the validation and parameterization of hydrology models (Kroner and Jahr 2006). More recently a study was devoted to the seasonal changes in SGs (Boy and Hinderer 2006). These gravity changes can be linked to global hydrology models. In fact, for

more than half of the 20 analysed SG, there is a good correlation. For the other stations, the discrepancies may be associated with local hydrology effects, especially when a station is partly underground like Moxa or Strasbourg. Very recently a paper by Van Camp *et al.* (2006) investigated in details the hydrogeological contributions to gravity for the station Membach in Belgium. Finally several papers (Romagnoli *et al.* 2003; Richter *et al.* 2004) carefully examined both height and gravity changes from continuous GPS and SG (C023) observations at the station Medicina (Italy). These studies provide a convincing interpretation of the seasonal signal from the combined loading contributions of air pressure, ocean circulation and hydrology (surficial water table) illustrating once more the need to have simultaneous height and gravity measurements in addition to the monitoring of various environmental parameters in the close vicinity of the station.

IV. EARTH AND OCEAN TIDES

Earth and ocean tides are by far the largest components of surface gravity changes. The SGs have brought two areas of improvement to tidal studies. First, the high sensitivity of these meters which enables them to detect small amplitude tidal signals previously hidden in noise (e.g. non-linear

ocean tides) and to retrieve with better precision larger tidal signals. With this high precision, Xu *et al.* (2004a) revisited the question of the possible latitude dependence of tidal gravimetric factors. Using 19 GGP stations they found that the discrepancy of the four principal waves (O_1 and K_1 in the

diurnal band, M_2 and S_2 in the semi-diurnal band) between observations and theoretical models is less than 0.2 %. This means there is no significant latitude dependence. Second, the much lower instrumental drift of SGs versus mechanical spring meters permits more precise studies of long period tides (M_f , M_m , S_{Sa} , S_a) (Ducarme et al. 2004; Boy et al. 2006).

The largest tidal components occur in both semi-diurnal and diurnal frequency bands. Within the diurnal band, some waves are affected by a resonance that occurs due to the Nearly Diurnal Free Wobble (NDFW), also called Free Core Nutation (FCN), which is a differential rotation of the fluid outer core with respect to the mantle. We do not discuss here the numerous papers using GGP data to derive the FCN parameters and refer the reader to previous reviews on this subject (Hinderer and Crossley 2004). A more global analysis by Xu et al. (2004) who used simultaneously tidal gravity observations at 19 GGP stations leads to a FCN period of 429.9 (427.2 - 432.7) sidereal days and a Q value about 20 000 (12 000-72 000). The FCN period is in good agreement with space geodetic studies, but the gravity-derived Q factor is often much smaller than that obtained using VLBI. An artifact of the analysis is sometimes even a negative Q (Sun et al. 2004a) due to an inappropriate application of the least squares method

usually used for the determination of the resonance parameters (obviously a linearized form applied to a non-linear problem). The classical least squares method is inadequate because it implies Gaussian statistics that are not correct for this problem.

An appropriate Bayesian method (Florsch and Hinderer, 2000) is required to solve for the FCN parameters due to the non-standard form of the probability distribution for Q . Fig. 3 shows the Bayesian approach applied to the Strasbourg SG data by plotting the joint probability distributions for the eigenperiod T , quality factor Q and resonance strength a (Florsch et al. 2004, 2006). The mismodelling of the ocean tides that are corrected in SG data before determining the resonance parameters can lead to underestimated Q values (Florsch and Hinderer, 2000).

The impact of the ocean and atmospheric loading contributions in gravity is now better understood (Boy et al. 2003, 2004).

Observations from the GGP network can be compared to computations from different global ocean tide models, some of them being partly hydrodynamic, or assimilating data derived directly from satellite altimetry (Baker and Bos, 2003, Boy et al., 2003 and Bos and Baker, 2005). The present situation, from the

comprehensive treatment by Bos and Baker (2005) is that the class of recent ocean tide models, specifically GOT00 (Ray 1999), NAO99b (Matsumoto *et al.* 2000) and FES99 (Lefèvre *et al.* 2002), is in better agreement with SG observations than earlier models such as the classical Schwiderski's model proposed in 1980. When differences are carefully examined most models are in agreement and there is no 'best' model valid in all areas of the world.

A corollary to this investigation is the limits we can place on Earth's inelasticity from the gravimetric amplitude factors and phase delays after correction for ocean tidal loading. This was pointed out by Baker and Bos (2003) where they compared for some waves the gravimetric amplitude factor and phase delay to some reference elastic or slightly inelastic values.

We have pointed out that the SGs have a very small instrumental drift compared to classical spring meters and this is why the investigation of long period tides is particularly suited to SG data. In a recent paper, Boy *et al.* (2006) analyzed long series from 18 GGP stations to estimate the ocean loading for the monthly (M_m) and fortnightly (M_f) tides. The available models were an equilibrium tide and three recent hydrodynamical models with satellite altimeter data assimilation NAO99b (Matsumoto *et al.* 2000), FES99 (Lefèvre *et al.* 2002) and TPXO.6 (Egbert and

Erofeeva, 2002). They concluded that the uncertainty for M_m is still too large to discriminate between the newest models. On the other hand the hydrodynamical models for M_f are clearly closer to the SG observations than the equilibrium tidal model or the older model proposed by Schwiderski (1980).

Non-linear tides can also be seen in SG records. At CA (Cantley) in Canada it is possible to see clearly these small abnormal waves originating from non-linearities in the ocean tidal response in the Bay of Fundy (Merriam, 1995). The sensitivity inferred from the SG measurements is equivalent to 1 mm of open ocean tide, which means that these observations are a unique tool for validating these small ocean tidal waves that exist only near the coastlines.

Some years ago, small signals of a few nGal were identified in the SG residuals with periods around 6 hours from Strasbourg and Cantley stations. A more systematic study by Boy *et al.* (2004) on various GGP stations demonstrated that these signals are indeed due to non-linear tides in the quasi-diurnal frequency band. Due to the integrative properties of the gravity loading Green's functions, inland SG observations act as a complementary large scale validation tool to point-like tide gauge observations of non-linear ocean tides. The latter are generated only in shallow water

near the coasts and hence mostly escape detection by satellite altimeters like

TOPEX/POSEIDON or JASON.

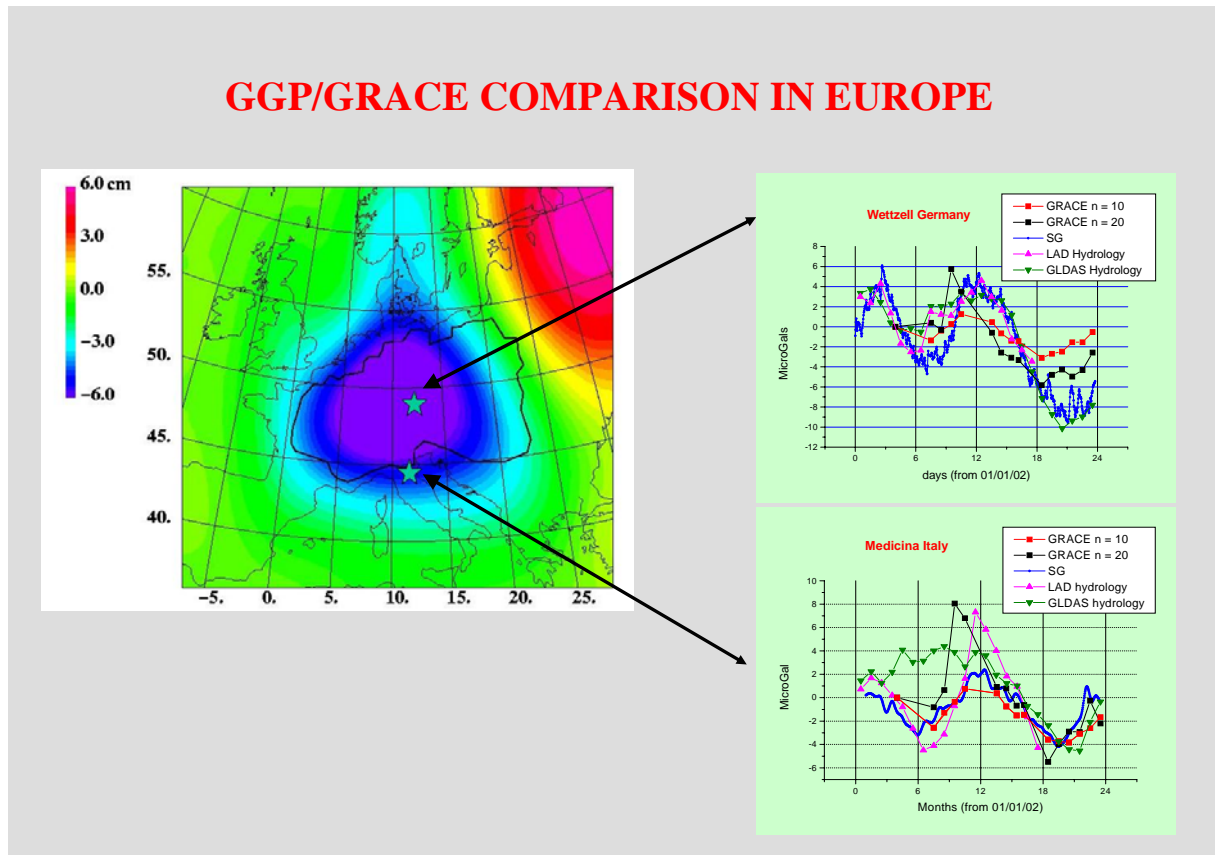


Figure 4: GGP/GRACE gravity comparison in Europe.

V. NON-TIDAL OCEAN EFFECTS

In addition to tidal oceanic contributions, non-tidal effects related to the general oceanic circulation are also detectable in SG measurements. Virtanen and Makinen (2003) investigated the loading effect of the Baltic Sea on the Metsahovi (Finland) instrument (T020) which is located only 15

km away from the open sea. They found a good correlation between SG residuals and sea level changes from the nearby Helsinki tide gauge. Zerbini et al. (2004) investigated also non-tidal ocean effects both in gravity and height observations at the Medicina station in Italy.

VI. EARTH ROTATION

At the long period end of the observable spectrum of gravity, there are two isolated

theoretical periods of the Earth's normal mode spectrum. One is the inner core

wobble (ICW), whose period is of the order of years and which is undetected in gravity. The other mode is much more accessible, and is of course the Chandler Wobble, with a period of about 435 days in the mantle reference frame. It is important to use a long data set when trying to infer the transfer function of the polar motion; clearly more than 6.5 years of continuous data are required to separate the annual component (whatever its origin) from the 435 day term. Harnisch and Harnisch (2006b) used data from 12 GGP stations with lengths varying between 4 and 18 years to investigate the polar motion contribution to gravity. They found that in general the gravimetric amplitude factors for the Chandler wobble

are close to the nominal value of 1.16 and phase lags of a few degrees. Xu *et al.* (2004b) also made a similar study on 5 SGs from the GGP network. Combining the results leads to a δ factor of 1.16 ± 0.07 and to a phase delay of $-1.30^\circ \pm 1.33^\circ$. Finally a data set of 9 SGs was analyzed for the polar motion response by Ducarme *et al.* (2006) who found a mean δ factor of 1.179 ± 0.004 .

A value slightly larger than the nominal value of 1.16 is to be expected when including mantle inelasticity and/or ocean pole tide contribution. The variability on the phase delays between different stations is however still large and unexplainable in terms of Earth's rheological properties.

VII. TECTONICS

There is another class of long-term gravity changes which is not periodic, but secular and primarily due to active tectonics or post-glacial rebound (PGR). Until recently, most studies have been done using AGs rather than SGs. One reason is that the SGs have a small instrument drift that must be accounted for as part of any estimate of the secular gravity trend. The potential of long term gravity measurements to solve tectonic problems is however significant, as clearly demonstrated by a recent study (Lambert *et al.* 2006) devoted to PGR in North America. In particular, they could show that the

admittance of gravity to height changes (in $\mu\text{Gal}/\text{mm}$) deduced from combined GPS and AG measurements is indeed close to the theoretically predicted values. In fact, combining gravity and height changes measurements is very efficient in discriminating PGR effects from present-day ice melting contributions as shown by a recent investigation of the long term gravity changes in Svalbard (Sato *et al.* 2006). Another study based on 7 years of collocated gravity measurements of SG and AG at Membach (Belgium) by Francis *et al.* (2004) indicates that there is a small

decrease in gravity connected to uplift seen by GPS at the same location.

Such comparisons of AG and GPS measurements are much easier to do when there are continuous SG measurements at the same location. In fact the continuity of the SG record is often important to check the integrity of the AG measurements and to model effects such as hydrology that increase the AG scatter. Amalvict et al. (2004, 2006) analyzed the long term gravity changes of the Strasbourg SG with regular AG measurements and collocated GPS and interpreted the results in terms of hydrology and tectonics of the Rhine graben.

Several recent SG results point the way to future studies involving gravity. One of these is the study by Imanishi et al. (2004) of coseismic displacements that accompanied a large $M_w = 8.0$ earthquake

in Japan. Using 3 SGs in a linear array they showed that gravity offsets occurred that matched the theoretical prediction of static displacements that accompany a fault rupture process. The significance of this result can be transferred to another context, that of subduction induced silent earthquakes that have been identified off the coast of Japan and also with the Cascadia subduction zone. Episodic tremor that accompanies the silent slip events can last for several days, but there is no identifiable earthquake. Such events are identified primarily as horizontal displacements on GPS arrays, but Lambert et al. (2006) have shown that AG measurements also reveal coincident offsets in gravity of several μGal , in between which there is a secular drift (in this case a negative trend).

VIII. GROUND/ORBIT VALIDATION

There is a major international effort in the present decade to measure variations in the Earth's global gravity field using low orbit satellites. The first satellite CHAMP (Challenging Mini-satellite Payload) was launched in 2000 and was followed two years later by GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment). In the near future, there will be a third mission called GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) that will orbit even

closer to the ground and hence be even more sensitive to smaller scale gravity changes. The primary goal of these missions is to use the temporal changes of the Earth's gravity field to infer changes in regional and continental water storage, and ocean circulation.

A major concern with satellite measurements of time varying gravity is how to calibrate and validate such observations. In addition to comparisons

with models (the primary technique used to date), there are several possibilities using actual measurements at the ground (GPS, gravity) or at the ocean bottom (water pressure). This problem is important because if successful, it would produce an independent method of validation that does not rely solely on modeling. We will show hereafter that surface measurements from the GGP network provide a useful additional constraint on space gravity data. The validation signal is related to seasonal gravity changes that are coherent on length scales appropriate to satellite altitudes (typically a few hundred of km).

A first study directly comparing CHAMP data to 6 SG ground observations was done by Neumeyer *et al.* (2004b) and has led to satisfactory results for all the stations in the one year analysis period. Neumeyer *et al.* (2006) recently extended this study to GRACE data pointing out again the partial agreement between surface and satellite-derived gravity at specific locations. Before a detailed comparison can be made, however, one has to remember that ground gravity measurements include necessarily a contribution from the vertical motion of the instrument through the ambient gravity field. This signal does not affect the orbiting satellite and hence there is a difference in the gravity changes as seen at (moving) ground level and by the satellite (Hinderer *et al.* 2006a).

We note in these studies that the comparison of single station results with the large-scale satellite solutions is problematic due to the completely different error budgets involved. GRACE data for example are good to 1 μGal only over length scales longer than 500- 1000 km, whereas SGs are good to the same accuracy (or better) at a single point. In order to average SG measurements and reduce local effects, there have been attempts to assemble a network solution from nearby SG stations rather than doing the above single station comparison. Within the existing rather sparse GGP network, Europe is obviously the best place to try such an approach.

The approach was first initiated using one year of SG data and extended to longer data sets by Crossley *et al.* (2003; 2004, 2005). This approach was further extended to a 21 month time interval to inter-compare surface data (GGP European sub-network), satellite data from GRACE, and theoretical predictions for two hydrology models LaD (Milly and Shmakin 2002) and GLDAS (Rodell *et al.* 2004) (Andersen *et al.* 2005a; Hinderer *et al.* 2006a).

The results show the existence of an annual signal that is coherent over Europe with a few μGal amplitude mostly due to the seasonal loading from continental hydrology (soil moisture + snow) according to recent global models. There is even a

possibility to detect in GRACE data interannual signals (Andersen and Hinderer 2005) and, in particular, there is a clear evidence that GRACE has been affected by the heat wave that occurred in summer 2003 in Europe (Andersen et al. 2005b). As indicated in Fig. 4, there is a decrease in the soil water content of about 6 cm in summer 2003 with respect to summer 2002. The Wettzell (Germany) and the Medicina

(Italy) SG ground data seem to confirm this point.

A proposal is underway to combine an SG with AG and portable Scintrex-type gravimeters to calibrate/validate GRACE satellite measurements in West Africa (Hinderer et al. 2005; 2006b). One profile covers the extremely dry regions in Central Sahara desert down to the coast of Benin in the monsoon region of very high rainfall.

IX. CONCLUSION

The necessity to precisely correct time-varying gravity data from the atmospheric and hydrologic effects has been highlighted, particularly for the comparison between surface and satellite-derived gravity variations, and also for the search of weak signals associated with the internal dynamics of the Earth (seismic normal modes and Slichter mode). The ocean loading corrections still need to be improved in the diurnal tidal band if we want to improve the retrieval of the free core nutation parameters.

We have also emphasized the use of precise tidal determinations with SGs for validating the newest ocean tide models (linear and non-linear tides). In the long period part which can be investigated thanks to the very low instrumental drift of SGs, a number of interesting applications in hydrology, Earth rotation or tectonics were shown. Finally the most recent progress achieved in the ground validation of the GRACE mission with a regional network of SGs has been pointed out.

X. REFERENCES

Amalvict, M., Hinderer, J., Makinen, J., Rosat, S., and Rogister, Y., 2004. Long-term and seasonal gravity changes and their relation to crustal deformation and hydrology, *J. Geodynamics*, 38, 343-353.
Amalvict, M., Hinderer, J., and Rozsa, S., 2006.

Crustal vertical motion along a profile crossing the Rhine graben from the Vosges to the Black Forest Mountains: Results from absolute gravity, GPS and levelling observations, *J. Geodynamics*, 41, 358-368

- Andersen, O., and Hinderer, J., 2005. Global inter-annual gravity changes from GRACE: early results, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01402, doi: [10.1029/2004GL020948](https://doi.org/10.1029/2004GL020948).
- Andersen, O., Hinderer, J., and Lemoine, F. G., 2005a. Seasonal Gravity Field Variations from GRACE and Hydrological Models, in (eds) Jekeli, Bastos and Fernandes, Gravity, Geoid and Space Missions. IAG symposia vol. 129, 316-321, Springer Verlag.
- Andersen O., Seneviratne, S. , Hinderer, J., and Viterbo, P., 2005b. GRACE-derived terrestrial water storage depletion associated with the 2003 European heat wave, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18405, doi: [10.1029/2005GL023574](https://doi.org/10.1029/2005GL023574).
- Baker, T., and Bos, M., 2003. Validating Earth and ocean tide models using tidal gravity measurements, *Geophys. J. Int.*, 152, 468–485.
- Bos, M. S., and Baker, T. F., 2005. An estimate of the errors in gravity ocean tide loading computations, *J. Geod.* 79, 50-63.
- Boy, J.-P., and Chao, B. F., 2005. Precise evaluation of atmospheric loading effects on Earth's time-variable gravity field, *Journal of Geophysical Research*, 110, B08412, doi: [10.1029/2002JB002333](https://doi.org/10.1029/2002JB002333).
- Boy, J.-P., and Hinderer, J., 2006. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data, *Journal of Geodynamics*, 41, 227-233.
- Boy, J.-P., Llubes, M., Hinderer, J., and Florsch, N., 2003. A comparison of tidal ocean loading models using superconducting gravimeter data, *J. Geophys. Res.*, 108, B4, 2193, doi: [10.1029/2002JB002050](https://doi.org/10.1029/2002JB002050).
- Boy, J.-P., Llubes, M., Ray, R., Hinderer, J., Florsch, N., Rosat, S., Lyard, F., and Letellier, T., 2004. Non-linear oceanic tides observed by superconducting gravimeters in Europe, *J. Geodynamics*, 38, 391-405.
- Boy, J.-P., Llubes, M., Ray, R., Hinderer, J., and Florsch, N., 2006. Validation of long-period oceanic tidal models with superconducting gravimeters, *Journal of Geodynamics*, 41, 112-118.
- Crossley, D. and Hinderer, J., 2005. Using SG arrays for hydrology in comparison with GRACE satellite data, with extension to seismic and volcanic hazards. *Korean J. Remote Sensing*, 21 (1) 31-49.
- Crossley, D., Hinderer, J., Llubes, M., and Florsch, N., 2003. The potential of ground gravity measurements to validate GRACE data, *Advances in Geosciences*, 1, 1-7.
- Crossley, D., Hinderer, J., & Boy, J.-P., 2004. Regional gravity variations in Europe from superconducting gravimeters, *J. Geodynamics*, 38, 325-342.
- Crossley, D., Hinderer, J., and Boy, J.-P., 2005. Time variation of the European gravity field from superconducting gravimeters, *Geophys. J. Int.*, 161, 257-264.
- Ducarme, B., Venedikov, A., Arnos, J., and Vieira, R., 2004. Determination of the long period tidal waves in the GGP superconducting gravity data, *Journal of Geodynamics*, 38, 307–324.

- Ducarme, B., Venedikov, A., Arnos, J., Chen, X.-D., Sun, H.-P., and Vieira, R., 2006. Global analysis of the GGP superconducting gravimeters network for the estimation of the pole tide gravimetric amplitude factor, *Journal of Geodynamics*, 41, 334–344.
- Florsch, N. and Hinderer, J., 2000. Bayesian estimation of the free core nutation parameters from the analysis of precise tidal gravity data, *Phys. Earth Planet Int.*, 117, 21–35.
- Egbert, G. D., and S. Y., Erofeeva, 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19 (2), 183–204.
- Florsch, N., Hinderer, J., Petrov, L., Boy, J.-P., & Llubes, M., 2004. *Combinaison bayésienne de données de gravimétrie et de déformations VLBI pour la détermination des paramètres de la résonance du noyau*, Colloque GDR G2, Le Mans, novembre 2004.
- Florsch, N., Llubes, M., Petrov, L., Boy, J.-P., & Hinderer, J., 2006. Combined gravimetric and VLBI free core nutation parameter Bayesian inversion, Combined Workshop of the special study group on 'Analysis of Environmental Data for the Interpretation of Gravity Measurements', the Global Geodynamics Project (GGP), and of the new working group on 'High Precision of Tidal Predictions', Jena, Germany, March 2006.
- Francis, O., Van Camp, M., van Dam, T., Warnant, R., and Hendrickx, M., 2004. Indication of the uplift of the Ardenne in long-term gravity variations in Membach (Belgium), *Geophys. J. Int.*, 158, 346–352.
- Harnisch, G., & Harnisch, M., 2006a. Hydrological influences in long gravimetric data series, *Journal of Geodynamics* 41, 1-3, 276–287.
- Harnisch, M., & Harnisch, G., 2006b. Study of long-term gravity variations, based on data of the GGP co-operation, *Journal of Geodynamics*, 41 , 1-3, 318–325.
- Hinderer, J., and Crossley, D., 2004. Scientific achievements from the first phase (1997–2003) of the Global Geodynamics Project using a worldwide network of superconducting gravimeters, *J. Geodynamics*, 38, 237–262.
- Hinderer, J., de Linage, C., and Boy, J.-P., 2005. Issues in the ground validation of satellite-derived gravity measurements: a proposal to validate GRACE in Africa from the Sahara to the equatorial monsoon, *EOS Trans. AGU*, 85 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract G33A-0028.
- Hinderer, J., Andersen, O., Lemoine, F., Crossley, D., and Boy, J.-P., 2006a. Seasonal changes in the European gravity field from GRACE: A comparison with superconducting gravimeters and hydrology model predictions, *Journal of Geodynamics*, 41, 59–68.
- Hinderer, J., de Linage, C., & Boy, J.-P., 2006b. How to validate satellite-derived gravity observations with gravimeters at the ground?, *Bull. Inf. Marées Terr.*, 142, 11433–11441.
- Imanishi, Y., Sato, T., Higashi, T., Sun, W., and

- Okubo, S., 2004. A network of superconducting gravimeters detects submicrogal coseismic gravity changes, *Science*, 306, 476-478.
- Kroner, C., and Jahr, T., 2006. Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory, *Journal of Geodynamics*, 41, 268–275.
- Lambert, A., Courtier, N., and James, T.S., 2006. Long-term monitoring by absolute gravimetry: Tides to postglacial rebound, *Journal of Geodynamics*, 41, 307–317.
- Lambotte, S., L. Rivera, and J. Hinderer, 2006. Rupture length and duration of the 2004 Aceh-Sumatra earthquake from the phases of the Earth's gravest free oscillations, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03307, doi: [10.1029/2005GL024090](https://doi.org/10.1029/2005GL024090).
- Lefèvre, F., F. H. Lyard, C. Le Provost and E. J. O. Schrama, 2002. FES99: A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 1345-1356.
- Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe, 2000. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/Poseidon altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan, *Journal of Oceanography*, 56, 567-581.
- Merriam, J., 1995. Non-linear tides observed with the superconducting gravimeter at Cantley, Quebec, *Geophys. J. Int.*, 123 (2), 529-540.
- Meurers, B., 2004. Investigation of temporal gravity variations in SG-records, *Journal of Geodynamics* 38, 423-435.
- Milly, P. C. D., and A. B. Shmakin, 2002. Global modeling of land water and energy balances. Part I: The land dynamics (LaD) model, *Journal of Hydrometeorology*, 3 (3), 283-299.
- Neumeier, J., Hagedoorn, J., Leitloff, and Schmidt, R., 2004a. Gravity reduction with three-dimensional atmospheric pressure data for precise ground gravity measurements, *J. Geodyn.*, 38, 437-450.
- Neumeier, J., Schwintzer, P., Barthelmes, F., Dierks, O., Imanishi, Y., Kroner, C., Meurers, B., Sun, H.-P., and Virtanen, H., 2004b. Comparison of superconducting gravimeter and CHAMP satellite derived temporal gravity variations. In: Reigber, Ch., Lühr, H., Schwintzer, P., Wickert, J. (Eds.), *Earth Observations with CHAMP Results from Three Years in Orbit*, pp. 31–36.
- Neumeier, J., Barthelmes, F., Dierks, O., Flechtner, F., Harnisch, M., Harnisch, G., Hinderer, J., Imanishi, Y., Kroner, C., Meurers, B., Petrovic, S., Reigber, C., Schmidt, R., Schwintzer, P., Sun, H.-P., & Virtanen, H., 2006. Combination of temporal gravity variations resulting from Superconducting Gravimeter (SG) recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models, *J. of Geodesy*, doi: [10.1007/s00190-005-0014-8](https://doi.org/10.1007/s00190-005-0014-8).
- Ray, R., 1999. A global ocean tide model from TOPEX/Poseidon altimetry: GOT99.2, NASA Technical Memorandum, 209478, 58 pp.

- Richter, B., Zerbini, S., Matonti, F., and Simon, D., 2004. Long-term crustal deformation monitored by gravity and space techniques at Medicina, Italy and Wettzell, Germany, *Journal of Geodynamics*, 38, 281–292.
- Rodell, M., P. R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J. K. Entin, J. P. Walker, D. Lohmann and D. Toll, 2004. The Global Land Data Assimilation System, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85 (3), 381-394.
- Rogister Y. (2003): Splitting of seismic free oscillations and of the Slichter triplet using the normal mode theory of a rotating, ellipsoidal Earth, *Phys. Earth planet. Int.*, 140, 169-182.
- Romagnoli, C., Zerbini, S., Lago, L., Richter, B., Simon, D., Domenichini, F., Elmi, C., and Ghirotti, M., 2003. Influence of soil consolidation and thermal expansion effects on height and gravity variations, *J. of Geodynamics*, 521-539.
- Rosat, S., Hinderer, J. & Rivera, L., 2003a. First observation of ${}_2S_1$ and study of the splitting of the football mode ${}_0S_2$ after the June 2001 Peru earthquake of magnitude 8.4, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 21, 2111.
- Rosat, S., Hinderer, J., Crossley, D. & Rivera, L., 2003b. The search for the Slichter Mode: Comparison of Noise Levels of Superconducting Gravimeters and Investigation of a Stacking Method, *Phys. Earth planet. Int.*, 140, 183-202.
- Rosat, S., Hinderer, J., Crossley, D., and Boy, J.-P., 2004. Performance of superconducting gravimeters from long-period seismology to tides, *J. Geo-dynamics*, 38, 461-476.
- Rosat, S., Sato, T., Imanishi, Y., Hinderer, J., Tamura, Y., McQueen, H., & Ohashi, M., 2005. High-resolution analysis of the gravest seismic normal modes after the 2004 $M_w = 9$ Sumatra earthquake using superconducting gravimeter data, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13304, doi: [10.1029/2005GL023128](https://doi.org/10.1029/2005GL023128).
- Rosat S., Rogister Y., Crossley D. & Hinderer J., 2006. A search for the Slichter triplet with superconducting gravimeters: Impact of the density jump at the inner core boundary, *Journal of Geodynamics*, 41, 296-306.
- Roult, G., Rosat, S., Millot-Langet, R., Clevede, E., & Hinderer, J., 2006. First determination of Q quality factors and new measurements of frequencies for the whole set of singlets of the Earth's normal modes ${}_0S_0$, ${}_0S_2$, ${}_0S_3$ and ${}_2S_1$ using Superconducting Gravimeter data from the GGP network, *J of Geodynamics*, 41, 345-357.
- Sato, T., Okuno, J., Hinderer, J., MacMillan, D. S., Plag, H.-P., Francis, O., Falk, R. and Fukuda, Y., 2006. A geophysical interpretation of the secular displacement and gravity rates observed at Ny-Alesund, Svalbard in the Arctic- Effects of the post-glacial rebound and present-day ice melting, *Geophys. J. Int.*, 165, 729-743.
- Schwiderski, E. W., 1980. On charting global

- ocean tides, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18 (1), 243-268.
- Sun, H.-P., Jentzsch, G., Xu, J.-Q., Hsu, H.-Z., Chen, X.-D., and Zhou, J.-C., 2004. Earth's free core nutation determined using C032 superconducting gravimeter at station Wuhan/China, *Journal of Geodynamics* 38, 451–460.
- Van Camp, M., Williams, D. P., Francis, O., 2005. Uncertainty of absolute gravity measurements, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, B05406, doi: [10.1029/2004JB003497](https://doi.org/10.1029/2004JB003497).
- Van Camp, M., M. Vanclooster, O. Crommen, T. Petermans, K. Verbeeck, B. Meurers, T. van Dam and A. Dassargues, 2006. Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations, *J. Geophys. Res.*, 111, B10403, doi: [10.1029/2006JB004405](https://doi.org/10.1029/2006JB004405).
- Virtanen, H., and Mäkinen, J. , 2003. The effect of the Baltic Sea level on gravity at the Metsähovi station. *Journal of Geodynamics*, 35, 4-5, 553-565.
- Widmer-Schmidrig, R., 2003. What can superconducting gravimeters contribute to normal mode seismology, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 93 (3), 1370-1380.
- Xu, J.-Q., Sun, H.-P., and Ducarme, B., 2004a. A global experimental model for gravity tides of the Earth, *Journal of Geodynamics*, 38, 293–306.
- Xu, J.-Q., Sun, H.-P., and Yang, X.-F., 2004b. A study of gravity variations caused by polar motion using superconducting gravimeter data from the GGP network, *Journal of Geodesy*, 78: 201–209, doi: [10.1007/s00190-004-0386-1](https://doi.org/10.1007/s00190-004-0386-1).
- Zerbini, S., F. Matonti, F. Raicich, B. Richter and T. van Dam, 2004. Observing and assessing nontidal ocean loading using ocean, continuous GPS and gravity data in the Adriatic area, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23609, doi: [10.1029/2004GL021185](https://doi.org/10.1029/2004GL021185).

SISMOLOGIE ET PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

Ionospheric Seismology

P. LOGNONNÉ¹, G. OCCHIPINTI¹, A. KHERANI¹, P.E. GODET¹,
J. ARTRU², R. GARCIA³, T. FARGES⁴, H. HÉBERT⁴, V. BAZIN⁵,
F. CRESPON⁶, G. MOREAUX⁶, J. HELBERT⁶ & E. JEANSOU⁶.

¹*Institut de Physique du Globe de Paris, 4 Avenue de Neptune, 94100 Saint Maur des Fossés*
lognonne@ipgp.jussieu.fr

²*Centre national d'Etudes Spatiales, Toulouse, France*

³*Dynamique Terrestre et Planétaire, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France*

⁴*Commissariat à l'Energie Atomique/DASE, Bruyères le Chatel, France*

⁵*Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales/DEMIR, Palaiseau, France*

⁶*NOVELTIS, Toulouse, France*

Abstract The sounding of the ionosphere with GPS, Doppler sounder or Radar allows the detection of acoustic waves or gravity waves generated by quakes or tsunami. These waves are induced by the vertical displacement of the Earth surface. They propagate almost vertical, with an amplification with altitude associated to the exponential decay of the atmospheric density. For ground displacement of a few mm, amplitudes of a few tens to hundred meters are achieved at 250-300 km of altitude. The first observations of these waves in the ionosphere were done in the 60th. The technological development in the last 10 years has lowered the detection threshold and movies can now be done of the signals, allowing seeing the horizontal propagation of the perturbations.

Even if this new way in seismology is making the first steps, several perspectives seem to be possible: the first one is related to the tsunami detection. The tsunami signal appears about 15 minutes after the uplift of the sea-level and is completely developed about 30 minutes after. It is therefore possible, with optimized radars, like over-the-horizon radar, to perform a regional monitoring of the ionosphere. A second perspective is related to the precise imaging of the wave front of the signals in the ionosphere. This might detect not only the surface waves, but also the body waves generated by large quakes. This might be an interesting alternative to the deployment

of dense oceanic bottom seismic network, even if this will detect only the largest quakes.

Key Words Seismology, ionosphere, remote-sensing, tsunami

Sismologie de l'ionosphère

Résumé Le sondage de l'ionosphère, par l'intermédiaire de réseaux GPS, de sondeurs Doppler ou de Radar, permet de détecter les ondes acoustiques ou les ondes de gravités générées par les séismes ou tsunami. Typiquement, ces ondes sont générées par les déplacements verticaux de la surface terrestre. Elles se propagent alors quasi-verticalement, en étant amplifiées avec l'altitude, en raison de la décroissance de la densité de l'atmosphère. Pour des déplacements du sol de l'ordre du mm, des amplitudes de quelques dizaines à centaines de mètres sont donc atteintes vers 250-300km d'altitude. D'une manière générale, les premières observations de ces ondes dans l'ionosphère remontent aux années 1960-1970. Les développements technologiques des dix dernières années permettent cependant d'abaisser les seuils de détection et de réaliser des véritables films qui permettent de suivre la propagation horizontale de ces ondes dans l'ionosphère.

Même si cette nouvelle approche en sismologie est encore à ses premiers pas, plusieurs perspectives semblent déjà se dégager: la première est associée à la détection et au suivi des tsunamis. Le signal ionosphérique apparaît en effet 15 minutes après l'initiation du tsunami et est complètement développé 30 minutes environ. Il est donc possible, avec des radars adaptés, comme les radars trans-horizon, de réaliser une surveillance régionale des zones à risques. Une seconde perspective a trait à l'imagerie fine des fronts d'ondes des ondes de surface, voire des ondes de volume. Ceci permettrait ainsi d'avoir une alternative au déploiement de réseaux sismiques denses, particulièrement difficile pour ce qui est des réseaux fond de mer.

Mots clefs Seismologie, ionosphère, télédétection, tsunami

I. INTRODUCTION

Recent developments in ionosphere remote sensing, in particular techniques using the Global Positioning System (GPS), Doppler HF sounder or even over-the-horizon radar

provide unprecedented capabilities for monitoring the reaction of the ionosphere to seismic waves. Three types of signals can be addressed by a routine survey and

monitoring of the ionosphere. The first ones are produced by an acoustic coupling between the solid Earth and the ionosphere near the source and lead to post-seismic acoustic signals. The second are related to the generation of acoustic waves associated to surface waves and even body waves, and can be detected remotely far from the source. For quakes with moment

magnitude larger than about 7, the detection is worldwide. Finally, the third are related to coupling of oceanic gravity waves (i.e. tsunami) with atmospheric and ionospheric gravity waves.

We present briefly in this paper the state of the art in the detection of these signals by several groups in France and address the perspectives.

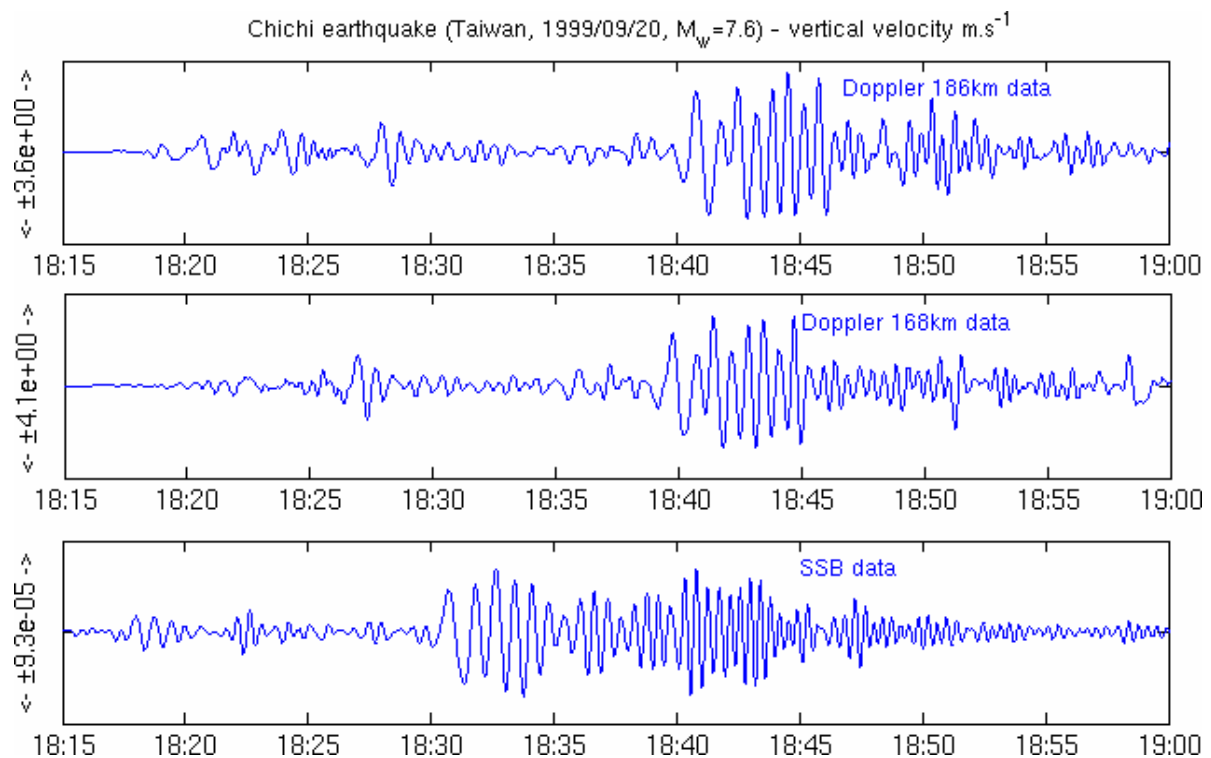


Figure 1: Seismic surface waves after the $M_w = 7.6$ Chi-Chi earthquake (Taiwan, September 20, 1999) as measured on a ground seismometer (bottom panel) at the Geoscope station SSB (Saint-Sauveur, France) and on the CEA ionospheric Doppler sounding network (Francourville, France), corresponding to the vertical motion of ionospheric layers at altitudes 168 and 186 km. All traces show the vertical velocity perturbation in the 1-50 mHz frequency band. An amplification of 4.10^4 is observed between the ground and the ionosphere. The ~ 8 minutes delay between the ground and the ionosphere corresponds to the propagation time of the acoustic wave. Due to this delay, body waves are expected to arrive in the ionosphere at 18h17, 18h23 for PP and S waves respectively, while surface waves arrive at about 18h40. SV waves, due to SV-P conversion, are detected.

II. THEORETICAL AND HISTORICAL BACKGROUND

After an earthquake, seismic waves or tsunami generate surface motions at the Earth's surface. By continuity of the vertical displacement, the atmosphere is forced to move with a vertical velocity equal to the surface vertical velocity, and the induced perturbation propagates upward as an atmospheric wave. The propagation is done primarily by acoustic processes, for signals with frequencies higher than the Brünt-Vaïssalla frequency, and by gravity processes, for frequencies above.

These atmospheric vibrations produce adiabatic pressure and temperature variations in the neutral atmosphere. At higher altitude, the velocity of the neutral atmosphere can be transferred to ions, through collision processes, and forces the later to oscillate. Due to the neutrality of the ionosphere, these ions perturbations generate electron density perturbations. Both the electrons and ions in the processes are sensitive to the Lorentz forces related to the magnetic and electric fields.

In the 1960s, the first published observations were performed with ionospheric sounders for $M_s=8$ quakes [1-4]. The development of Doppler sounders in the last thirteen years has lead to a reduction of the detection threshold, as

we will see later.

The Global Positioning System (GPS), with the development of the associated ground networks, has opened new possibilities in the detection and imaging of these signals. As a by-product of geodetic measurements, phase and code measurements from GPS stations can indeed be used to calculate the electron density of the ionosphere between the receiver and the satellite. The primary data provide the integrated value of the electron density, or Total Electronic Content (TEC) [5]. After the first detection following the 1994 Northridge earthquake [6], seismic signals have been detected for many other quakes and have been interpreted as the result of a shock wave generated by the supersonic Rayleigh wave [7].

A detailed theory has been developed [8] to take into account the coupling between the solid Earth, the ocean and the atmosphere. In the later, the boundary conditions of the elasto-dynamic operator at the solid Earth - atmosphere interface is integrated in the normal modes theory. A radiative boundary condition simulates the escape of acoustic and gravity atmospheric waves in the upper ionosphere, where no refraction of waves is observed. This theory allows the computation of normal modes, and those can be used to compute

not only seismograms for spherical models, but also barograms and neutral velocities. The dissipation related to viscosity was later incorporated [9]. This technique provides the neutral density

perturbation and velocities of the upper atmosphere. The later acts as neutral wind and generates ionospheric perturbations [10].

III. TOWARD REMOTE SENSING SEISMOLOGY?

During more than 4 decades, the detected signals described above were however more or less considered as some “funny” or “exotic” observation in seismology, unable to provide new valuable informations, either on the source or on the internal structure of the Earth. However, we are now facing, with the development of new technologies in ionospheric sounding, or with the dense GPS networks progressive changes, which put a new light on these researches and start to point out possible seismological interests and applications.

Following the pioneering works done with analog Doppler sounder, new generations of sounders have been developed such as the Doppler sounder operated by CEA/DASE in France and working continuously since August 1999[11]. The French instrument is detecting most of the earthquakes with Ms greater than 6.5 [12]. Doppler data are very similar to seismograms in the sense that they measure directly the vertical motion of a ionospheric layer.

The performances of Doppler sounder are moreover such that both the surface waves and body waves are detected in the ionosphere, including SV waves (see Fig 1). However they remain limited to a small number of point measurements and cannot resolve the 3D structure of the perturbation. New studies are therefore done in order to use Over-The-Horizon radars, which might provide maps of the ionospheric vertical displacements [13]. Preliminary results show that the signal to noise ratio of these instruments is probably comparable to those obtained by Doppler sounders and that these instruments could therefore be a way to provide dense measurements of the seismic wavefront, with sampling as low as 1 measurement per 25 km² over surface of several 106 km².

A next step was performed following the 2002 Denali earthquake [14,15]. The dense California GPS networks was used to map the ionospheric perturbations and to compute the group velocity with a high spatial resolution

above the Northwestern US coast, with a precision compatible with the identification of the signature associated to lateral variation in the Earth's lithosphere. The 3D structure of the seismic ionospheric signal was then characterized [16] and with such approach, the comparison of signals from identical

altitude can be performed. Figure 2a shows a vertical cut of the signal detected above Hokkaido, after the Hokkaido Tokachō-Oki earthquake of September 25, 2003 while Figure 2b shows signals with increasing epicentral distances, all corresponding to a 300 km altitude.

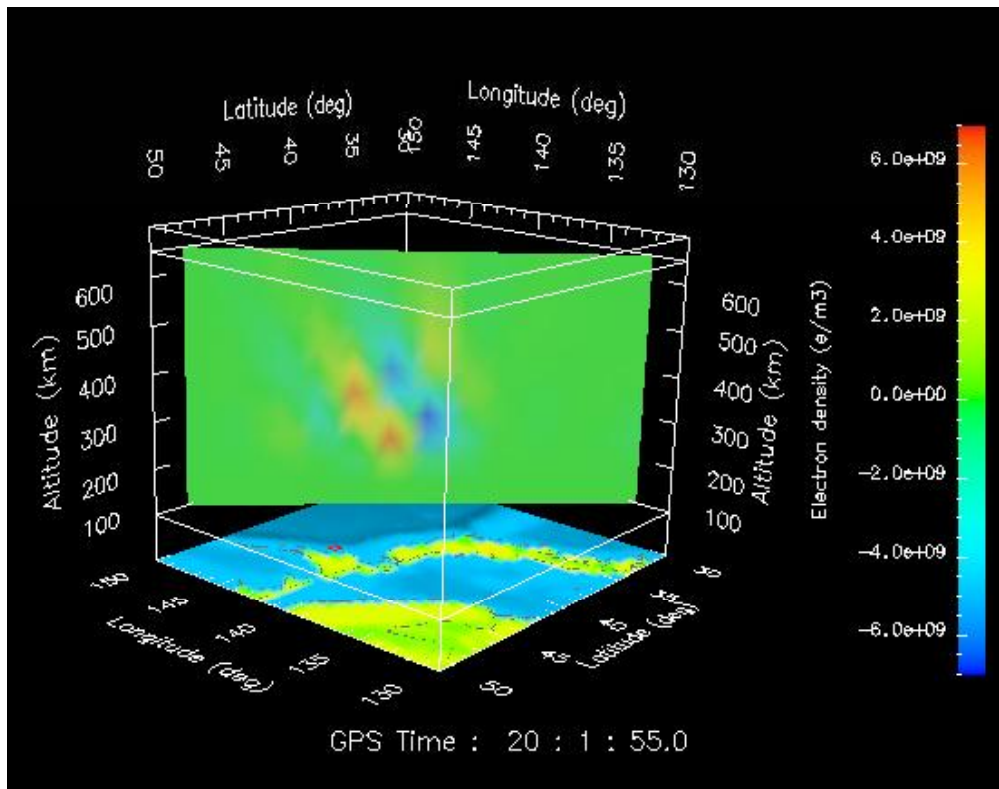


Figure 2a: Vertical cut of the 3D Rayleigh waves impact in the ionosphere for the Tokachō-Oki event. The Total Electronic Content amplitudes observed are typically 0.1 TECU peak-to-peak but 3D local variations reach a few 10^9 e/m^3 . No wavefront is observed with a north or northwest propagation direction, due to a poor coverage of the GPS satellite in these directions.

These results were obtained thank to a collaboration with Japan GSI. In the near field, these signals are associated to the near-field seismic waves and especially to infrasonic waves generated near the source and propagating in the atmospheric

wave-guide. It has been shown that the ionospheric total electronic content perturbations are sensitive to the focal mechanism and can therefore be used for inverting the source dynamic and geometry [17]. Note that 2D ionospheric

maps over Europe are now available for either seismic or other applications, in the framework of an academic-SME

collaboration with the Toulouse based SME Noveltis [18]. See also [19] for a review on GPS seismic observations.

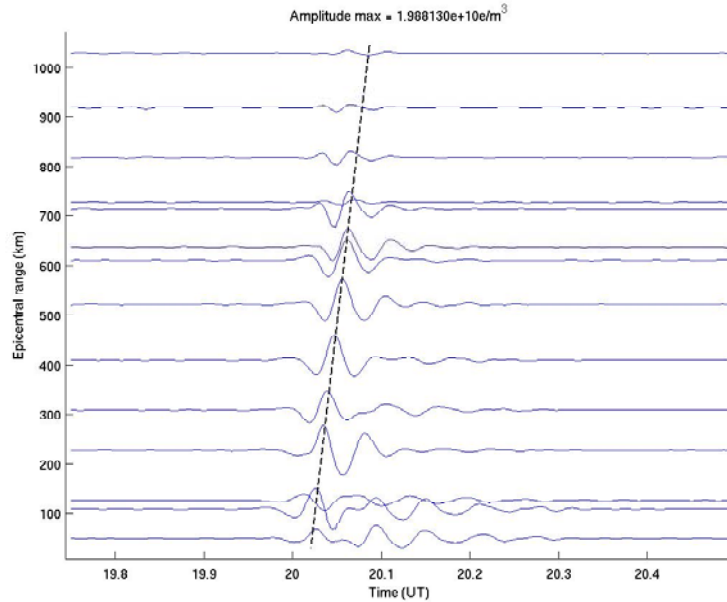


Figure 2b: TEC ionospheric signals at about 300 km of altitude after 3D tomography reconstruction. Note in the far field the signal associated to the Rayleigh waves (dashed line) and in the near field those associated to the acoustic pulse.

IV. IONOSPHERIC TSUNAMIS WARNING

As for surface waves, early theoretical works in the 1970s predicted that atmospheric gravity waves are generated in the wake of a tsunami [20]. About 30 minutes are needed for the gravity wave to develop its first maximum perturbation in the ionosphere (versus ~10 minutes for seismic-acoustic waves). But after this delay the ionospheric perturbation follows the tsunami front and, as for the seismic waves, the atmospheric oscillations are amplified with altitude. It should be noted moreover that, due to their much shorter

wavelength and period, the surface noise of ocean swell does not produce significant upward propagating waves in the atmosphere: the atmosphere acts as a filter, enhancing the long wavelength tsunami perturbation over other sources. Figure 3 shows the result of simulation, where the tsunami first generates an atmospheric gravity wave which is then generating, through collisions between neutral atmosphere and ions, perturbations in the electronic density.

The first observation had however

to wait almost 30 years. It was performed after the Peru, June, 2001 tsunami [21]. The tsunami arrival was observed on Japanese tide gauges between 20 and 22 hours after the earthquake, with wave amplitudes between 10 and 40 cm (open ocean amplitude were estimated to be of 1-2 cm) and dominant periods of 20 to 30 minutes. Shortly after, a large ionospheric

perturbation was detected through a specific processing of data from the continuous GPS network in Japan (GEONET). The arrival time, orientation, wavelength, velocity of the wave packet observed are consistent with what is expected for a tsunami-induced perturbation.

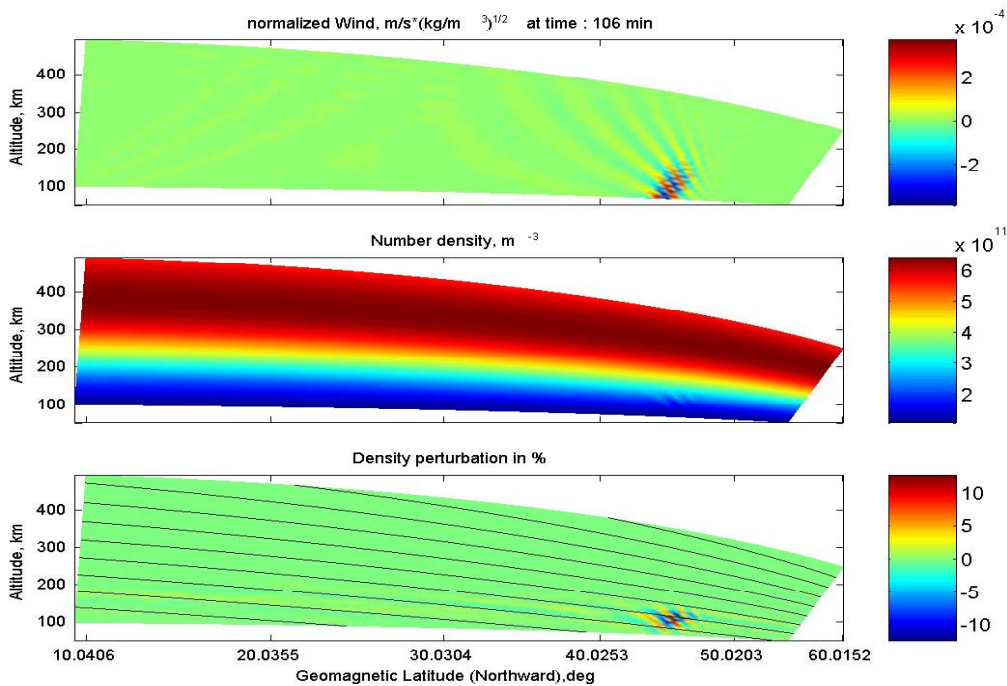


Figure 3: Coupling between the neutral atmosphere gravity wave induced by a tsunami and the ionosphere. The tsunami amplitude has a 0.5 meter amplitude and about 13min period, corresponding to the amplitude of the Sumatra, 2004 tsunami. From top to below are the normalised neutral wind, and the absolute and relative electron density. This shows that large perturbations, reaching 10%, are generated by such tsunamis.

The gigantic and dramatic Sumatra tsunami of December, 2004 confirmed the possibilities of observing tsunami ionospheric signals, and signals were detected on the Total Electronic Content (TEC) measurement on-board the

TOPEX/Poseidon and JASON satellites, and on the GPS stations in Indonesia and in the India Ocean [19]. A few GPS stations were quite close from the epicenter and have shown that the ionospheric perturbation starts about 15

minutes after the event and reach a first maximum less than 30 minutes after the event. The modeling of the ionospheric signal was performed, and both the waveform and the amplitude observed by Jason and Topex has been reproduced [22]. These results confirm the interest of a

real-time monitoring of the ionosphere, which could be carried out either with active microwave radar or by optical systems detecting the airglow associated with the ion recombination in the ionosphere.

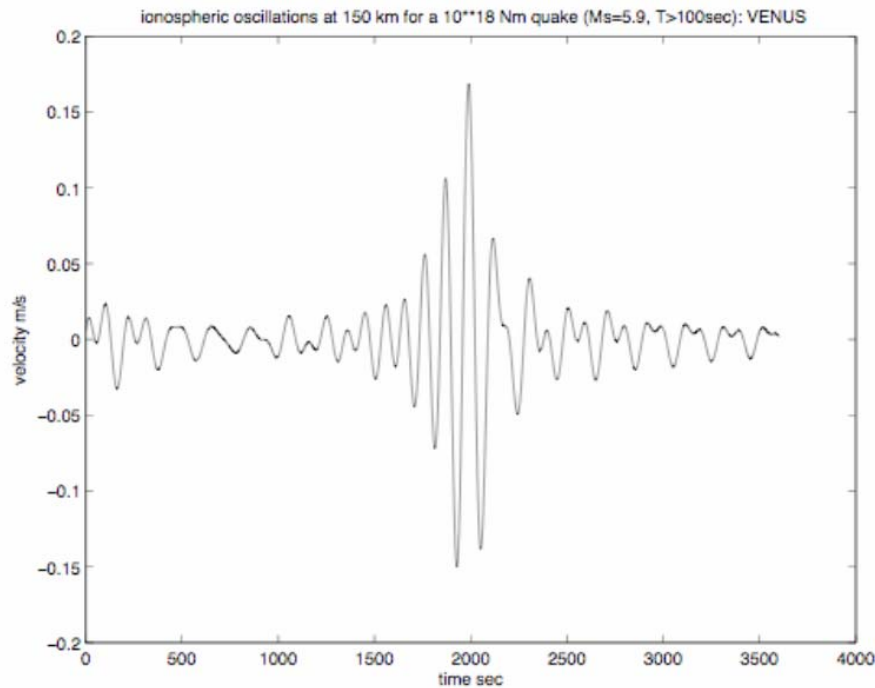


Figure 4: Long period vertical atmospheric oscillations, for a 10^{18} Nm quake ($M_w=5.9$) and for period larger than 100 sec on Venus. Due to the difference in the acoustic coupling at the ground, ionospheric signals at 150 km of altitude are about 100 stronger on Venus for the same magnitude and altitude than on Earth.

V. EXPORTING REMOTE SENSING SEISMOLOGY ON VENUS?

Although on Earth this technique would never provide the same quality of seismic data as a seismic network, it can be the unique way to obtain seismic data on planets too hostile for the deployment of long lived seismic stations. Venus is the

best example [23,24]. In addition, the coupling strength is proportional to the acoustic impedance of the atmosphere, equal to ρc where ρ is the density and c the acoustic speed. As the atmospheric density at the surface of Venus is about 60 kg/m^3

and the acoustic velocity is slightly higher (410 m/s) than on Earth, this leads to an acoustic impedance about 60 times greater than on Earth, where the atmospheric density is 1.2 kg/m^3 .

Moreover, at 50 km of altitude, where the Venus pressure is comparable to Earth ground pressure, the decrease by almost 2 order of magnitude of the density

VI. CONCLUSION

Advance in the monitoring of small-scale perturbations of the ionosphere have allowed the detection of atmospheric Rayleigh waves as well as tsunami-induced gravity waves with both ground systems based on GPS, and ionospheric sounding performed by TOPEX and JASON and Doppler sounders. Doppler sounders are also sensitive to body waves. These new data open exciting prospects in seismology such as the remote sensing of the Rayleigh seismic wave fronts, especially over the ocean, where the deployment of dense seismic networks is the most challenging. These techniques might also provide in a future a high resolution picture of the wave front of body waves. These prospects are also very

leads already to an amplification of 10 of the waves. Consequently, Venus quakes will generate atmospheric infrasonic waves with amplitudes much larger than on the Earth surface [Figure 4]. This profitable effect give an unique opportunity for a future Venus quakes detection by a satellite sounding the Venus ionosphere.

exciting for tsunamis because they are extremely difficult to observe in the open ocean, but their associated gravity waves have a clear impact on the ionosphere and can be detected by remote sensing systems. The monitoring of the ionosphere by joint ground/space techniques, such as continuous GPS networks, over-the-horizon radar or even by a future dedicated space system, might improve our understanding of tsunami propagation in the open ocean and possibly the efficiency of the future tsunami warning systems. Other applications of this technics are also found in planetology, especially with interesting prospects in the remote sensing of quakes on Venus.

VII. REFERENCES

- [1] Bolt, B.A., *Nature*, **202**, 1095-1096, 1964
 [2] Davies, K., and D.M. Baker, *Journal of Geophysical Research*, **70**, 1251-1253, 1965.

- [3] Yuen, P. C., Weaver, P. F., Suzuki, R. K., and Furumoto, A. S., *J. Geophys. Res.*, **74**, 2256-2264, 1969.
- [4] Weaver, P. F., Yuen, P. C., Prolss, G. W., and Furumoto, A. S., *Nature*, **226**, 1239-1241, 1970.
- [5] Mannucci, A. J., *Radio Science*, **33**, 565–582, 1998.
- [6] Calais, E., & Minster, J. B., *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1045-1048, 1995
- [7] Afraimovich, E.L., Perevalova, N.P., Plotnikov, A.V., Uralov, A.M., *Annales Geophysicae* , **19**, 395–409, 2001
- [8] Lognonné, P., C. Clévéde and H. Kanamori, *Geophys. J. Int.*, **135**, 388-406, 1998.
- [9] Artru J., P. Lognonné et E. Blanc, *Geophysical Res. Lett.*, **28**, 697-700, 2001.
- [10] Kherani A., N. Kamath, F. Crespon, R. Garcia and P. Lognonne, submitted to *Geophys. J. Int.*
- [11] T. Farges, J. Artru, P. Lognonné, A. Le Pichon, *Choc*, **26**, *CEA pub.*, 6-18, 2002.
- [12] Artru, J. T. Farges, P. Lognonné, *Geophys. J. Int.*, **158**, 1067-1077, 2004.
- [13] G. Occhipinti, Thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris, 2006.
- [14] Ducic, V. J. Artru and P. Lognonné, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1951, 2003.
- [15] Ducic, Thèse de l'Université de Paris VII, 2003.
- [16] Garcia, R., F. Crespon, V. Ducic, P. Lognonné, *Geophys. J. Int* **163**, 1049-1064, 2005.
- [17] Crespon, thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris, 2007.
- [18] More information on the Spectre project can be found at <http://www.noveltis.fr/spectre>
- [19] Lognonné , P. Juliette Artru, Raphael Garcia, François Crespon, Vesna Ducic, Eric Jeansou, Giovanni Occhipinti, Jérôme Helbert, Guilhelm Moreaux, Pierre-Emmanuel Godet, *Planet. Space. Science*, **54**, 528-540, 2006
- [20] Peltier, W. R and Hines, C.O. , *J. Geophys. Res.*, **81**, 1995-2000, 1976.
- [21] J. Artru, V. Ducic, H. Kanamori, P. Lognonné and M. Murakami, *Geophys. J. Int.*, **160**, 840-848, 2005.
- [22] G. Occhipinti, P. Lognonné, E. Kherani, H. Hébert, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L20104, 2006.
- [23] Garcia, R., P. Lognonné and X. Bonnin, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16205, 2005
- [24] Lognonné P. and C. Johnson, *Treatise in Geophysics*, 2007.

Plaques Plongeantes et Panaches Dans le Manteau Inférieur

E. STUTZMANN¹, J. BESSE¹, A. DAVAILLE¹ & Y. REN¹

¹ *Institut de Physique du Globe de Paris, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 5,
France*
stutz@igp.jussieu.fr

Résumé La tomographie sismique fournit des images des structures du manteau profond. Les anomalies de vitesses rapides sont associées aux plaques froides qui plongent tandis que les anomalies de vitesses lentes correspondent aux panaches chauds qui remontent. Mais la tomographie donne accès uniquement à la position actuelle des grandes structures du manteau et pour comprendre la localisation et la morphologie des plaques plongeantes et des panaches il faut également considérer leur histoire temporelle. Celle-ci est accessible en considérant les observations géologiques de surface, la cinématique des plaques et les expériences de mécanique des fluides. En combinant ces observations, il est alors possible d'interpréter les images tomographiques en terme de convection thermochimique du manteau. Nous présentons ici l'interprétation des images tomographiques du manteau dans deux régions, sous les Amériques et dans la région indo atlantique.

Sous les Amériques, nous avons mesuré 16.000 temps d'arrivées différentiels par cross corrélation en sélectionnant des séismes et des stations le long d'un corridor reliant les Aléoutiennes à l'Amérique du Sud. Un modèle de vitesse des ondes S a ensuite été obtenu par inversion de ces temps d'arrivées. La morphologie des plaques plongeantes a été déterminée en comparant les images tomographiques et la reconstruction de la position des frontières de plaques au cours des derniers 100 Ma. Vers 800 km de profondeur, notre modèle tomographique montre quatre anomalies de vitesses rapides que l'on peut associer aux subductions des plaques Nazca et Cocos sous l'Amérique du Sud et Centrale, à la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord et à la plaque Pacifique sous les Aléoutiennes. A la base du manteau, la grande anomalie rapide, peut être associée avec la subduction, au Crétacé, de la plaque Farallon sous les Aléoutiennes et sous l'Amérique du Nord et Centrale et peut être avec la plaque

Phoenix sous l'Amérique du Sud. En remontant dans le manteau on peut suivre la fragmentation progressive de la plaque Farallon d'abord en deux puis en trois plaques. Cette interprétation est validée par le bon accord entre le volume de plaque estimé à partir des images tomographiques et à partir de la cinématique des plaques.

Dans la région indo atlantique, nous interprétons conjointement les images tomographiques, les observations géochimiques, géologiques et paléomagnétiques et les expériences de convection mantelliques pour retrouver l'histoire de la convection au cours des derniers 260Ma. Le « boîte » indo atlantique contient a) une anomalie de vitesse lente à la base du manteau qui a la même forme que la Pangée il y a 250 Ma et qui se divise en plusieurs branches en remontant dans le manteau inférieur, b) un « superswell » sous l'Afrique du Sud, c) au moins 6 « points chauds primaires » reliés par une longue trace à des traps, d) de nombreux petits points chauds. Au cours des derniers 250 Ma la boîte indo atlantique a été le siège de 10 épisodes de traps dont 7 sont reliés à la cassure d'un continent. Les expériences de laboratoires montrent que les « superswells », les points chauds avec trace et les traps sont les différentes stades de la déstabilisation périodique d'une couche limite thermique chaude et chimiquement hétérogène à la base du manteau. On observe dans le manteau terrestre 7 instabilités et une récurrence d'environ 150 Ma ce qui est en accord avec les prédictions de la mécanique des fluides. Ainsi les remontées mantelliques sont actives et correspondent à des instabilités thermo-chimiques provenant de la base du manteau.

Mots clefs Tomographie sismique , plaques plongeantes, panaches, manteau terrestre, convection

Sinking Slabs and Plumes in The Lower Mantle

Abstract Tomographic models provide images of the deep mantle structures. Fast seismic anomalies can be associated with sinking slabs of subducted lithosphere whereas slow anomalies correspond to hot rising plumes. Tomographic images only give access to the present day location of slabs and plumes and if we want to understand their location and morphology, it is necessary to consider their evolution with time. To get access to the time variations, we have considered plate motion history, geological observations and fluid mechanic experiments. Combining these observations, it has been possible to reinterpret the tomographic images in terms of thermo-chemical mantle convection. In this paper we review results obtained in two

areas: beneath the Americas where slabs have been subducting for at least the last 120 My and in the indo-atlantic "box" which does not host any large scale present day subduction.

Beneath the Americas, we constructed 3D models of S wave velocity anomalies through travel time inversion. Earthquakes and receivers located along a wide corridor from Alaska to South America were selected. 16.000 differential travel times were measured by broadband waveform cross-correlation and then inverted to obtain a high resolution S wave tomographic model. We interpret the slab structures and unravel the subduction history by comparing our Vs tomographic images with the reconstructed plate motion from present-day up to 100 Ma. In the upper part of the lower mantle we recognize the imprint of the most recent phase of the plate history. Around 800 km depth, four distinct fast anomalies can be associated with subduction of the Nazca and Cocos plates beneath South and Central America respectively, the Juan de Fuca plate beneath North America, and the Pacific plate beneath the Aleutian islands. In the lowermost mantle, the large fast anomalies can be associated with Late Cretaceous subduction of the Farallon plate beneath the Aleutian islands and most of the Americas, and perhaps with the Phoenix plate beneath the southern part of South America. Going upwards, at 2000 km depth, the images record the fragmentation of the proto Farallon plate into the Kula plate in the north and into the Farallon plate in the north-east since 80 Ma. Around 1000 km depth, we observe separated fast anomalies interpreted as the Kula-Pacific, the Juan de Fuca, and the Farallon slabs. This interpretation is validated by the good agreement between the volume of slabs estimated from the tomographic images and from plate history reconstruction.

In the Indo-Atlantic box, we interpret the tomographic images of the mantle together with geochemical, geological and paleomagnetic observations and with fluid mechanic experiments. We attempt to unravel the pattern of convection in the Indo-Atlantic "box" as well as its temporal evolution over the last 260 Myr. The « box » presently contains a) a broad slow seismic anomaly at the CMB which has a similar shape as Pangea 250 Myr ago, and which divides into several branches higher in the lower mantle, b) a "superswell" centered on the western edge of South Africa, c) at least 6 "primary hotspots" with long tracks related to traps, and d) numerous smaller hotspots. In the last 260 Myr, this mantle box has undergone 10 traps events, 7 of them related to continental break up. Several of these past events are spatially correlated with present-day seismic anomalies and/or upwellings. Laboratory

experiments show that superswells, long-lived hotspot tracks and traps may represent three evolutionary stages of the same phenomenon, i.e. the episodic destabilization of a hot, chemically heterogeneous thermal boundary layer, close to the bottom of the mantle. When scaled to the Earth's mantle, the recurrence time of such phenomenon should be on the order of 100-200 Myr. Also, at any given time, the Indo-Atlantic box should contain 3 to 9 of these instabilities at different stages of their development, in agreement with observations. The return flow of the downwelling slabs, although confined to two main « boxes » (Indo-Atlantic and Pacific) by subduction zone geometry, may therefore not be passive, but rather take the form of active thermochemical instabilities.

Key words Seismic tomography, sinking slabs, plumes, mantle, convection

I. INTRODUCTION

La convection dans le manteau est caractérisée par des plaques froides qui plongent depuis la surface de la terre et des panaches chauds qui montent. Pour comprendre ce que deviennent les plaques qui plongent dans le manteau ou pour localiser les panaches montants, la tomographie sismique est un outil indispensable car elle apporte des images de l'intérieur de la terre. Si on suppose que les anomalies de vitesse sont dues principalement à des variations de température, on peut interpréter les images tomographiques dans le manteau profond en associant les anomalies de vitesses rapides à des structures froides qui plongent et les anomalies de vitesses lentes à des structures chaudes qui montent. On obtient alors une image instantanée des grandes structures du manteau. Ensuite,

pour relier ces structures à la convection mantellique, il faut considérer l'évolution temporelle du manteau. On obtiendra cette information à partir des observations paléomagnétiques et géologiques. On peut alors confronter les images tomographiques et les observations de surface avec les modélisations de mécanique des fluides pour comprendre le mode de convection dans le manteau et ainsi déterminer le rôle respectif des plaques plongeantes et des panaches mantelliennes.

Les zones de subduction ont bougé au cours des 400 derniers millions d'années mais elles sont restées situées, pour la plupart, autour du Pacifique (Storey, 1995). Dans le manteau inférieur, on observe des anomalies positives de vitesse autour du Pacifique qui sont

interprétées comme des fragments de plaques océaniques qui auraient subducté dans le passé. Cet anneau de vitesses rapides a été observé par Masters et al. (1982) dans l'un des premiers modèles tomographiques. Les anomalies du géoïde présentent également un fort degré 2 qui s'explique bien par la localisation des plaques dans le manteau terrestre essentiellement autour du Pacifique (Ricard et al., 1993).

Les modèles tomographiques plus récents montrent que certaines plaques plongent dans le manteau inférieur tandis que d'autres semblent stagner dans la zone de transition entre 400 et 670 km de profondeur (e.g. Grand et al., 1997 ; van der Hilst et al., 1997 ; Fukao et al., 2001 ; Ren et al., 2007). Ainsi, les plaques ne plongent pas partout de la même manière et il reste à comprendre pourquoi. La cinématique des plaques, la migration des fosses de subduction, la température et la composition des plaques, ou encore le saut de viscosité à 670 km de profondeur sont autant de paramètres dont il faut tenir compte pour comprendre comment et jusqu'à quelle profondeur les plaques plongent dans le manteau ?

L'anneau d'anomalies positives de vitesse autour du Pacifique semble séparer le manteau en deux entités, la boîte Pacifique et la boîte Indo-Atlantique dans lesquelles on observe des anomalies de

vitesse négatives (e.g. Grand et al., 1997 ; Mégnin and Romanowicz, 2000 ; Ritsema and van Heijst, 2000). Les modèles tomographiques actuels montrent que ces deux régions lentes ne sont pas homogènes mais présentent des structures complexes qui sont encore mal connues. Ces anomalies de vitesse négatives sont interprétées comme des panaches chauds qui montent mais dont la morphologie des courants montants dans le manteau reste à définir. On s'interroge notamment sur l'origine, soit purement thermique, soit thermo-chimique, des courants montants. Pour répondre à cette question, il faut être capable de déterminer quelle est la part des hétérogénéités de température et de composition dans les images tomographiques du manteau (e.g. Saltzer et al., 2004). Une autre question ouverte concerne le lien entre les anomalies de vitesse négatives dans le manteau profond et les points chauds en surface. Certains auteurs pensent que tous les points chauds ont une origine asthénosphérique (Anderson, 2000) tandis que d'autres observent des anomalies lentes de vitesse sous la plupart des points chauds au moins jusqu'à la zone de transition et dans de nombreux cas jusqu'à la limite noyau-manteau (Montelli et al., 2004). Les deux cas co-existent sans doute dans la terre mais cela reste à démontrer.

C'est dans ce contexte que nous

avons étudié les plaques et les panaches dans le manteau profond en nous focalisant sur deux régions: sous les Amériques et dans la région indo-atlantique. Sous les Amériques, nous avons recherché dans le manteau profond les anomalies de vitesse rapide qui pourraient correspondre à des morceaux de plaques issus de la fragmentation de la grande plaque Farallon qui a subducté dans cette région au cours des 120 derniers Ma. Dans la région Indo-

Atlantique, nous avons étudié les structures chaudes qui remontent depuis la base du manteau en interprétant conjointement les images tomographiques, les observations de surface ainsi que les modélisations de convection. Avant de présenter ces deux études, nous faisons un bref résumé des principales caractéristiques de la convection mantellique.

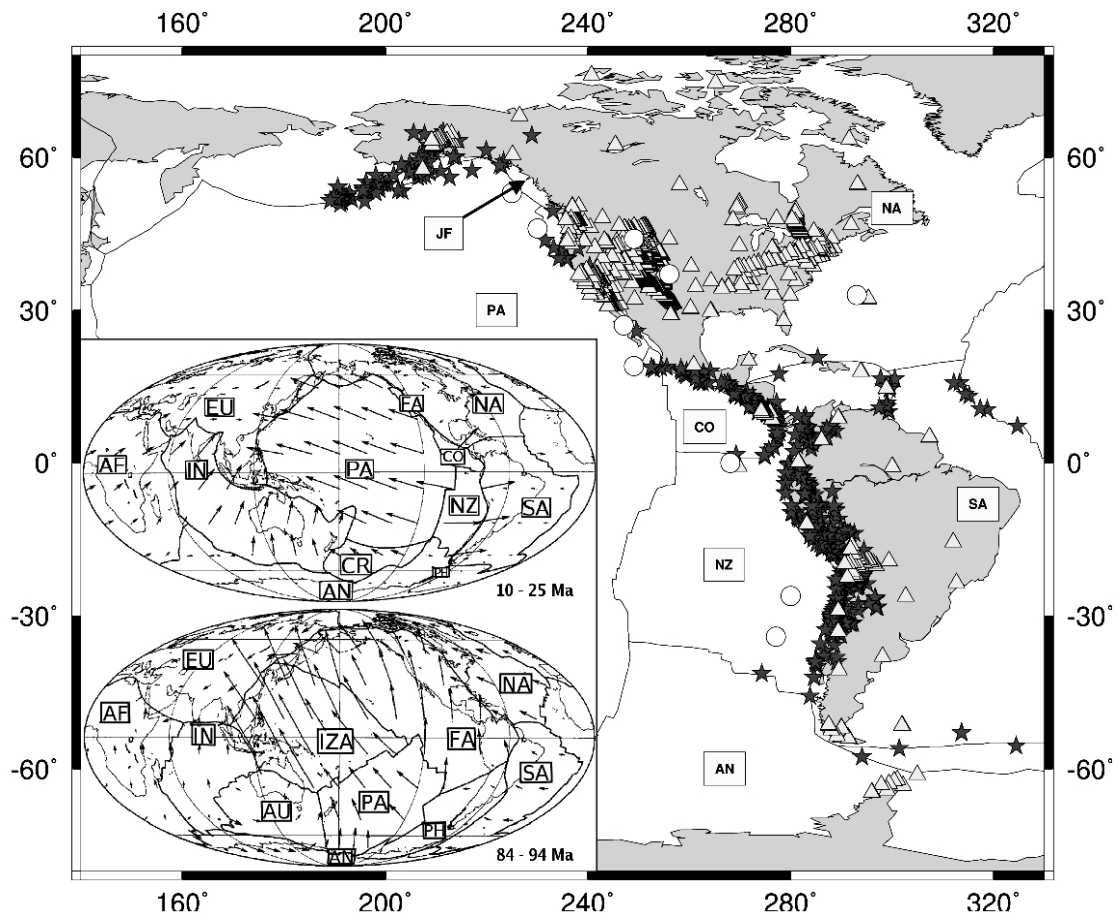


Figure 1: Carte des séismes (étoiles) et des stations (triangles) utilisés pour obtenir le modèle tomographique. Les points chauds sont représentés par des points blancs. Les deux figures dans le coin gauche en bas représentent les positions des plaques durant les périodes 10-25 Ma et 84-94 Ma (d'après Lightow-Bertelloni and Richard, 1995).

II. LA CONVECTION MANTELLIQUE

Le manteau terrestre est un système thermique complexe. La surface de la terre est à la température moyenne de 2° C et refroidit le manteau par le haut. L'existence d'un champ magnétique issu du noyau terrestre implique que celui-ci convecte et perd de la chaleur. Il réchauffe le manteau par le bas et la température à la limite noyau-manteau est estimée environ 3800° K. Si on considère un manteau terrestre de composition homogène et isovisqueux de la surface à la limite noyau-manteau, le nombre de Rayleigh associé au manteau est compris entre 10^7 et 10^9 . Cela correspond à une convection thermique vigoureuse du manteau avec des plaques froides qui plongent depuis la surface et des panaches chauds qui montent depuis la base du manteau (Bercovici et al. 2000).

Entre les deux couches limites thermiques à surface et à la base du manteau, ce dernier est chauffé de l'intérieur par les éléments radiogéniques. La proportion de chauffage interne par rapport au chauffage par le bas est encore mal connue et on estime que 80 à 90% de la chaleur du manteau provient du chauffage interne. A la surface de la terre, la couche limite thermique froide doit évacuer la chaleur provenant du chauffage

par le bas et du chauffage interne. A la base du manteau, la couche limite thermique chaude transporte uniquement la chaleur provenant du noyau. Ainsi, le gradient de température dans la couche limite thermique supérieure est bien plus important que celui de la couche limite inférieure et c'est pourquoi les plaques plongeantes sont le moteur de la convection mantellique (Davies and Richards, 1992). En plus de l'incertitude sur la proportion entre le chauffage interne et le chauffage par le bas, d'autres paramètres ont également une influence sur la convection mantellique. Un paramètre important est la dépendance en température de la viscosité du manteau et notamment le saut de viscosité de plusieurs ordres de grandeur à la surface de la terre et d'un facteur 30 à 100 entre le manteau supérieur et inférieur. Il faut également tenir compte de la présence de changements de phase au niveau de la zone de transition ou encore de la sphéricité de la terre (voir Bercovici et al., 2000 pour une review). Enfin la présence possible d'hétérogénéités de composition dans le manteau implique que la convection mantellique est thermo-chimique et non uniquement thermique (e.g. Davaille, 1999).

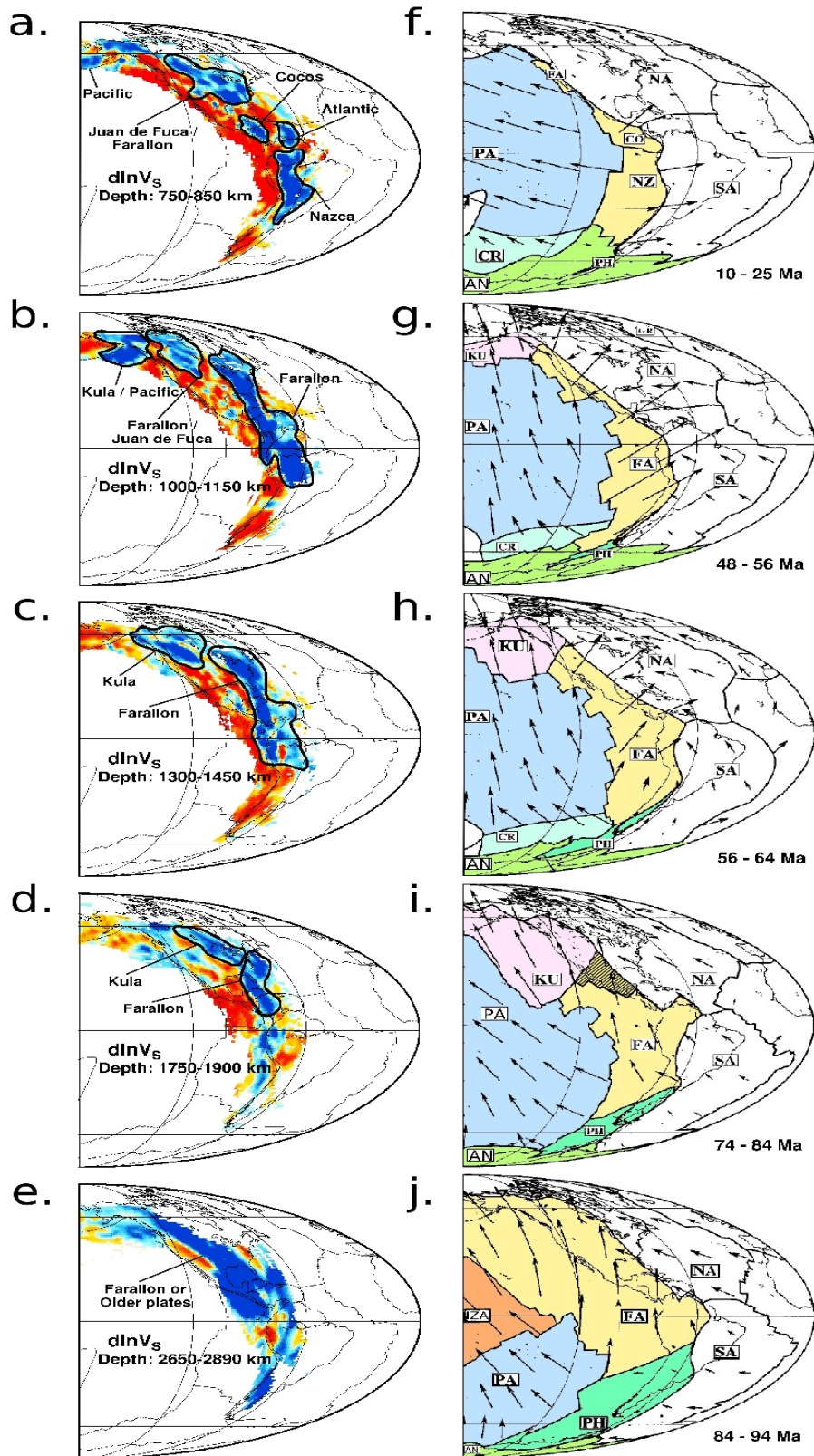


Figure 2 : *Gauche:* Cartes des perturbations de vitesse d'onde S dans les couches 750-850 km (a), 1000-1150 km (b), 1300-1450 km (c), 1750-1900 km (d), 2650-2890 km (e). *Droite:* cartes des frontières de plaque aux âges 10-25 Ma (f), 48-56 Ma (g), 56-64 Ma (h), 74-84 Ma (i), 84-94 Ma (j) (figure d'après Ren *et al.*, 2007).

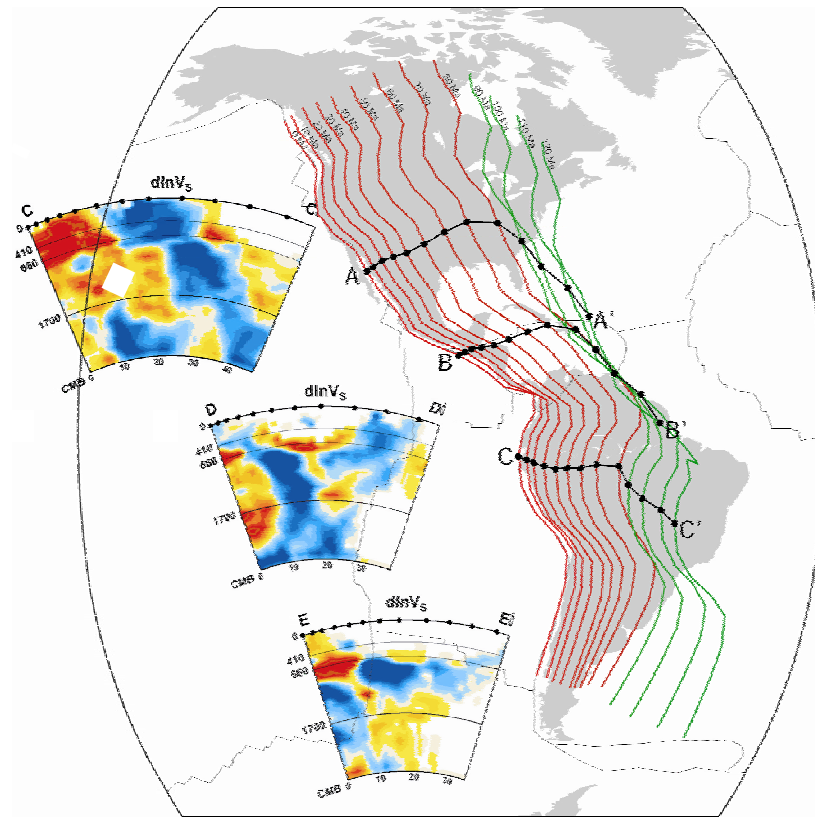


Figure 3: Coupes à travers le modèle de perturbation de vitesse d'onde S le long des trajets noirs. Les lignes rouges et vertes représentent les positions passées des frontières entre les plaques de l'Océan Pacifique et les continents américains au cours des derniers 120 Ma.

De nombreux modèles du manteau sont proposés mais aucun n'est pour l'instant entièrement satisfaisant. Il existe des modèles de convection à une couche qui englobe l'ensemble du manteau, à deux couches avec un manteau supérieur séparé du manteau inférieur, à une couche et demi avec des passages intermittents de matière entre le manteau supérieur et inférieur (e.g. Machetel et Weber, 1990). Ces dernières années, plusieurs auteurs ont proposé des modèles dans lesquels la limite entre les deux couches se trouverait non pas dans la zone de transition mais

plutôt dans le manteau inférieur, voire à la base du manteau inférieur et les couches correspondraient à des régions de composition (de quoi ?) distinctes (Davaille, 1999, Kellog et al., 1999). Une synthèse des arguments en faveur de l'un ou l'autre des modèles pourra être trouvée dans Albarède et van der Hilst (1999).

Pour étudier la convection mantellique, nous allons dans la suite de cette article considérer d'abord les plaques plongeantes sous les Amériques puis les panaches dans la boîte indo-atlantique.

III. LES PLAQUES PLONGEANTES SOUS LES AMERIQUES

Les zones de subduction du pourtour du Pacifique existent depuis plusieurs centaines de millions d'années. Elles se déplacent lentement au gré de l'ouverture des Océans Indien et Atlantique, en réduisant progressivement la superficie du Pacifique.

Nous avons choisi d'étudier les plaques plongeantes sous les Amériques car cette région présente une forte

concentration en séismes et stations, ce qui permet d'obtenir des modèles tomographiques à haute résolution. Le modèle présenté ici sera utilisé pour déterminer s'il est possible de corrélérer les anomalies de vitesse rapides dans le manteau terrestre avec l'histoire du mouvement des plaques à la surface de la terre.

III.1 Les données

Nous avons sélectionné les couples de séismes et stations le long d'un large corridor reliant les Aléoutiennes au Sud de l'Amérique du Sud en passant par l'Amérique du Nord et l'Amérique centrale (Figure 1). Nous avons utilisé des sismogrammes large-bande de 616 séismes enregistrés entre 1990 et 2002 par un total de 841 stations provenant des réseaux permanents GEOSCOPE, IRIS ainsi que d'expériences temporaires. Nous avons mesuré des temps d'arrivée différentiels

par cross corrélation. Pour chaque séisme, nous avons mesuré les temps d'arrivée différentiels des phases directes P et S entre les différentes paires de stations qui avaient enregistré le séisme. Nous avons également mesuré les temps d'arrivée différentiels PcP-P et ScS-S respectivement sur les composantes transverses des sismogrammes. Nous avons ainsi obtenu environ 18.000 mesures P1-P2 et S1-S2 et 1000 mesures PcP-P et ScS-S.

III.2 La Tomographie

Le manteau a été paramétré en cellule de $2^\circ \times 2^\circ \times 200$ km. Les résidus de temps d'arrivée différentiels ont été inversés simultanément en utilisant l'algorithme de gradient conjugué itératif LSQR (Paige et

Saunders, 1982) pour déterminer la perturbation de vitesse de chaque cellule par rapport au modèle de référence 1D ak135 (Kennett et al. 1995). Deux paramètres de régularisation ont été

introduits dans l'inversion pour contrôler l'amplitude des perturbations de longueur par rapport au modèle de référence ainsi que le lissage du modèle. Ces paramètres de régularisation ont été déterminés en considérant la réduction de variance et le

paramètre χ^2 ainsi qu'un grand nombre de tests synthétiques. Une description complète des données, de la méthode d'inversion, des tests synthétiques et du modèle peut être trouvée dans Ren et al. (2007).

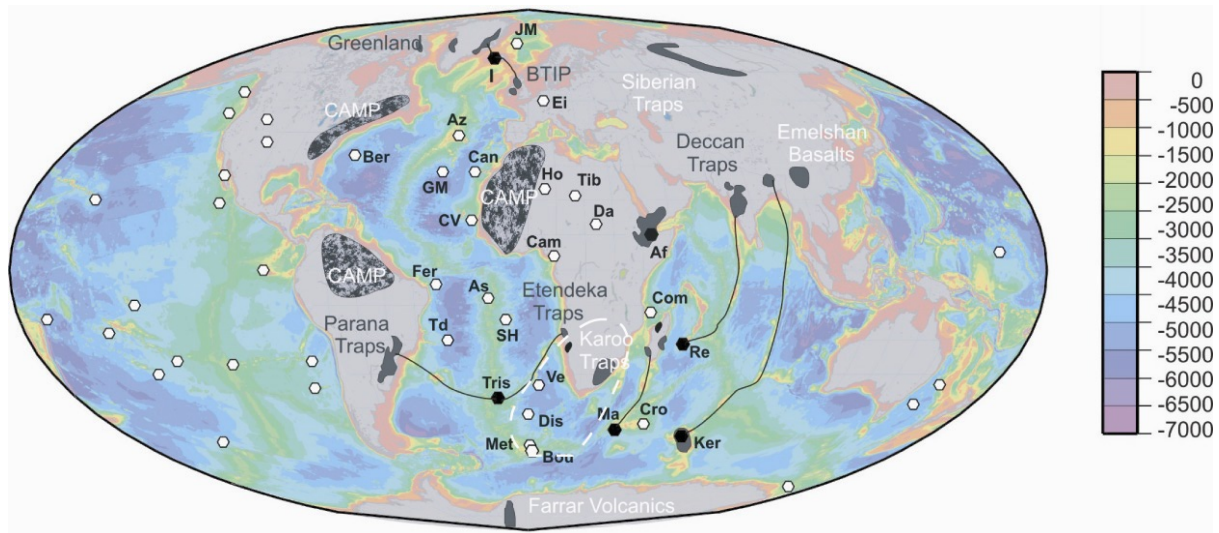


Figure 4. Carte bathymétrique de la région Indo-Atlantique présentant les points chauds actifs (hexagones noirs et blancs) et les trapps (gris). Les points chauds primaires (hexagones noirs) sont reliés à leur trappe par une ligne continue. Le « superswell » africain est entouré d'une ligne blanche. JM : Jan Mayen ; I : Islande ; Ei : Eifel ; Az : Azores ; Ber : Bermuda ; GM : Great Meteor ; Can : Canary ; Ho : Hoggar ; Tib : Tibesti ; CV : Cape Verde ; Da : Darfur ; Af : Afar ; Cam : Cameroun ; Fer : Fernando ; As : Ascension ; Com : Comores ; Td : Trinidad ; SH : St Helena ; Re : Reunion ; Tris : Tristan ; Ve : Vema ; Dis : Discovery ; Crz : Crozet ; Met : Meteor ; Bou : Bouvet ; Ma : Marion ; Ker : Kerguelen. (d'après Davaille et al., 2005)

III.3 Identification des plaques dans le modèle tomographique.

Différentes plaques océaniques ont subducté sous les Amériques durant les derniers 150 Ma (Engebretson, 1985 ; Lightow-Bertelloni and Richard, 1995). Durant l'ère Mésozoïque, l'ancien océan Pacifique était constitué des plaques Izanagi, Farallon, Phoenix et Pacifique

(Figure 1). Les plaques Pacifique et Farallon existent encore aujourd'hui tandis que les autres ont entièrement disparu dans le manteau. Au cours de sa subduction sous les Amériques, la grande plaque Farallon s'est progressivement cassée pour former plusieurs plaques plus petites. Vers

80 Ma, une ride a séparé la plaque Farallon en deux, et la partie nord est devenue la plaque Kula qui a entièrement disparu de la surface de la terre il y a environ 48 Ma. Puis vers 30 Ma, la partie restante de la plaque Farallon s'est à nouveau fragmentée pour créer les plaques Nazca, Coco et Juan de Fuca dont nous continuons à observer aujourd'hui la subduction sous les Amériques.

Au cours des derniers 120 Ma, les plaques de l'Océan Pacifique sont arrivées à la fosse de subduction de l'ouest des Amériques avec une vitesse moyenne à la surface d'environ 8cm/an. Supposons que les plaques aient plongé dans le manteau supérieur à la vitesse de leur convergence à la surface puis qu'elles aient été ralenties d'un facteur 4, lorsqu'elles ont pénétré dans le manteau inférieur plus visqueux. Dans ce cas simplifié, une plaque qui plongerait verticalement atteindra la base du manteau en 120 Ma. Les plaques plus anciennes se trouveraient alors à la base du manteau et les anomalies de vitesse positives plus superficielles que l'on observe dans les modèles tomographiques pourraient être corrélées avec des épisodes de subduction plus récents.

Nous avons comparé les anomalies de vitesse positives de notre modèle tomographique avec les positions des frontières de plaques au cours des derniers 120 Ma en utilisant la reconstruction de

l'histoire des plaques de Lithgow-Bertelloni et Richard (1995) (Figure 2). Dans la partie supérieure du manteau inférieur, nous distinguons plusieurs anomalies de vitesse rapides que nous pouvons associer avec les subductions récentes des plaques Nazca et Coco sous les Amériques du Sud et Centrale et de Juan de Fuca et Pacifique sous l'Amérique du Nord et sous les Aléoutiennes (Figure 2a et 2f). L'anomalie de vitesse positive au niveau des Caraïbes correspond à la subduction de la plaque Atlantique sous l'arc des Antilles.

Pour retrouver l'histoire des plaques plus anciennes, il est plus simple de partir de la base du manteau et de remonter vers la surface pour tenter de suivre la fragmentation de la plaque Farallon. A la base du manteau, les anomalies de vitesse d'onde S sont essentiellement positives avec deux exceptions entre 0° et 15°S et entre 30° et 45°N (Figure 2e). Ces structures rapides pourraient correspondre aux plaques Phoenix au Sud et Farallon au Nord ou à toute autre plaque plus ancienne qui aurait subducté sous les Amériques. Entre 120 et 80 Ma, la plaque Farallon se déplaçait vers le Nord Nord-Est et subductait sous l'Amérique du nord, l'Amérique centrale et sous les Aléoutiennes (Figure 2j).

Vers 80 Ma, la plaque Farallon s'est brisée en deux plaques (Figure 2i). La

partie nord est devenue la plaque Kula qui a continué sa progression vers le nord tandis que le mouvement de la plaque Farallon s'est progressivement réorienté vers le Nord Est autour de 65 Ma. La localisation de l'ancienne ride entre les plaques de Kula et Farallon est mal connue et Engebretson et al. (1985) l'ont placée dans la région hachurée de la figure 2i entre le Mexique et le centre de l'Amérique du Nord. La carte d'anomalie de vitesse d'onde S dans la couche 1750-1900 km de profondeur (figure 2d) montre un coin sous l'Amérique du Nord entre deux anomalies de vitesse positives alignées suivant des directions différentes. Si ce coin marque la frontière entre les deux plaques, nous pouvons associer l'anomalie rapide au Nord à la plaque Kula et l'anomalie au Sud à la plaque Farallon. Dans ce cas, nous avons retrouvé la signature de l'ancienne ride: elle se trouverait à l'extrémité nord de la zone hachurée.

La frontière entre les plaques Kula et Farallon s'est ensuite déplacée vers le Nord-Ouest durant la période 65-56 Ma et nous pouvons la suivre dans notre modèle tomographique en remontant dans le manteau à la profondeur 1300-1450 km (figure 2c et 2h). Nous retrouvons également le coin entre les deux anomalies positives mais il est situé plus au Nord

Ouest qu'à la profondeur précédente, ce qui confirme notre interprétation.

Enfin vers 48 Ma, la dorsale entre la plaque Kula et Pacifique a cessé d'être active et la plaque Kula a été intégrée à la plaque Pacifique (Engebretson et al., 1985) qui se déplaçait vers le nord. A la même période, la plus grande partie de la plaque Farallon avait déjà subducté sous les Amériques et la plaque Pacifique est entrée en contact avec le continent Américain au niveau de la côte ouest du Canada et du Golfe de Californie (Figure 2g). La partie restante de la plaque Farallon entre ces deux régions s'appelle maintenant la plaque Juan de Fuca et continue à subduire sous l'Amérique du Nord dans la zone de subduction des Cascades. Nous observons sur notre modèle tomographique à la profondeur 900-1200 km de profondeur plusieurs anomalies de vitesse positives séparées par des anomalies de vitesse négatives que nous interprétons comme les anciennes plaques Pacifique/Kula au Nord, Farallon/Juan de Fuca sous le Canada, et Farallon sous la partie est de l'Amérique du Nord et sous l'Amérique centrale (Figure 2b).

Enfin, à la profondeur 750-850 km, nous retrouvons les anomalies rapides associées aux plaques Juan de Fuca, Cocos et Nazca qui sont les derniers fragments de la grande plaque Farallon (Figure 2a et 2f)

dont nous avons parlé au début de l'interprétation de notre modèle.

Nous observons une très bonne corrélation entre le mouvement des plaques au cours du temps et notre modèle tomographique à différentes profondeurs. Pour valider quantitativement cette corrélation, nous avons comparé le volume de plaque observé dans nos images tomographiques avec celui estimé à partir du mouvement des plaques. Le long de différents profils, nous avons déterminé le mouvement des plaques de l'actuel océan Pacifique par rapport aux Amériques en utilisant, d'une part le référentiel des points chauds et d'autre part le circuit de plaques passant par l'Antarctique. Le détail des reconstructions se trouve dans l'article de Ren *et. al* (2007). Nous avons montré que les deux méthodes de reconstruction donnent des résultats similaires pour les 80 derniers millions d'années. Pour les périodes plus anciennes, les vitesses de convergence calculées par la méthode de circuit de plaques sont systématiquement supérieures à celles obtenues par la méthode utilisant les référentiels de points chauds fixes. La

différence de vitesse entre les deux méthodes peut atteindre 8 cm/an. Ces reconstructions nous ont permis de faire des coupes dans notre modèle tomographiques qui sont perpendiculaires à la position présente et passée de la fosse de subduction en tenant compte notamment du brusque changement de direction de convergence vers 80 Ma (Figure 3). En supposant que les plaques ont une épaisseur d'environ 100 km, nous avons estimé la longueur totale de plaques dans le manteau à partir des anomalies de vitesse rapides de nos images tomographiques le long des 3 coupes de la figure 3. Ces longueurs sont en bon accord avec les longueurs prédites à partir des vitesses de convergence des plaques, soit 16.000 km sous l'Amérique du Nord, 12.000 km sous l'Amérique Centrale et 5000 km sous l'Amérique du Sud (coupe A-A', B-B' et C-C' de la figure 3). Ce bon accord confirme que l'on a effectivement retrouvé dans notre modèle tomographique les différents morceaux de plaque qui résultent de la fragmentation de la plaque Farallon au cours des derniers 90-120 Ma.

IV. LES PANACHES MANTELLIQUES

Si les plaques qui subduisent étaient le seul moteur de la convection mantellique, on devrait observer dans le manteau des

vitesse rapides associées aux plaques froides à proximité des zones de subduction et le reste du manteau devrait

être uniformément plus lent car il correspondrait à un courant de retour passif. Les modèles tomographiques récents (e.g. Grand et al., 1997 ; Mégnin and Romanowicz, 2000 ; Ritsema and van Heijst, 2000) montrent que dans la région Indo-Atlantique et sous l'océan Pacifique le manteau n'est pas uniformément plus lent et on observe différents extrema dans

les régions d'anomalies de vitesse négatives qui pourraient correspondre à des panaches montant depuis le noyau. Par ailleurs, les anomalies de bathymétrie et de topographie associées aux « superswells » sud-africain et du Pacifique (Mc Nutt, 1998) ne peuvent pas non plus être expliquées par une convection uniquement contrôlée par la subduction.

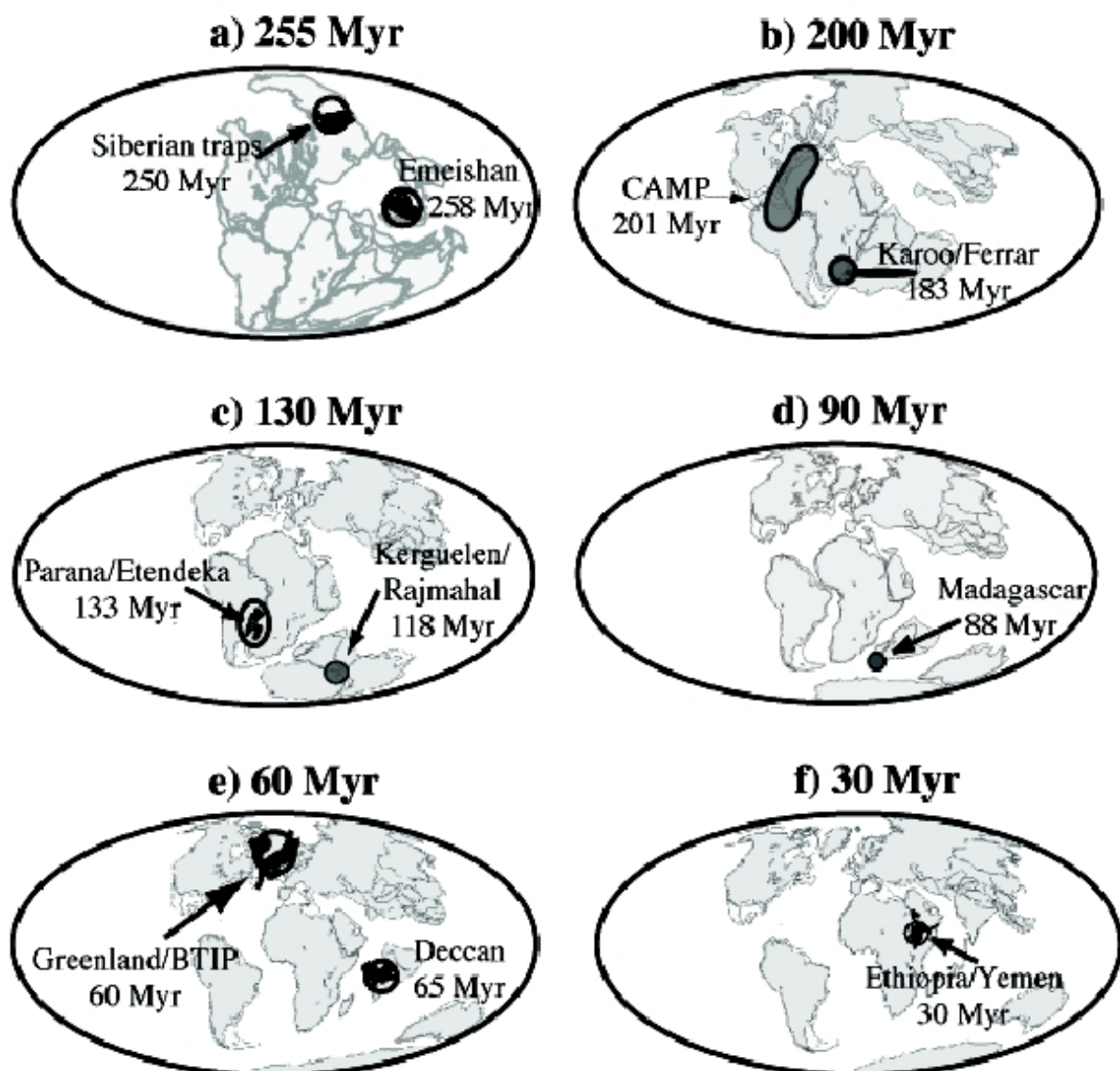


Figure 5: Reconstruction paléomagnétique à différentes périodes de la position des continents par rapport à l'axe de rotation de la terre et position des traps (d'après Besse et Courtillot, 2002).

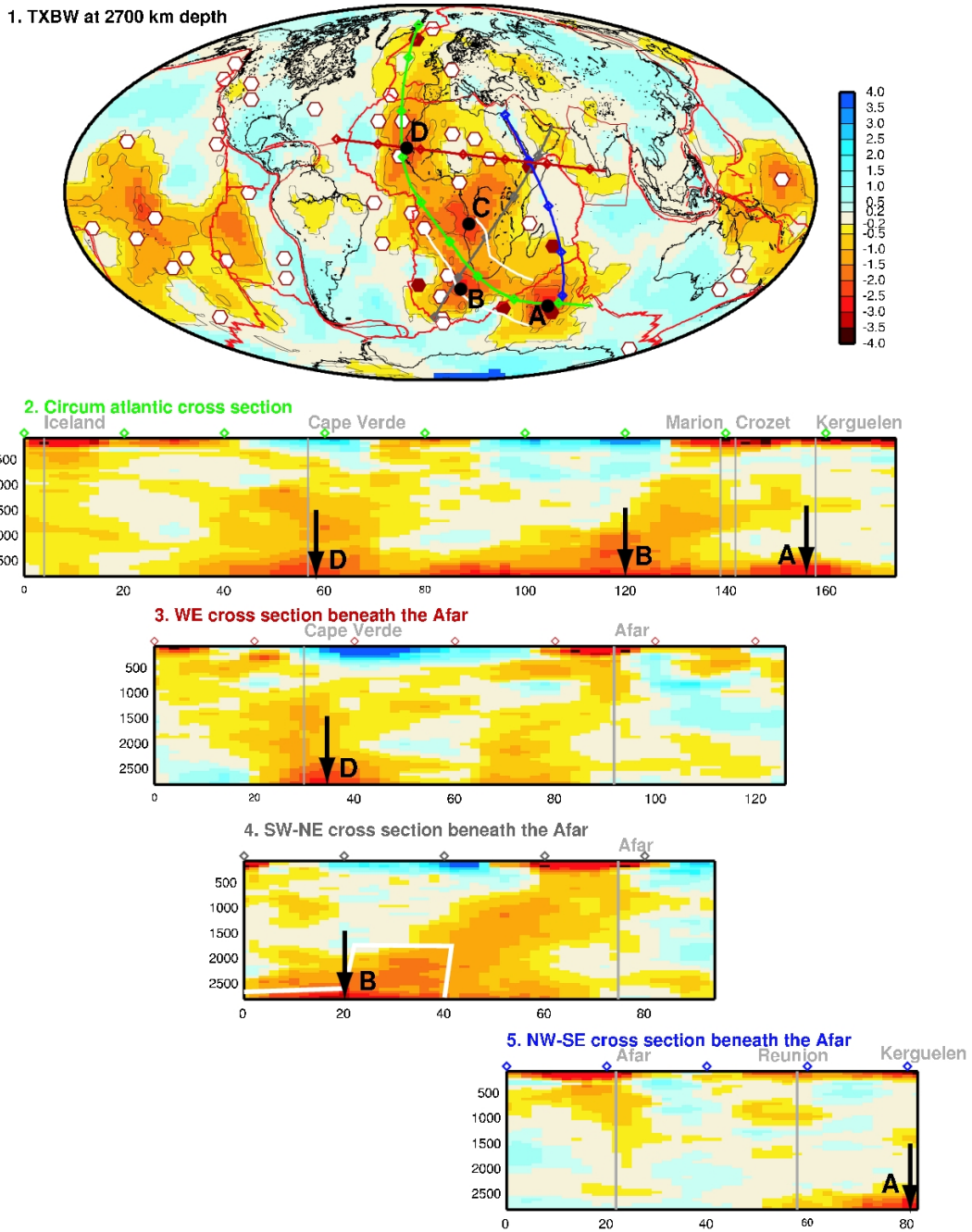


Figure 6 : Modèle tomographique TXBW de Grand (2000). Sur la carte à la base du manteau, les 4 extrema de vitesse sont en vert. L'anomalie lente en forme de banane est en blanc. Les coupes 2-5 sont le long des trajets en couleurs. 2) coupe le long de l'Atlantique, 3) coupe du Cap Vert à l'Afar, 4) coupe de l'Afrique du Sud à l'Afar, 5) coupe de l'Afar à Kerguelen.

Nous avons étudié le manteau dans la région Indo-Atlantique en comparant la localisation des anomalies de vitesse négatives des modèles tomographiques

globaux du manteau avec les observations géologiques, l'histoire du mouvement des plaques à la surface et les modèles de convection, dans le but de comprendre les

paramètres qui contrôlent la morphologie et la localisation des anomalies de vitesse négatives dans le manteau de cette région. Nous présentons ici les principaux

résultats obtenus. L'étude complète est publiée dans l'article de Davaille et al. (2005).

IV.1. les observations de surface

La boîte Indo-Atlantique est définie comme la région qui est séparée de la boîte Pacifique par les subductions du pourtour du Pacifique. Cette région est couverte par 50% de continents et 50% d'océans. Elle se raccourcit le long des zones de

convergence des Alpes et de l'Himalaya et s'agrandit le long des rides des océans Indien et Atlantique. La variation de surface de cette région n'a été que de 0.6 km²/an au cours des derniers 200 Ma.

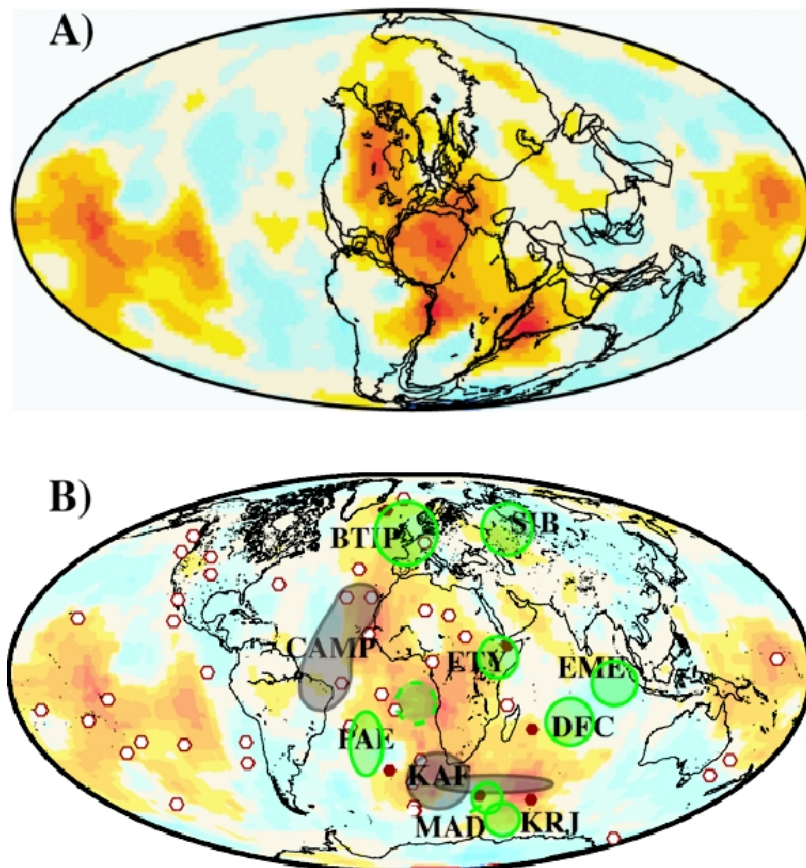


Figure 7 : A) Position de la Pangée il y a 250 Ma superposée à la carte tomographique à la base du manteau (modèles TXBW). B) Localisation des trapps au moment de leur éruption projetée sur la carte tomographique du modèle TXBW à la base du manteau. Le cercle en tirets verts représente la localisation d'un événement qui s'est produit il y a 145 Ma, qui a créé le rifting de l'Ouest et du Centre de l'Afrique et qui est peut être associé à la trace du point chaud de St Helen (e.g. Wilson 1992).

Nous trouvons dans la boîte Indo-Atlantique 25 points chauds essentiellement localisés au Nord Ouest du continent africain et près des rides de l'Atlantique et de l'ouest de l'océan Indien (Figure 4). Ils se trouvent tous au dessus ou à la périphérie d'une anomalie de vitesse lente à la base du manteau. Dans cette région, Courtillot *et al.* (2003) définissent six points chauds « primaires » qui proviennent de la couche D'' à la limite manteau-noyau et sont associés à un volcanisme basaltique de type traps. Ces points chauds primaires sont l'Islande,

Tristan, Marion, Kerguelen, la Réunion et l'Afar. Les traps de CAMP, de Sibérie et d'Emeishan, par contre, ne sont pas associés à des points chauds connus. Une autre particularité de la région Indo-Atlantique est l'existence d'un bombement topographique au sud de l'Afrique du Sud qui s'étend dans l'océan Atlantique où la bathymétrie est anormalement élevée (Nyblade and Robinson, 1994). Ce « superswell » est interprété comment un soulèvement actif provenant de structures qui remonterait du manteau inférieur (Lightow-Bertelloni and Silver, 1998).

IV.2 Cinématique des plaques et des continents

La reconstruction de la cinématique des plaques et des continents est détaillée dans l'article de Besse et Courtillot (2003). Le super continent de la Pangée est resté assemblé entre 320 Ma et 200 Ma (Figure 5a). Vers 180 Ma, l'ouverture de l'Atlantique central a divisé la Pangée en deux continents, la Laurasia au nord et le Gondwana au Sud (Figure 5b, c). Vers 160 Ma, le Gondwana s'est lui aussi divisé en deux pour créer un bloc Afrique-Amérique-du-Sud et un bloc Madagascar-Australie-Inde-Antarctique (Figure 5c), suivi à partir de 130 Ma de l'ouverture de l'Atlantique Sud séparant l'Amérique du Sud de l'Afrique. Vers 110 Ma, l'Inde puis progressivement l'Australie et la Nouvelle Zélande se sont détachés de l'Antarctique.

L'Inde a ensuite rapidement migré vers le Nord depuis 84 Ma en laissant sur place Madagascar et les Seychelles (Figure 5c,e). L'Atlantique Nord s'ouvre en plusieurs phases à partir de 62 Ma séparant d'abord le Groenland de l'Amérique du Nord, puis de l'Europe (Figure 5e). L'ouverture des océans Atlantique et Indien se poursuit et l'épisode le plus récent est l'ouverture de la mer rouge et du Golfe d'Aden depuis 30 Ma.

La séparation d'un super continent en entités plus petites est généralement expliquée par l'action de courant de convection se développant sous une lithosphère continentale isolante (Guillou et Jaupar, 1995). Les grandes cassures

continentales sont souvent associées à du volcanisme de type trap provenant du manteau profond. La région Indo Atlantique a été le siège de 10 traps au cours des derniers 260 Ma, dont 7 sont reliés à la cassure d'un continent (Figure 5). CAMP est associé à l'ouverture de l'Atlantique central vers 200 Ma. Le volcanisme associé aux traps de Karoo, Ferrar et Tasman a précédé la cassure du Gondwana Est. Vers 133 Ma, les traps de Parana et Etandeka provenant du volcan Tristan précèdent l'ouverture de l'Atlantique Sud. Les traps du point chaud de Kerguelen, datés à environ 118 Ma, sont situés dans la région de Rajmahal en

IV.3 Les modèles tomographiques

Nous avons considéré trois modèles tomographiques globaux récents TXBW (Grand et al., 1997), SAW24B16 (Méglin and Romanowicz, 2000) et S20RTS (Ritsema and van Heijst, 2000) qui ont été obtenus à partir de jeux de données différents (temps d'arrivées ou forme d'onde). Les modèles ont été paramétrés différemment (splines ou blocs) et les théories reliant les données aux modèles sont également différentes (théorie des rais ou noyaux de sensibilité 2D). Nous avons considéré uniquement les structures de grande échelle présentes dans les trois modèles.

Inde et de Bundury en Australie; elles ont permis la séparation de l'Inde, de l'Australie et de l'Antarctique. Dans cette même région, le point chaud de Marion est entré en éruption vers 88 Ma en créant les traps de Madagascar et le volcan de la Réunion a produit les traps du Deccan vers 65 Ma. Durant cette période, l'Inde s'est séparée des Seychelles, au cours de sa migration vers le Nord. Les traps de BTIP et du Groenland associés à l'Islande se sont mis en place vers 62 Ma, juste avant l'ouverture de l'Atlantique Nord. Enfin le point chaud de l'Afar est le plus récent, les traps d'Ethiopie et du Yemen étant datés à 30 Ma.

Les modèles tomographiques globaux montrent sous la région Indo-Atlantique une large anomalie de vitesse lente juste au-dessus de la couche D" de forme allongée entre le nord de l'Islande et le sud-ouest de l'océan Indien, en passant sous l'Atlantique Est et une grande partie de l'Afrique (Figure 6). Dans cette anomalie lente, on distingue quatre extrema de vitesse lente (A, B, C, D sur la figure 6) et en remontant vers la surface, la large anomalie se divise en plusieurs branches que l'on peut suivre jusqu'à des profondeurs différentes suivant les régions.

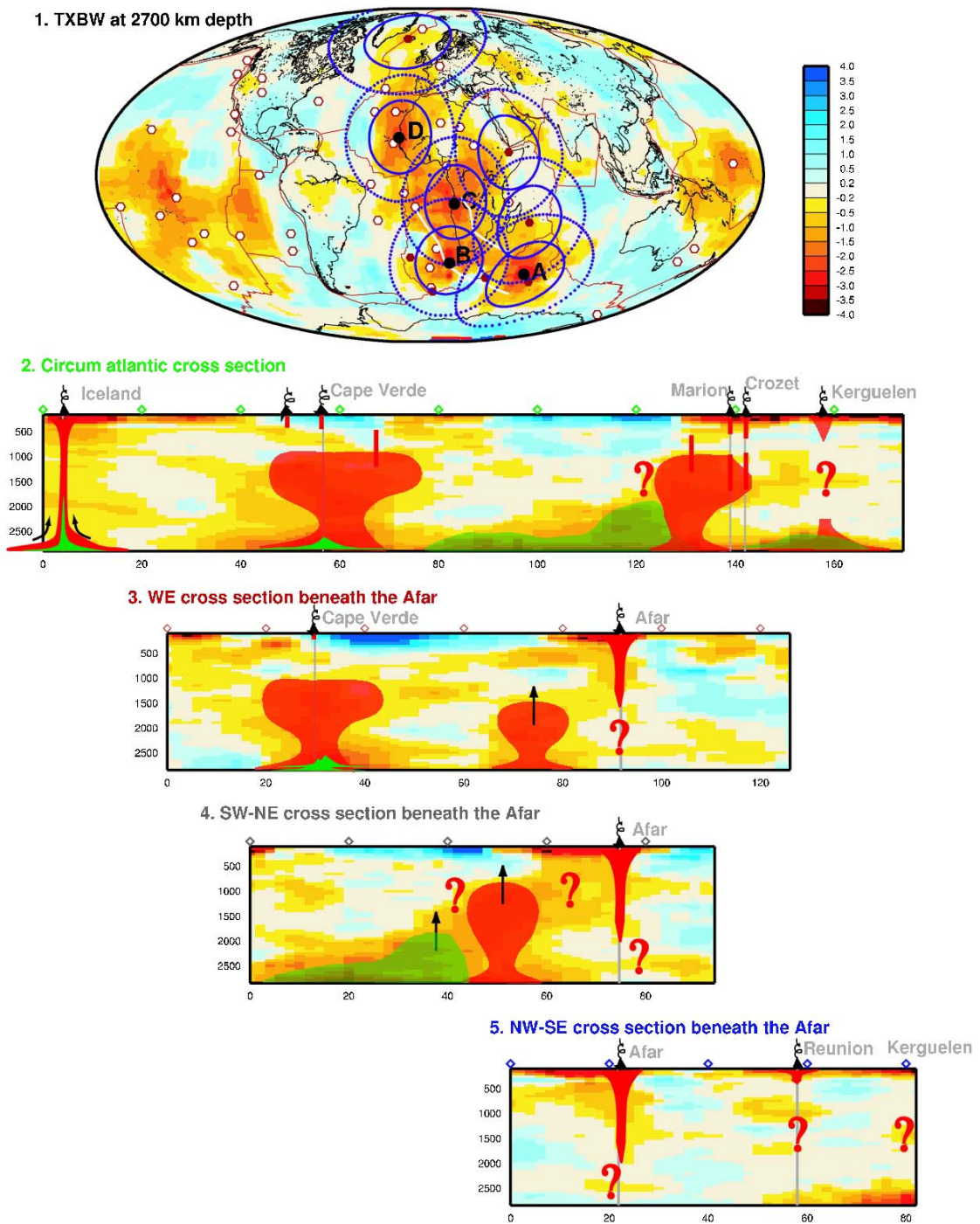


Figure 8: Interprétation en terme de mécanique des fluides du modèle de tomographique TXBW. 1) Les zones d'influences des instabilités thermo-chimiques, sont représentées par des disques de diamètre 2000 et 3500 km (centrés sur A, B, C, D, les Afars, la Réunion, l'Islande), superposé au modèle TXBW à 2700 km de profondeur. 2) coupe à travers l'Atlantique ; 3) coupe du Cap Vert à l'Afar ; 4) coupe de l'Afrique du Sud à l'Afar ; 5) coupe de l'Afar à Kerguelen en passant par la Réunion. Les instabilités contenant un fluide légèrement hétérogène en composition sont en rouge et celles fortement hétérogènes sont en vert.

IV.4 Modélisation de la convection

Les expériences de convection analogique d'Anne Davaille lui ont permis de montrer que différentes formes de remontée mantellique peuvent coexister dans le manteau terrestre, depuis les petits panaches d'origine purement thermique, jusqu'aux gros dômes d'origine thermo-chimique qui pourraient venir d'une couche de composition différente à la base du manteau et correspondrait au volcanisme de type trap (Davaille, 1999). Suivant le contraste de densité de cette couche à la base du manteau, il pourrait

également y avoir des structures chaudes dans le manteau profond trop dense pour atteindre le manteau supérieur mais qui pourraient créer de la topographie dynamique à la surface. Les remontées mantelliennes sont des phénomènes épisodiques et Lebars et Davaille (2004) ont établi des lois d'échelle pour le manteau terrestre. Celles-ci prédisent pour le manteau terrestre de la région Indo-Atlantique la présence de 3 à 9 instabilités qui monteraient dans le manteau avec une périodicité de 100 à 200 Ma.

IV.5 Convection du manteau dans la boîte-Indo-Atlantique

Nous pouvons maintenant comparer les observations de surface, l'histoire des plaques et des continents de la région Indo-Atlantique et les images tomographiques aux prédictions de la mécanique des fluides. Nous remarquons tout d'abord que la forme et la localisation de l'anomalie lente à la base du manteau ressemblent de façon remarquable à celles de la Pangée il y a 250 millions d'années (Figure 7a) comme si le continent avait servi de couvercle en dessous duquel le manteau serait resté plus chaud. Nous observons également que la plupart des épisodes de traps qui ont eu lieu au cours des 250 derniers millions d'années se situent à l'aplomb des bords de cette large

anomalie lente (Figure 7b).

Les modèles tomographiques montrent quatre instabilités chaudes sous la forme d'anomalies de vitesse négatives visibles dans l'ensemble du manteau ou au moins le manteau inférieur sous les points chauds primaires d'Islande, d'Afar, de Kerguelen et de la Réunion (Figure 8). Nous observons également deux anomalies lentes de forme cylindrique qui remontent de la base du manteau jusqu'à la zone de transition sous la région du Cap-Vert-Canaries-Açores et sous les points chauds de Marion et Crozet. Enfin, nous observons dans le manteau profond une anomalie cylindrique sous l'Afrique équatoriale à l'aplomb du point C (figures

8.1 et 8.4) qui ne peut être reliée à aucun point chaud connu. Au total, nous dénombrons 7 instabilités (centres des cercles bleus de la figure 8.1).

Ce nombre est en accord avec les prédictions de la mécanique des fluides qui prévoit entre 3 et 9 instabilités. Ainsi les anomalies de vitesse lente observées dans le manteau pourraient correspondre à de gros dômes ancrés dans une couche fine, plus visqueuse et légèrement plus dense (0,1-0,6%) située à la base du manteau. La mécanique des fluides prédit également un diamètre entre 2000 et 3500 km pour ces dômes (disques bleus sur la figure 8.1). Ce diamètre qui est en accord avec celui des dômes que nous voyons dans le manteau à partir des modèles tomographiques (figures 8.2 à 8.4) ainsi qu'avec la distance entre les différents dômes (figure 8.1).

Nous observons également à la base du manteau sous l'Afrique du Sud une anomalie de vitesse lente allongée en forme de banane qui pourrait ressembler à une ride (en vert sur la figure 8). Cette structure pourrait correspondre à la remontée de matériau chaud mais dont le contraste de densité d'origine chimique

serait plus élevé ($\delta\rho\sim 0,6-1,4\%$) qui stagnerait dans le manteau inférieur mais pourrait néanmoins être à l'origine de la topographie dynamique nécessaire pour expliquer le « superswell » africain.

En comparant la localisation des traps au moment où ils sont arrivés à la surface, nous remarquons que CAMP âgé de 200 Ma est arrivé à la surface de la terre là où se trouvent aujourd'hui les points chauds d'Atlantique central âgés de 40 Ma. Plus au Sud, les traps de Karoo coïncidaient parfaitement au moment de leur éruption, il y a 183 Ma, avec le « superswell » Africain de 30 Ma. Ainsi on semble observer une récurrence de 150 Ma entre deux remontées successives depuis la base du manteau. Cela est en accord avec la mécanique des fluides qui prédit des temps de récurrence entre 100 et 200 Ma.

Le bon accord entre les observations et les prédictions de la mécanique des fluides montrent que les anomalies lentes observées dans le manteau sont la signature d'une déstabilisation périodique d'une couche limite thermique chaude et chimiquement hétérogène à la base du manteau.

V. CONCLUSIONS

L'amélioration de la résolution des modèles tomographiques du manteau et leur comparaison avec les observations en

surface, la cinématique des plaques et la mécanique des fluides permettent de comprendre de mieux en mieux la

convection mantellique. Nous avons ainsi pu observer dans le manteau les différents morceaux de plaques qui ont résultés de la fragmentation de la plaque Farallon au cours des derniers 90-120 Ma. Ce type d'étude va permettre par exemple d'apporter des contraintes sur la localisation de frontières de plaque qui ont disparu de la surface de la terre.

L'amélioration de la résolution des modèles va également permettre de déterminer la nature des anomalies de vitesse rapide associées aux slabs. Les plaques océaniques sont froides à la surface de la terre et elles se réchauffent progressivement quand elles plongent dans le manteau. Si les anomalies de vitesse positives autour du Pacifique observées à la base du manteau correspondent à des plaques qui ont subducté il y a 100 voire 200 millions d'années, on peut supposer que ces anomalies de vitesse positives ont une origine chimique et non plus uniquement thermique. Cela reste à démontrer et des modèles tomographiques de la vitesse des ondes P et S avec une haute résolution sont indispensables pour cela. Ces modèles permettront également des études comparatives des différentes plaques en subduction dans le but de comprendre le rôle des différents paramètres qui contrôlent leur descente dans le manteau.

Par rapport à l'étude des plaques

plongeantes, l'identification des courants chauds ascendants dans le manteau profond à partir des anomalies de vitesse négatives est moins avancée et plus polémique. Les points chauds, les traps, les « superswells » sont la signature en surface de courants chauds ascendants mais l'origine en profondeur, asthénosphérique ou profonde, des courants chauds est un sujet très débattu (e.g. Anderson, 2000, Montelli 2005). Par exemple, malgré des expériences sismologiques dédiées à l'étude du panache sous Hawaii, une anomalie de vitesse lente dans l'ensemble du manteau n'a pas été observée. Mais cette observation est instantanée tandis que les panaches mantelliques sont des phénomènes transitoires qui ne sont pas tous au même stade de leur évolution temporelle. S'ils ne sont plus alimentés par la couche limite thermique dont ils sont issus, le conduit reliant le point chaud et cette couche peut avoir disparu partiellement ou complètement (e.g. Silveira et al., 2006).

Dans la région Indo-Atlantique, nous avons considéré à la fois les images actuelles du manteau et le volcanisme en surface qui nous a donné accès aux variations temporelles. Nous avons montré que les anomalies de vitesses négatives observées dans cette région peuvent être interprétées comme la signature de la déstabilisation périodique d'une couche

limite thermique chaude et chimiquement hétérogène à la base du manteau.

Nous avons pour l'instant identifié des gros dômes du manteau profond. Mais suivant la nature thermique ou thermo-chimique des hétérogénéités du manteau, il

peut exister toute une zoologie de courants chauds ascendants dans le manteau (Davaille, 2003) de formes très diverses. Ces courants chauds ascendants sont à identifier -le cas échéant- dans les modèles tomographiques.

VI. BIBLIOGRAPHIE

- Albarède, F. and R. van der Hilst, 1999. On the nature and scale of mantle convection. EOS Trans. Amer. Geophys. Union 80, 535-539.
- Anderson D. L., 2000. Thermal State of the Upper Mantle; No Role for Mantle Plumes, Geophys. Res. Lett., 27, 22, 3623-3626
- Bercovici, D., Y. Ricard, and M. Richards, 2000. *The relation between mantle dynamics and plate tectonics: a somewhat biased primer*, AGU monography, 121, Richards, Gordon and van der Hilst, eds, 5-46.
- Besse J. and V. Courtillot, 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr J. Geophys Res, 107, B11 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Courtillot V., A. Davaille, J. Besse and J. Stock, 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, Earth Planet. Sci. Lett., 205 295-308.
- Davaille A., 1999. Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogeneous planetary mantle, Nature, 402, 756-760.
- Davaille A., E. Stutzmann, G. Silveira, J. Besse and V. Courtillot, 2005. Convective Pattern under the Indo-Atlantic box, Earth Planet. Inter. Lett., 239, 233-252.
- Davies G. and M. Richards, 1992. Mantle convection, J. Geology, 100, 151-206.
- Dziewonski and Anderson, 1981. Preliminary reference Earth model, Phys. Earth Planet. Inter., 25, 297-356.
- Engebretson D., A. Cox and R. Gordon, 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the pacific basin., Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 2006, 1-59.
- Fukao Y. S. Widiyantoro and M. Obayashi, 2001. Stagnant slab in

- the mantle transition zone, *Review of Geophysics*, 39,3, 291-323.
- Guillou L. and C. Jaupart, 1995. On the effect of continents on mantle convection," *J. geophys. res.*, 100, B12, 217-238.
- Grand S., R. van der Hilst, and S. Widiyantoro, 1997. Global seismic tomography: a snapshot of convection in the earth. *GSA Today* 4, 1-7.
- Kellogg L., B. Hager and R. van der Hilst, 1999. Compositional stratification in the deep mantle, *Science*, 283,1881-1884.
- Kennett B.L.N. and Engdahl E.R., 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys J Int.*, 105, 429-465.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. and Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times, *Geophys J Int*, 122, 108-124.
- LeBars M. and A. Davaille, 2004. Large interface deformation in two-layer thermal convection of miscible viscous fluids, *J. Fluid Mechanics* 499, 75-110.
- Lithgow –Bertelloni C. and M. Richards, 1995. Cenozoic plate driving forces, *Geophys. Res. Lett.* 22 1317-1320.
- Lithgow–Bertelloni C. and P. Silver, 1998. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell, *Nature*, 395, 269-272.
- McNutt M., 1998. Superswells, *Rev. Geophys.*, 36, 211-244.
- Machetel P. and P. Weber, 1991. Intermittent layered convection in a model mantle with an endothermic phase change at 670 km, *Nature*, 350, 55-57.
- Masters G., T. Jordan, P. Silver and F. Gilbert, 1982. Aspherical Earth structure from fundamental spheroidal-mode data, *Nature* 298, 609-613.
- Mégnin C. and B. Romanowicz, 2000. A model of shear velocity in the mantle from the inversion of waveforms of body, surface and higher mode waveforms, *Geophys. J. Int.* 143 709.
- Montelli R., G. Nolet, F. Dahlen, G. Masters and E. Engdahl, S.-H. Hung, 2004. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle, *Science* 303, 338-343.
- Morgan W., 1971. Plate motions and deep mantle convection, *Nature*, 230, 42-43.
- Nyblade A. and S. Robinson, 1994. The African Superswell, *Geophys. Res. Lett.*, 21,765-768.
- Paige C. and M. Saunders, 1982a. LSQR: An Algorithm for Sparse Linear

- Equations and Sparse Least Squares, *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8, 43-71
- Paige C. and M. Saunders, 1982b. ALGORITHM 583 LSQR: Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares Problems *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8, 195-209
- Ren Y. E. Stutzmann, R. van der Hilst and J. Besse, 2007. Understanding seismic heterogeneities in the lower mantle beneath the Americas from seismic tomography and plate tectonic history, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Ricard Y., M.A. Richards, C. Lithgow – Bertelloni & Y. Le Stunff, 1993. A geodynamical model of mantle density heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 98, 21895-21909.
- Ringwood A., 1962. A model for the upper mantle *J. Geophys. Res.* 67, 857-867
- Ritsema J. and H. van Heijst, 2000. Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle: Evidence for large-scale mantle flow, *Science Progress*, 83, 243-259.
- Romanowicz B., 2003. Global mantle tomography: progress status in the last 10 years, *Annu. Rev. Geoph. Space Phys*, 31, 1, 303
- Saltzer R., E. Stutzmann, and R. van der Hilst, 2004. Poisson's ratio beneath the Alaska from the surface to the core mantle boundary, *J. Geophys. Res.* (B6): B0630110.1029/2003JB002712.
- Silveira G., E. Stutzmann, A. Davaille, J.-P. Montagner, and L. Mendes-Victor, 2006. Azores hotspot deep signature in tomographic models., *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 156, 23-34.
- Storey B., 1995. The role of mantle plumes in the continental break up: case histories from Gondwanaland, 377, 301-308.
- Van der Hilst R., S. Widyantoro and E. Engdahl, 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography, *Nature*, 386, 578-584.

Seismic Imaging Using Ambient Noise

L. STEHLY^{1,2}, F. BRENGUIER¹, P. ROUX¹,
M. CAMPILLO¹ & Y. COLIN DE VERDIERE³

¹ *Université Joseph Fourier, CNRS, LGIT BP 53, 38041 Grenoble, France*
lstehly@obs.ujf-grenoble.fr

² *CEA/DASE, BP 12 91680 Bruyères-le-Châtel, France*

³ *Institut Fourier, CNRS-UJF BP 74, 38041 Grenoble, France*

Abstract In the present paper we show why and how cross-correlation of noise records can be used for seismic imaging. We first define theoretically the conditions required to observe the emergence of the Green functions between two stations A and B from the cross-correlation of noise records only. In a second part we study the origin of the Earth seismic noise in the period band 5-20 s. Our result indicates that the Earth seismic noise is spread over large surface and can actually be used for seismic imaging. We test the accuracy of the travel time measurements of surface wave performed on the correlation of seismic noise by analyzing 11 years of continuous noise records at three Californian stations. We show that the Green functions emerging from the correlation are robust and can even be used to routinely detect instrumentals clock errors at the stations. We then present two applications of noise correlation to seismic imaging using surface waves at the regional scale in Western Europe as well as at the local scale in the Piton de la Fournaise volcano. Finally, we conclude on the evidence of P-waves extracted from noise correlation at small scale in the Parkfield seismic network.

Key words *Seismology, surface waves, tomography, seismic noise, data control quality, correlation*

Tomographie à Partir de Bruit de Fond Sismique

Résumé Les méthodes de tomographie sismique habituellement utilisées se basent sur des enregistrements de séismes. De là découlent leurs principales faiblesses : la répartition inhomogène des tremblements de terre limite la résolution qu'il est

possible d'atteindre, en particulier dans les régions asismiques. La faible occurrence des séismes interdit en outre d'étudier des changements intervenant dans le milieu, par exemple dans des volcans ou à proximité des failles.

Nous présentons ici, une approche différente de la tomographie utilisant uniquement des enregistrements de bruit de fond. L'idée principale est que, sur des temps longs, le bruit de fond peut-être considéré comme un champ d'onde aléatoire. Dans ce cas, la corrélation du bruit enregistré en deux points A et B est la fonction de Green du milieu entre ces deux points. La fonction de Green est l'enregistrement qu'on aurait obtenu en A si on avait placé une source en B ou vice-versa. Cette idée a été utilisée avec succès dans différents domaines, en océanographie, en acoustique, ou encore en héliosismologie.

La transposition à la sismologie n'est pas immédiate. En effet cette méthode repose sur une hypothèse forte : celle que le bruit de fond puisse être considéré comme un champ d'onde aléatoire. C'est le cas par exemple si on a des sources de bruit blanc en chaque point du milieu. Dans le cas de la terre, le bruit sismique en dessous de 1 Hz, est générée essentiellement par l'activité océanique, par un mécanisme encore mal connu.

Dans le présent article, nous présentons tout d'abord une approche théorique générale, montrant que pour un milieu quelconque la corrélation du bruit enregistrée est la fonction de Green du milieu, en supposant que les sources de bruit sont réparties de façon homogène en chaque point du milieu.

Dans la seconde partie, nous étudions les sources de bruit sismique de périodes entre 5 et 20s. En utilisant des réseaux situés en Californie, sur la côte Est des Etats-Unis, en Europe et en Tanzanie, nous montrons que le bruit est généré dans les océans. Entre 10 et 20s, il provient essentiellement de l'hémisphère nord en hiver et de l'hémisphère sud en été. Ce résultat est important car il signifie que moyenné sur un an, le bruit sismique est quasi homogène.

Dans la troisième partie, nous évaluons quelle est la précision des mesures de temps d'arrivée d'ondes de surface effectuées sur les corrélations, en utilisant 13 ans de données continues enregistrées par 3 stations californiennes. Nous montrons que les mesures sont suffisamment précises pour détecter et corriger des erreurs de temps présentes dans les données de l'ordre du dixième de seconde.

Nous présentons ensuite deux applications à la tomographie en ondes de surfaces, tout d'abord à l'échelle régionale en Europe de l'Ouest, puis à plus petite échelle sur le

volcan du Piton de la Fournaise. Enfin dans la dernière partie, nous montrons que des ondes P peuvent également être visibles sur les corrélations.

Mots clefs Sismologie, onde de surface, tomographie, bruit sismique, corrélation, control de la qualité des données

I. INTRODUCTION

Traditional observational methods in seismology are based on earthquake records which result in two main shortcomings:

- 1) Most techniques are based on waves emitted by earthquakes that occurred only in geologically active area, mainly plate boundaries. This results in a limited resolution in all other area where earthquakes are not present. In particular at stations far away from the source region all the high frequency information is lost due to the attenuation of the medium.
- 2) The occurrence of earthquakes is too low, preventing from studying “real time” change of active structures such as volcanoes or faults.

Here we explore an alternative way of probing the earth interior using noise records only. The main idea is to consider seismic noise as a random source field when averaged over long time series. In this particular case, cross-correlation between two stations yields the Green

function between these two points. As the noise is mainly generated at the subsurface by oceanic and atmospheric activity, the surface wave part of the Green function is mostly extracted from the cross-correlation process.

In this paper, we first show theoretically the relationship between noise cross-correlation and the Green function [1,2]. Then we study the origin of the earth noise in the 5-20 s period band [3]. Our results indicate that the source area of seismic noise is spread over large surfaces, and can actually be used for seismic imaging. In section 4, we evaluate the accuracy of the surface wave velocity measurement performed from noise correlation [4]. Section 5 is devoted to seismic imaging. We present two examples of surface wave tomography at the regional scale in western Europe, as well as a more local scale at the “Piton de la Fournaise” volcano [5]. Finally, section 6 shows the evidence of P-waves locally extracted from noise correlation in the Parkfield network at the San Andreas Fault [6].

II. BACKGROUND AND THEORETICAL APPROACH

The Green function of a medium between two points A and B represents the record we would get at A if we put a source at B. The use of random noise to reconstruct the Green function has already been applied successfully in various fields of physics such as helioseismology [7,8], acoustic [9] or oceanography [12].

In the case of a completely random wavefield, the cross-correlation of the wavefield recorded between two points converges to the complete Green function of the medium, a property that is reminiscent of the fluctuation-dissipation theorem [10]. By complete Green function we mean it includes all reflection, scattering and propagation modes. To demonstrate this result and to define more precisely under which assumption it is valid, various experimental, numerical and theoretical approaches have been developed. Historically speaking, helioseismology was the first field where, ambient noise cross-correlation performed from recordings of the sun surface random motion was used to produce coherent images of the sun subsurface [7,8]. More recently, a seminal paper was published in 2001 by Weaver and Lobkis [9] that showed how diffuse thermal noise recorded and cross-correlated at two

transducers fasten to one face of a duralumin sample provided the complete Green's function between these two points. Weaver theoretically interpreted this result using the equipartition of the modes excited in the duralumin sample. Derode et al [11] proposed to interpret the Green's function reconstruction in terms of a Time-Reversal analogy and showed that correlation of multiply scattered waves could be used for passive imaging in acoustic [9,14,15]. Similar results were then obtained at a much larger scale in shallow underwater acoustics where both direct and reflected wavefronts were retrieved from ambient noise cross correlation [12]. At the same time, the cross correlation process was investigated from the perspective of multiple uncorrelated sources that were considered as noise sources. By summing the contribution of all sources to the correlation, it has been shown numerically that the correlation contains the causal and acausal Green function of the medium [13]. Following this approach, the precedent result was generalized to the case where randomization is not produced by the distribution of the sources, but is provided by multiple scattering that takes place in heterogeneous medium [15].

Experimental evidences demonstrated the feasibility of passive imaging in acoustics [9,15,16] and oceanography [17]. In seismology Campillo and Paul [18] used this idea to retrieve the Green's function between two seismic stations from a collection of earthquake.

Multiple theoretical approaches quickly followed the first successful experimental demonstrations. The convergence of the noise correlation function toward the Green function in an unbounded medium is now classically interpreted through the stationary phase theorem [19,20]. The use of Green's theorem [15] or the fluctuation-dissipation approach [21] yields very rigorous theoretical approaches to interpret experimental results. Even the case of non-reciprocal (presence of a flow, for example) or inelastic media have now been theoretically investigated [13,21].

In seismology, Aki [22] proposed a long time ago to use seismic noise to retrieve the dispersion properties of the subsoil. For the problem of elastic waves, it has been theoretically showed that the convergence of noise correlation to the Green function was bonded by the equipartition condition of the different components of the elastic field [23,24]. In other words, the emergence of the Green function is effective after a sufficient self-averaging process that is provided by

random spatial distribution of the noise sources when considering long time series as well as the scattering [26,27]. Shapiro and Campillo [25] reconstructed the surface wave part of the Green function by correlating seismic noise at stations separated by distance of hundreds to thousands of kilometers, and measured their dispersion curves at periods ranging from 5 to about 150 seconds. This method led to the first application of passive seismic imaging in California [28,29] with a much greater spatial accuracy than classical active techniques. Note also that Larose et al [30] used noise cross-correlation at small distances on the moon.

In the following, we summarize the theoretical approaches using mathematical tools that allow a global view of the correlation problem in any damped propagation medium. Cross-correlation of noise recorded at two distant station A and B yields the Green function, assuming only that the noise is a white noise distributed everywhere in the medium.

We consider any medium X , homogeneous or not, where the wave propagation equation is controlled by a damped equation that can be written as:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial \vec{r}^2} + 2a \frac{\partial u}{\partial t} - Lu = f \quad (1)$$

Here $a > 0$ is a constant that corresponds to the attenuation of the medium, $f(\vec{r}, t)$ is the source field (i.e. the noise field) and

$u(\vec{r}, t)$ denotes the displacement field. L can be the Laplace operator or any other negative self-adjoint elliptic differential operators. If we choose $L = c^2(\vec{r})\Delta$, we recognize the usual wave equation.

The Green function $G(t, \vec{r}_1, \vec{r}_2)$ is the solution of the wave equation (1) if the source function f is a Dirac. It represents the displacement that would be recorded at \vec{r}_1 if a source $\delta(\vec{r}, t)$ acts at \vec{r}_2 . In the case of a noise field acting in medium X between time 0 and ∞ , the resulting displacement at \vec{r}_1 is:

$$u(\vec{r}_1, t) = \int_0^\infty ds \int_X G(s, \vec{r}_1, \vec{r}) f(t-s, \vec{r}) d\vec{r} \quad (2)$$

We define $P = \sqrt{-L - a^2}$, and we note by $\|X\|$, the integral kernel of the operator X . By solving the differential equation (1), we obtain:

$$G(t, \vec{r}_1, \vec{r}_2) = Y(t) e^{-at} \left\| \frac{\sin tP}{P} \right\| (\vec{r}_1, \vec{r}_2) \quad (3)$$

with Y the Heaviside function.

We now assume that f is a white noise distributed everywhere in the medium X , acting at anytime t . In the frequency domain, a white noise contains all the frequency with a random phase. In the time domain, a white noise is a random signal such that the displacement field at the same point \vec{r} at two different times are completely uncorrelated as well as the wavefield measured at the same time t at two different points \vec{r}_1 and \vec{r}_2 . We define

the time-domain normalized cross correlation process as:

$$C_{1,2}(\tau) = \int_0^T u(\vec{r}_1, \tau) u(\vec{r}_2, t + \tau) dt / \sqrt{\int_0^T u^2(\vec{r}_1, t) dt \int_0^T u^2(\vec{r}_2, t) dt} \quad (4)$$

The denominator in (4) is a normalization factor that practically mitigates local station effects and helps in determining the actual coherence of the noise field between the stations. Indeed, the auto-correlation $C_{1,2}(\tau)$ has a maximum of 1 whereas noise signals strongly decorrelated (i.e. when stations are too far away or when the incoming noise is incoherent) do not exhibit any peak in the normalized noise correlation function but a random temporal signal with a variance of $1/(2T\Delta\omega) \ll 1$, when dealing with frequency-limited noise sources of bandwidth $\Delta\omega$ [31, 32].

In case of a white noise, the law of large number allows us to replace the large T limit by an ensemble average. We then get the following explicit expression for the correlation (without any normalization) between the wavefields recorded at \vec{r}_1 and \vec{r}_2 :

$$C_{1,2}(\tau) = \frac{\sigma^2 e^{-a|\tau|}}{4a} \left[(P^2 + a^2)^{-1} \left(\cos \tau P + a \frac{\sin |\tau| P}{P} \right) \right] (\vec{r}_1, \vec{r}_2) \quad (5)$$

It is interesting to consider the small a behavior of the Eq(5):

$$C_{1,2}(\tau) \approx \frac{\sigma^2 \cos \tau \sqrt{-L}}{4a - L} \quad (6)$$

The time derivative of Eq(6) is expressed in terms of the Green function, giving the

more familiar expression:

$$\frac{d}{d\tau} C_{1,2}(\tau) = \frac{\sigma^2 e^{-a|\tau|}}{4a} [G(\tau, \vec{r}_1, \vec{r}_2) - G(-\tau, \vec{r}_1, \vec{r}_2)] \quad (7)$$

This means that for any medium, the time-derivative of the cross-correlation computed between the wavefields

recorded at two stations \vec{r}_1 and \vec{r}_2 is the Green function of the medium, provided that the damping coefficient is small enough and that noise sources behave as white noise acting everywhere in the medium.

III. SEISMIC NOISE ORIGIN IN THE 5-20 SECONDS PERIOD BAND

We have seen in the previous section that the time cross-correlation function of random wavefields computed between a pair of distant stations contains, at least partially, the actual Green function between the two stations. This provides us with a possibility to retrieve the propagation properties of deterministic seismic waves along long paths by analyzing seismic ambient noise only (in the following, we use the term noise for the microseism which actually have no relation with instrumental noise). Understanding to what extents seismic noise can be used for seismic imaging requires to know the spatial and temporal distribution as well as the nature of its source.

Ambient seismic noise is mostly made of surface waves [33, 34]. Noise sources are likely close to the Earth's surface and are believed to be loads caused by pressure perturbations in the atmosphere and the ocean. At relatively

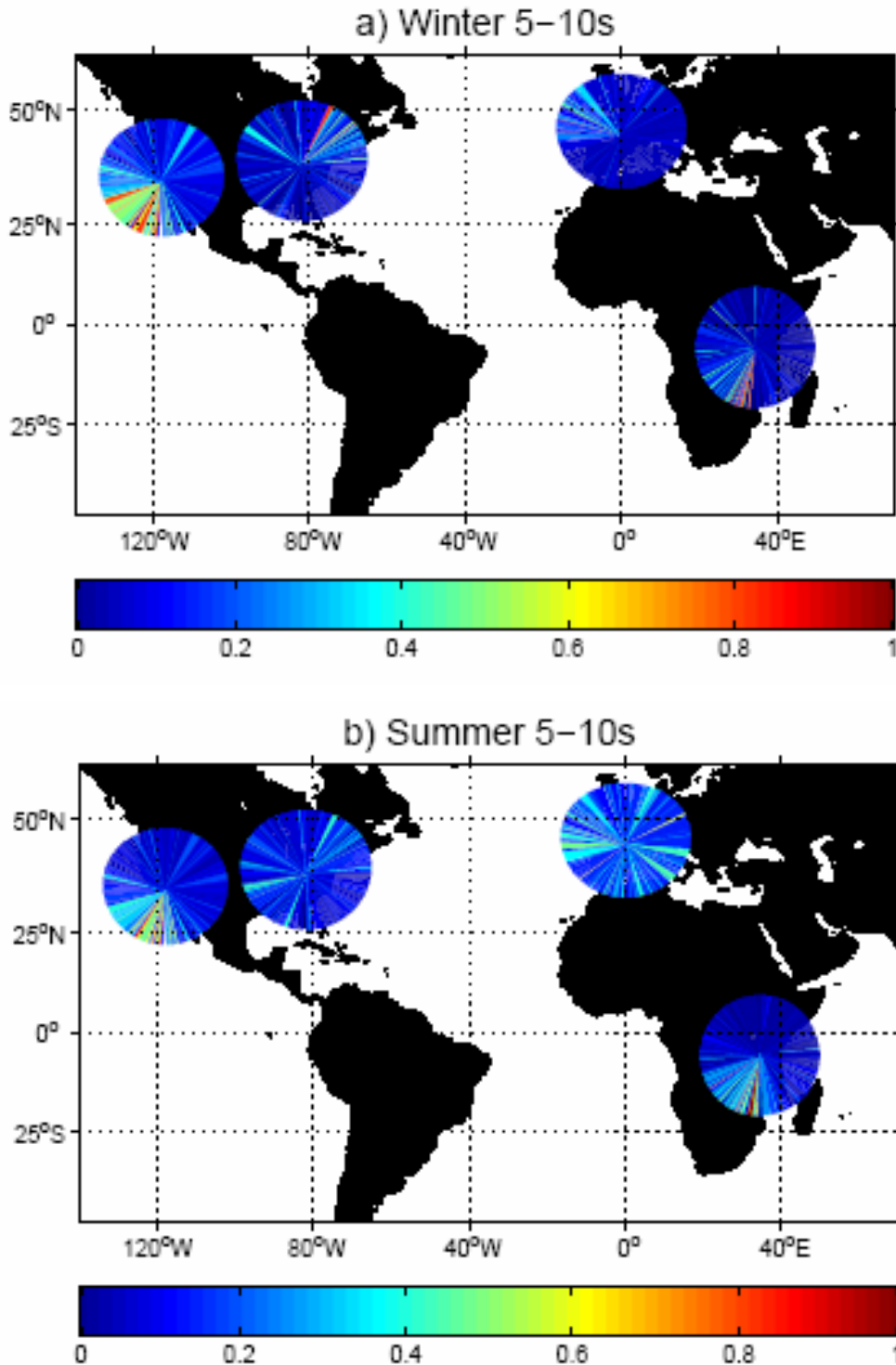
short periods (< 20 s) the noise spectrum is dominated by two peaks around 7 s and 14 s, i.e. the primary and the secondary microseismic peaks. They are believed to be related to the interaction of the sea waves with the coast [35]. The primary microseism periods are similar to the main swell (10-20 s), while the strongest secondary microseism peak in the noise spectrum originates from the non-linear interaction between direct and reflected swell waves that results in half period (5-10 s) pressure variations [36]. This interaction leads to pressure variations at the sea bottom that do not exhibit the rapid exponential decay with depth expected for primary gravity waves.

Seismic ambient noise records are dominated by a few energetic sources [33] and cannot be considered as a random field. However the contribution of the most energetic noise sources can be reduced by disregarding completely the amplitude considering 1-bit signal only

[18,25,37]. Alternative whitening techniques were used by Sabra et al [29].

This “normalized background seismic noise” is assumed to be a random field when considering long time series

[25,32]. Another process contributing to the noise randomization is the scattering of seismic waves on heterogeneities within the Earth that is significantly strong at periods less than 40 s.



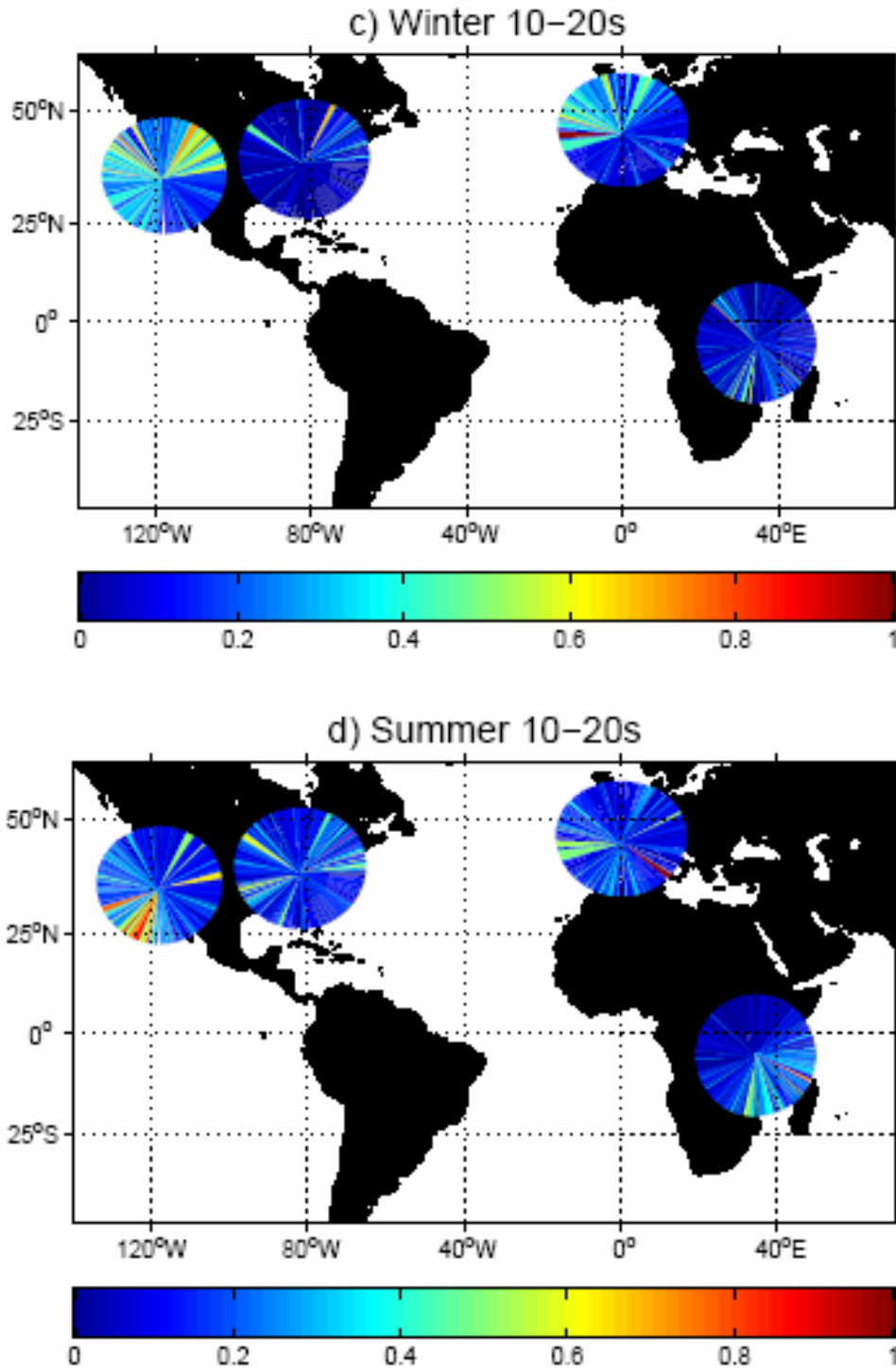


Figure 1: Average normalized amplitude of cross correlations of noise versus azimuth, for various network a) During winter between 5-10 s, b) Summer 5-10s, c) Winter 10-20s, d) Summer 10-20s.

Optimization of seismic imaging based on noise correlation requires to understand the origin of the seismic noise and the spatial and temporal distribution of

its sources [38,39]. Here we study the origin of the background seismic noise averaged over long time to determine the seasonally-averaged azimuthal distribution

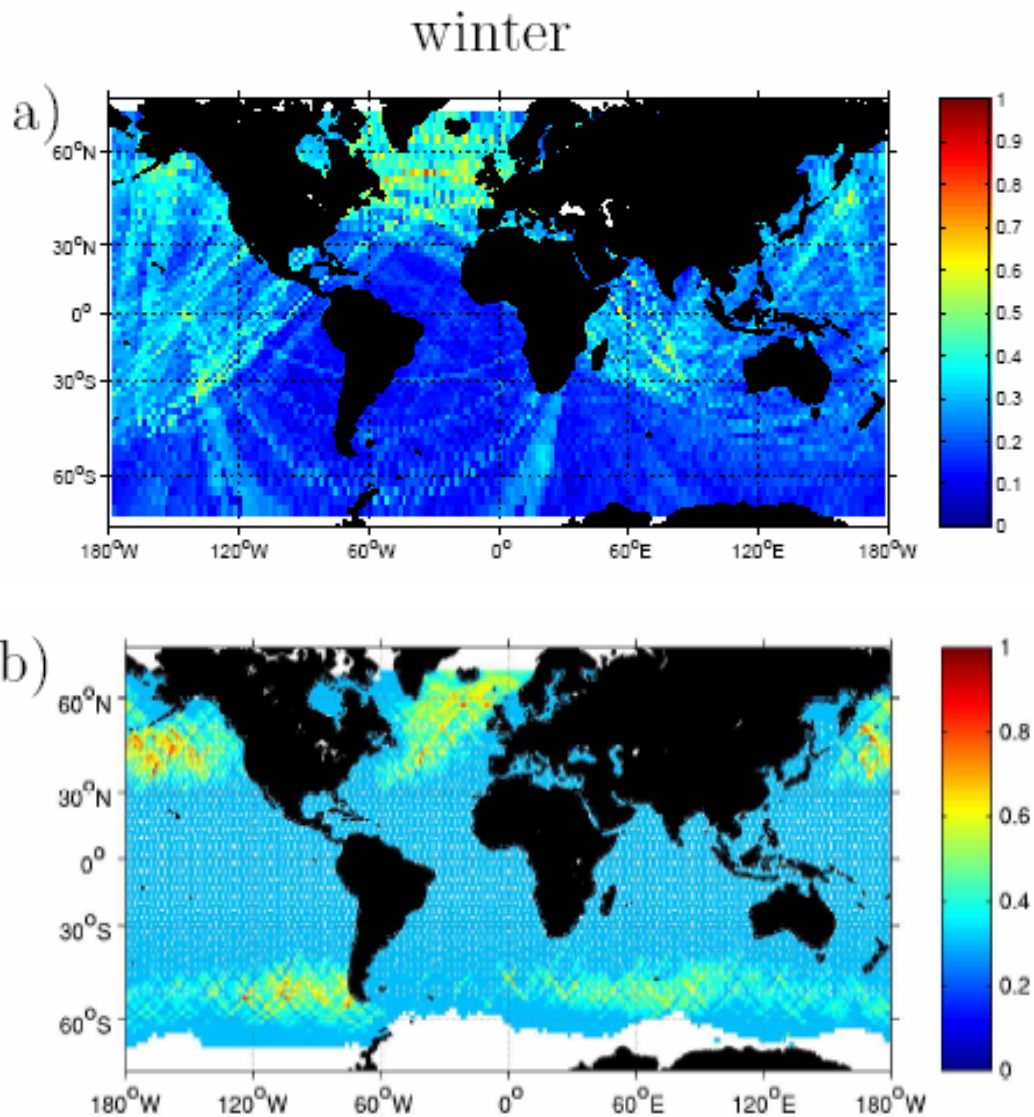
of the Normalized Background Energy Flow (NBEF) through several networks located in California, on the East coast of the USA, in Western Europe and in Tanzania. The term NBEF is used to remind that we don't study the energy flow

of the "real" seismic noise, but of the noise whose amplitude has been normalized by one-bit coding which is the relevant analysis in the context of the Green function reconstruction by noise cross-correlation.

III.1 Using asymmetry of cross-correlation to study the origin of the seismic noise

In the case of a spatially homogeneous distribution of noise source, the noise cross-correlation function (NCF) between

two stations 1 and 2 is expected to be symmetric in time and amplitude (see Eq. (7)).



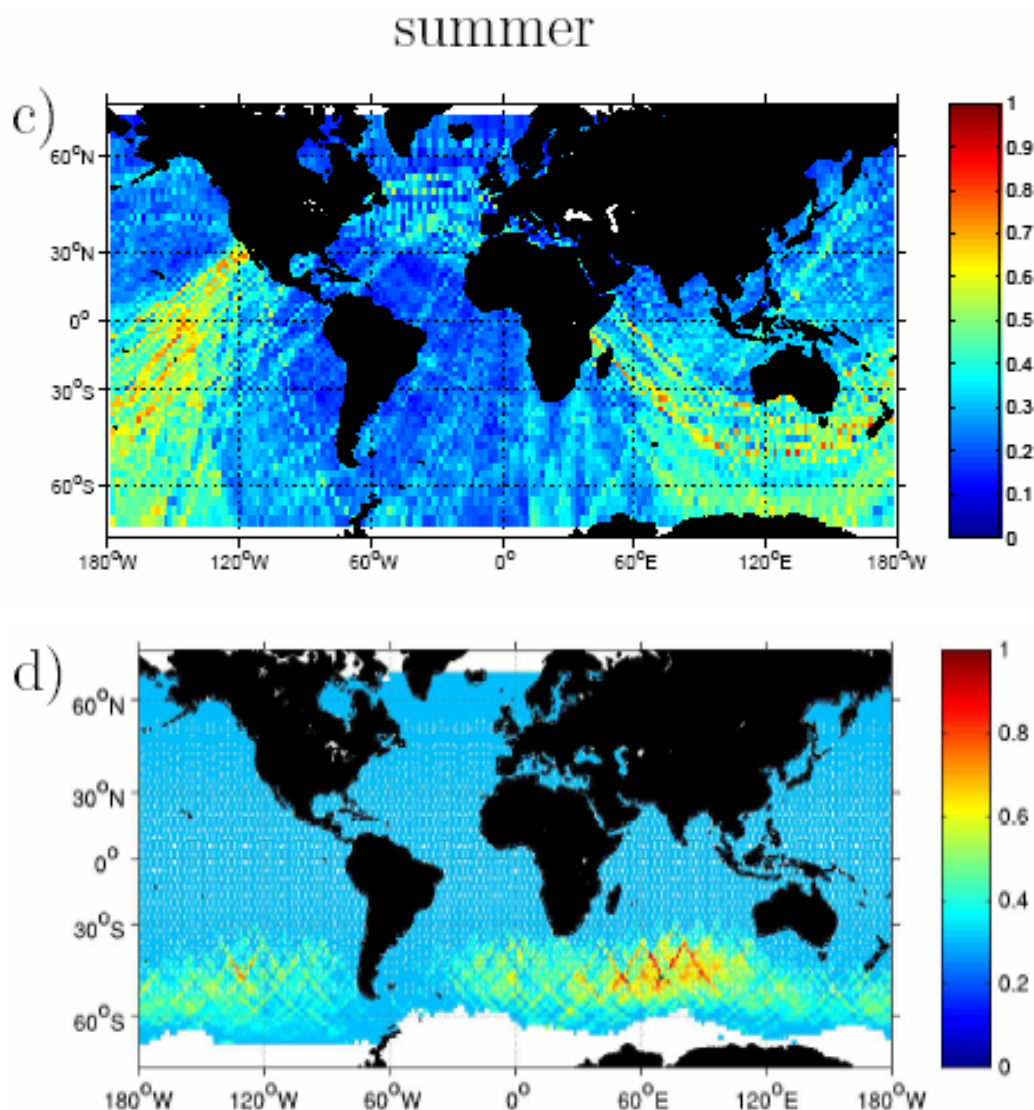


Figure 2: Comparison between seasonal variations of the location of seismic noise sources and significant wave height. (a) and (c): geographical distribution of the mean back-projected normalized amplitude of the 10-20s noise cross-correlations (see text for detailed explanation of the back-projection) during the winter and the summer. (b) and (d): Global distribution of the square of wave height measured by TOPEX/Poseidon during the winter and the summer.

The positive time of the NCF corresponds to the causal Green function of the medium (ie wave going from 1 to 2), and the negative time to its anti-causal counterpart (i.e. waves going from 2 to 1). The amplitude of the Green function reconstructed by the NCF directly depends on the energy flux of the waves traveling

from one station to the other [40,41]. This means that in the case of an isotropic distribution of noise sources, the energy flux between two stations is the same in both directions and the resulting NCF between these stations is symmetric. On the other hand, if the spatial source density is asymmetric, the amounts of energy

propagating in both directions are different.

The asymmetry of the NCF computed between several pairs of stations of a network can be used to measure the main direction of the energy flux across an

III.2 Data processing and results

We analyze the noise origin at several networks located in the East coast of USA, in Western Europe, in California and Tanzania. Each of these networks contains about 20 broadband seismic recorders separated by distances ranging from one hundreds to a few hundreds of kilometers.

At each of these networks, one year (2003) of continuous vertical records has been analyzed. The data are processed in the following way:

- All noise records are corrected from the instrumental response.
- The records are then filtered in the two period bands we are studying: 5-10 s and 10-20 s.
- To reduce the contribution of the most energetic source of noise, we completely disregard the amplitude of the records by considering 1-bit signal only.
- The NCF between each pair of station within each network are computed.
- We estimate the normalized amplitude of the NCF at arrival times corresponding to Rayleigh wave propagation time with respect to the

array of seismic stations. Performing such measurements at different arrays allows us to determine the location of the coherent seismic noise sources in the bandwidth of interest.

azimuth between each station pair.

Figure 1 shows the average normalized amplitude of the NCF versus azimuth for various networks during winter and summer and for the two period bands 5-10 s and 10-20 s. The NBEF of the 5-10 s noise remains stable over the whole year at all networks. This observation is compatible with the idea that the generation of the secondary microseism is mostly controlled by the bathymetry and the coastlines geometry. The noise in the 5-10 s period is dominated by the activity in a region close to the station since absorption limits the contribution of distant source zones. It explains the stability of the distribution during the year.

The behavior of the 10-20 s noise is very different (Figure 1). Indeed the effect of attenuation is weaker for longer periods and sources at the global earth scale are contributing. In this period band, the regions where the noise is originating are different during summer and winter. A first order observation from Figure 1 is

that the major part of the noise seems to come from the North during winter and

from the South during the summer.

III.3 Comparison of the origin of the 10-20 s noise map with ocean wave height map

In spite of their limited number and coverage, the considered networks illuminate a large part of the Earth surface. In the following, we use them for a rough identification of the source regions that generate the 10-20 s noise consistently recorded by the four networks.

We use a simple back projection procedure. For every considered station pair of a given network, we trace the great circle connecting the stations and divide it in two equal parts corresponding to two waves propagating in opposite directions. Amplitudes measured from positive and negative parts of the NCF computed between these stations are attributed to the corresponding half great circle.

We then define a $2^\circ \times 2^\circ$ grid on the Earth surface and take the mean value of the normalized correlation amplitude associated with all great circles crossing every cell. The results for the four networks in the 10-20 s band are presented in Figure 2. During the northern hemisphere winter, the observed average noise is apparently dominated by a source zone in the northern Atlantic ocean. Two weaker sources are visible in the northern Pacific, one close to Alaska and the other

close to Japan. During the northern hemisphere summer, most of the noise originates from the southern Indian ocean and the southern Pacific. It has to be noted that the resolution of these patterns is limited by the small number of networks. An example is the artifact in the Pacific Ocean which is due to the same great circle shared by the California, eastern US and Western Europe networks.

These results clearly show that, contrary to the secondary microseism, the 10-20 s noise is not generated locally but is excited by sources acting at the global scale and having a clear seasonal variability. An attempt to locate these sources suggests they have to be searched in the central parts of the oceans, although we cannot exclude that part is generated on the coast or in shallow water areas with our limited resolution. Specifically, with the form of normalization and averaging used here, we do not contradict the observation that the strong storm arrivals along the coasts are associated with high amplitude microseisms.

The hypothesis that the average background noise energy originates in the zones of storm activity is further

confirmed by strong similarities between the maps of the apparent sources of the 10-20 s seismic noise and the global wave height maps obtained from the radar altimeter data collected by the satellite TOPEX-POSEIDON (Figure 2). Both maps show clear seasonal variations with

maxima located in deep oceans in the southern and the northern hemispheres during the summer and the winter, respectively. A similar seasonal variability was recently reported for the very long period (> 150 s) Earth hum [42].

IV. TRAVEL TIME MEASUREMENTS FROM NOISE CORRELATION:

STABILITY AND DETECTION OF INSTRUMENTAL ERRORS USING THE PRINCIPLE OF TIME SYMMETRY

We have seen in the previous section that although the “normalized background seismic noise” is not fully isotropic, it seems to be enough randomized to enable us to retrieve Green function by cross-correlation. Our goal here is to assess the accuracy of the Green function reconstructed by cross-correlation of ambient seismic noise and to determine to what extents the noise-based travel time measurements can be used to detect and to quantify station instrumental errors and to monitor changes in the physical properties of the medium.

To that goal, we analyze the temporal fluctuations of surface waves travel times measured on the cross-correlation of seismic noise between three Californian stations GSC, PAS and PFO.

As previously mentioned, the surface wave arrival time should be identical on the positive and negative part of the NCF. However, three main factors may lead to fluctuations of the NCF between two stations:

- 1) A physical change in the medium would result in either a faster or slower travel time measured in both positive and negative cross-correlation time.
- 2) A clock error in one of the two stations would produce a time shift of the whole cross-correlation resulting in a larger travel time in the positive time and a smaller apparent travel time in the negative time or vice-versa. A change in the phase response of one of the

sensors would have the same effect.

- 3) A change in the spatial distribution of the source of the noise should affect the positive and negative correlation time independently, since the positive and negative time are sensitive to noise sources

located in different regions.

Studying simultaneously how the apparent travel time of the reconstructed surface waves change with time in the positive and negative part of the cross-correlation allows us to evaluate these three main causes of fluctuations.

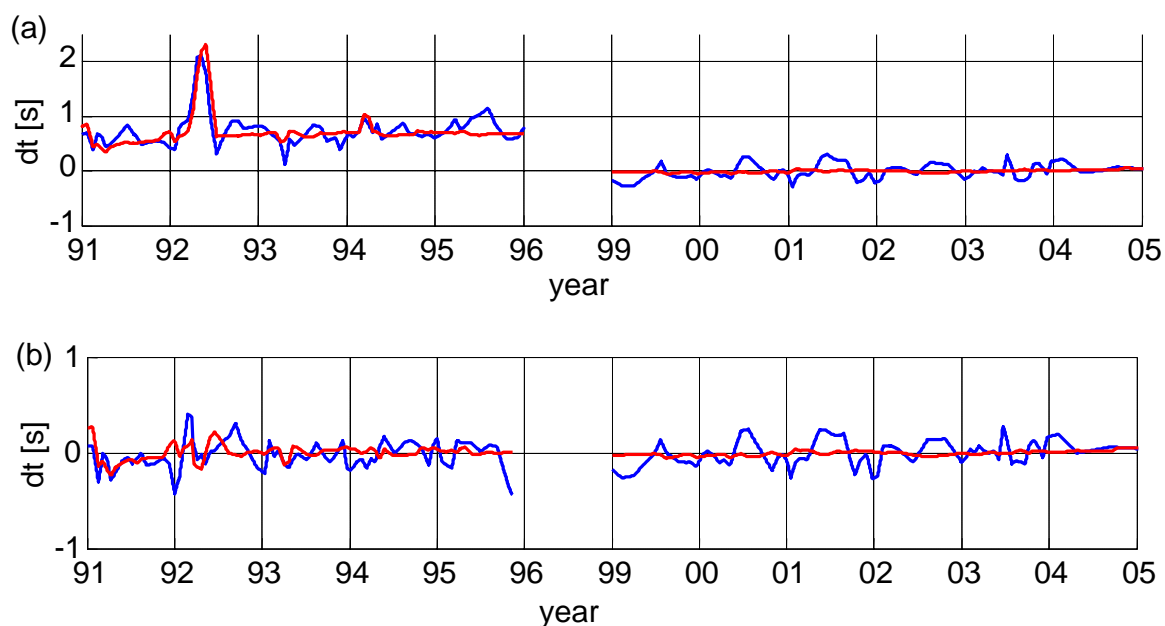


Figure 3: (a) Variation of the surface waves travel time measured with one month stack for GSC-PAS in the 5-10 s period band. (b) Measurement of the variation of the surface waves travel time in the 5-10 period band expressed in second, after correction of the instrumental errors.

IV.1 Data and measurements

We analyze the fluctuations of the apparent travel time of Rayleigh and Loves waves reconstructed by cross correlating seismic ambient noise, by using 11 years (1991-1996 and 1999-2005) of continuous records on the three components at three Californian stations: GSC, PFO and PAS. We first define a

“Reference Green Function” (RGF) for every path in two period bands 5-10 s and 10-20 s, and for all components (ZZ, TT, RR, ZR and RZ) by computing the one-bit cross-correlation functions of 6 years (1999-2005) of continuous seismic noise records.

Horizontal components records

were rotated to radial and transverse directions assuming the propagation along the inter-station great circle. Then we computed cross-correlations for each thirty-day-period during 11 years (1991-1996 and 1999-2005). For every time window, we compare the arrival time of

the surface wave of the current month with the RGF for both the causal and anti-causal NCF. The travel time variations are measured from the phase of the cross-spectrum computed between the RGF and the NCF.

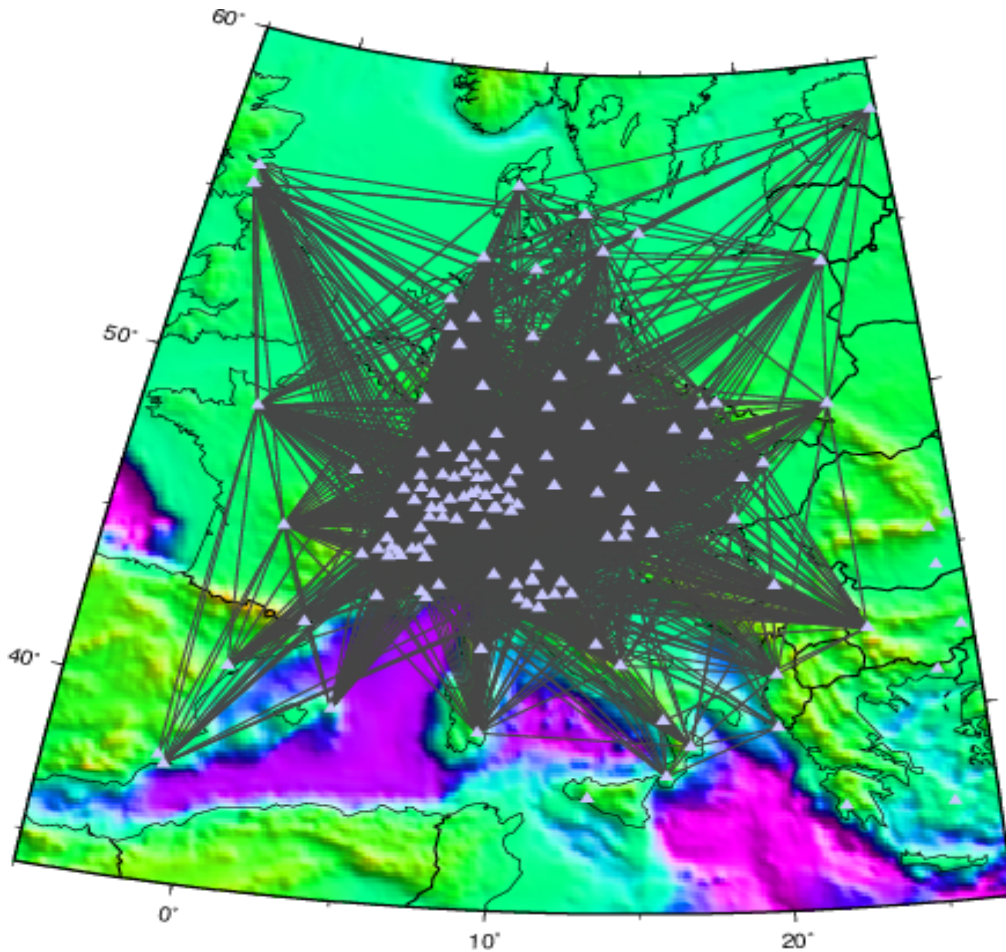


Figure 4: Paths where 16 s Rayleigh wave group velocity measurements were obtained from cross correlations of ambient seismic noise. White triangle shows stations used for this study.

IV.2 Stability of the travel time measurements between 1999 and 2005

We first consider period 1999-2005, for which we did not detect any obvious instrumental errors. Figure 3a shows the apparent travel time variations of surface waves for paths GSC-PAS in the 5 to 10 s

period band, averaged over all components of the correlation tensor, that is including both Love and Rayleigh waves. Results from the positive time of the correlation shown with a blue line correspond to

waves going from GSC to PAS. The red line shows results from the negative part of the NCF corresponding to waves traveling from PAS to GSC.

The path GSC-PAS is nearly perpendicular to the Californian coastline. The negative time of the GSC-PAS NCF is sensitive to sources located in the Pacific Ocean [3] and exhibits smaller fluctuations

than the positive time which is sensitive to sources in the Atlantic Ocean. In the 5-10 s period band the fluctuations on the negative time of GSC-PAS never exceed 0.05 s and has a variance of only 0.0007 s which represents respectively 0.08% and 0.0012% of the Rayleigh waves travel time. This shows that the reconstruction of the Green function is extremely robust.

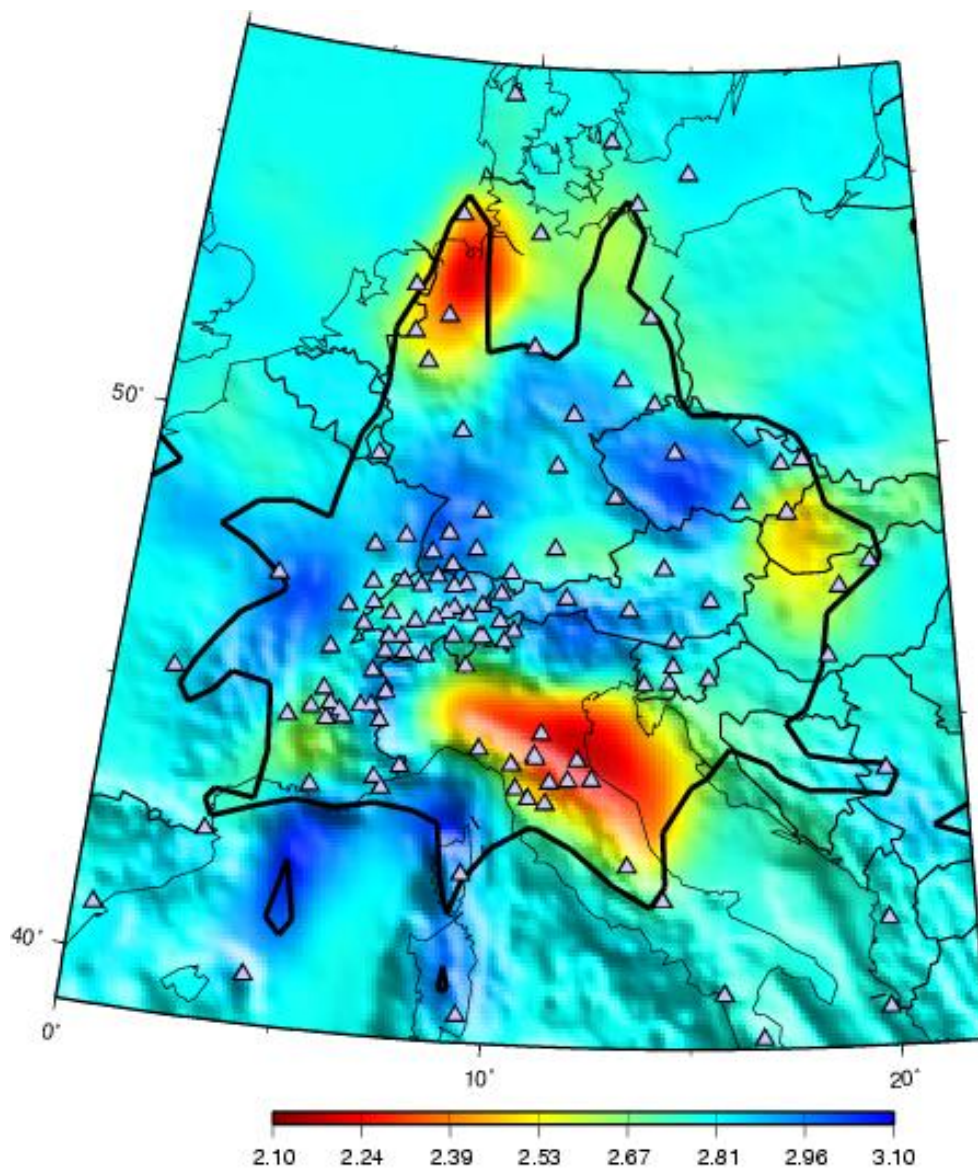


Figure 5: Rayleigh wave group velocity map at 16 s period constructed by cross-correlating one year of seismic noise records between each pair of station.

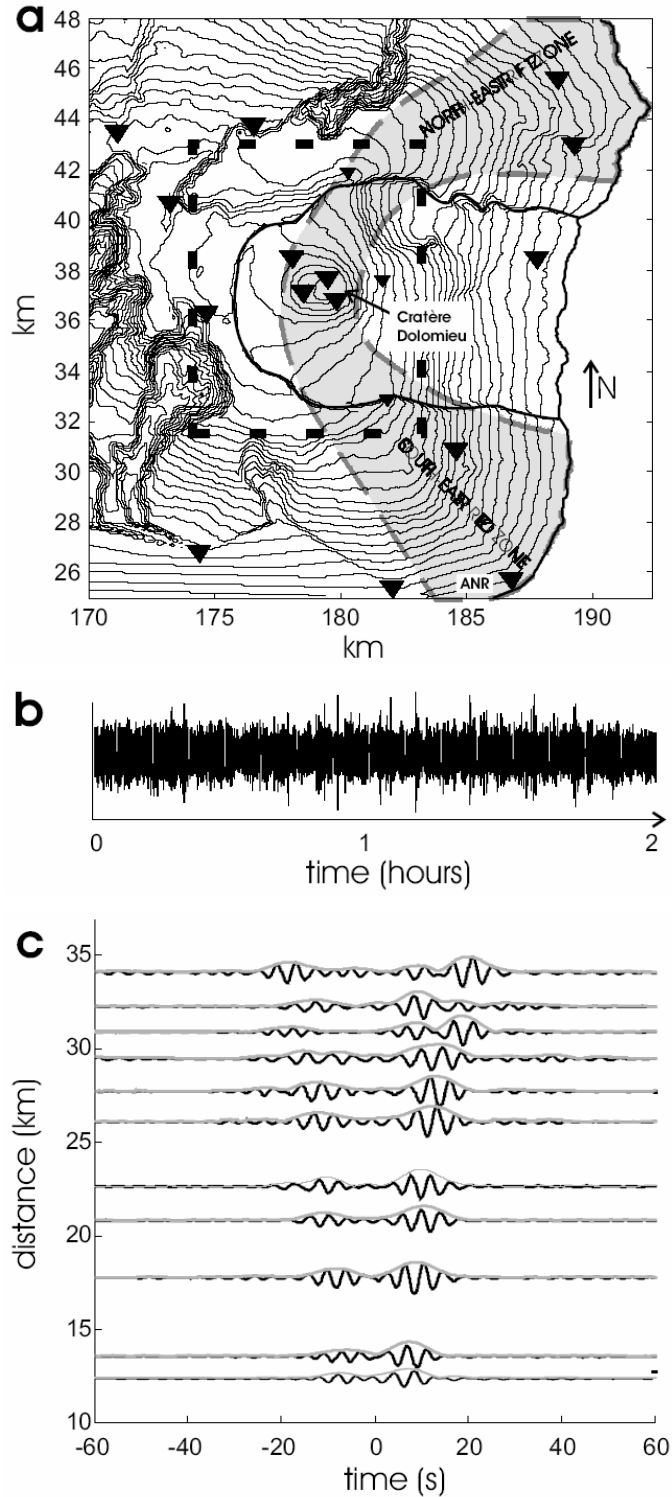


Figure 6: (a) Map of the Piton de la Fournaise volcano. Seismic stations are represented as inverted triangles. The gray zone indicates the limits of the rift zone. The thin dashed rectangle corresponds to the limits of the presented tomographic images. Geographic coordinates are Gauss-Laborde kilometric coordinates (Transverse Mercator). Contour lines of elevation are spaced every 100m. (b) Two hours of ambient seismic noise (ANR). (c) Causal and acausal reconstructed Rayleigh waves (positive and negative times, dominant period=4 s) between station RMR (not shown on the map) and the rest of the network. The trace envelopes are represented as thin gray curves.

IV.3 Evidence of instrumental errors between 1992 and 1996

We now consider the period 1992-1996, for which instrumental errors were detected. Variations of the arrival time for the path GSC-PAS for the 5-10 s period bands during years 1991-1996 are displayed in Figure 3a. Averaged time delays measured from the positive and negative times of the NCF are clearly correlated:

- In 1992, the time delay exhibits a peak reaching 2 s, that can be observe both for positive and negative correlation time with the same polarity.
- A positive time shift is observed during all the considered period on the positive and negative time.
- There is a small positive trend between 1992-1996, which means that the apparent arrival time become larger on the positive time and smaller in the negative time.

IV.4 Correction of the instrumental errors

Apparent travel time fluctuations due to instrumental errors are isolated by averaging the measurement performed in the positive and negative correlation time in the two period bands 5-10s and 10-20s. We distinguish two kind of robust features:

- Rapid fluctuations with a high magnitude: The main of peak of 1992, a minor peak in 1994, the offset of the curve

These observations cannot be related to changes of the physical properties of the crust that would result in fluctuations of opposite polarity for the positive and negative correlation time (i.e. shorter or larger travel time for both positive and negative correlation time). It is also unlikely that such almost perfectly even variations are due to the variations in the distribution of the microseism sources because the positive and negative NCF are not sensitive to sources located in the same region. Moreover, all these features are observed on the two period bands 5-10 s and 10-20 s while noise sources are not expected to be the same (see section 2 and [3]). In conclusion, these even and period-independent time fluctuations strongly suggest a clock drift or instrumental errors at one of the two stations.

between 1991-1996 and 1999-2005.

- Slowly evolving errors: the average values of the measured instrumental error change slightly with time.

By averaging the rapid and slowly evolving instrumental errors measured on the two period bands 5-10 s and 10-20 s we obtain an evaluation of the instrumental errors that can be used to correct the data.

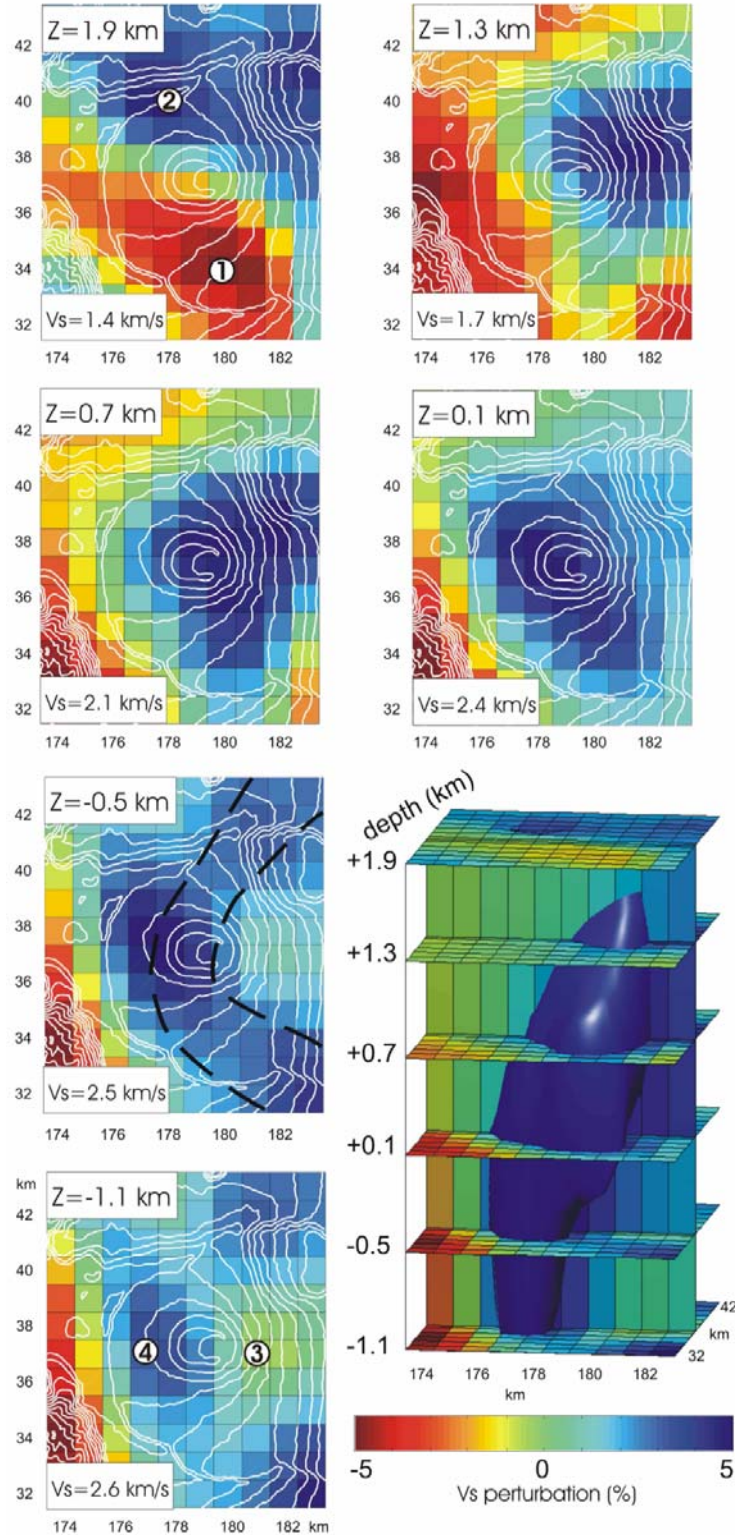


Figure 7: 3D S-wave velocity model. We show 6 horizontal slices extracted from the 3D model at different depths. Average S-wave velocity is shown in white boxes on the bottom of corresponding slices. Black dashed line at depth -0.5 km shows the limits of the rift zone. We also plot a 3D view of the model. The 3D blue patch delimits the iso-velocity perturbation surface corresponding to 2.5% of velocity perturbation. The encircled numbers show the horizontal positions of the vertical velocity profiles shown in Figure 6c.

Figure 3b presents the travel time variations re-measured for the GSC-PAS path between 5 and 10 s after removing the estimated instrumental errors. As expected, the peaks of 1992 and 1994 have completely disappeared, as well as the time shift between the 1991-1996 and 1999-2005 period and the small trend between 1991 and 1996 (Figure 3b).

Travel time fluctuations after the correction of instrumental errors have a variance of 0.012 s and 0.0022s on the positive and negative time, respectively. This represents 0.02% and 0.003% of the travel time of Rayleigh waves. This shows that the Green Functions reconstructed by

correlating ambient seismic noise are accurate enough to detect and to correct small instrumental errors and to measure inter-station travel times with a precision of a few tenths of second for stations 200 km apart.

This measure of instrumental error does not require any assumption on the wave velocity and relies only on the fundamental properties of time symmetry. It could be used routinely to detect instrumentals problems. Finally note that similar synchronization corrections have been successfully performed between underwater acoustic arrays from ocean ambient noise [43].

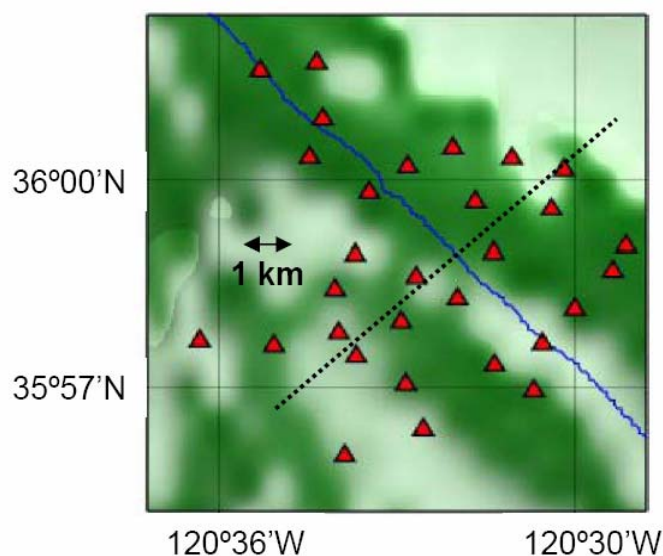


Figure 8: Topographic map of the Parkfield area (an 11-km large square) showing stations (triangles) and SAF (blue).

V. APPLICATION TO IMAGING

We have seen in the section 3 that the spatial distribution of the background

seismic noise in the 5-20 s period band covers a large surface when integrated

over long time. This allows us to retrieve the Green function between two stations by correlating background seismic noise records. The emerging signal of the NCF is dominated by surface waves, since the background seismic noise is mainly made of surface waves. The reconstructed Green function are stable over time (see section 4) and robust enough to measure surface wave propagation time with a precision of a few tenth of a second, independently of the azimuth of the considered station pair

path.

Passive imaging from seismic noise and Rayleigh wave group velocities has been first used by Shapiro *et al* and Sabra *et al* [28, 29] who provided images of the Californian crust. Here, we present two examples of seismic noise processing to produce Rayleigh waves group velocity map at the regional scale in Western Europe and to compute 3D S-velocity model at the Piton de la Fournaise volcano [5].

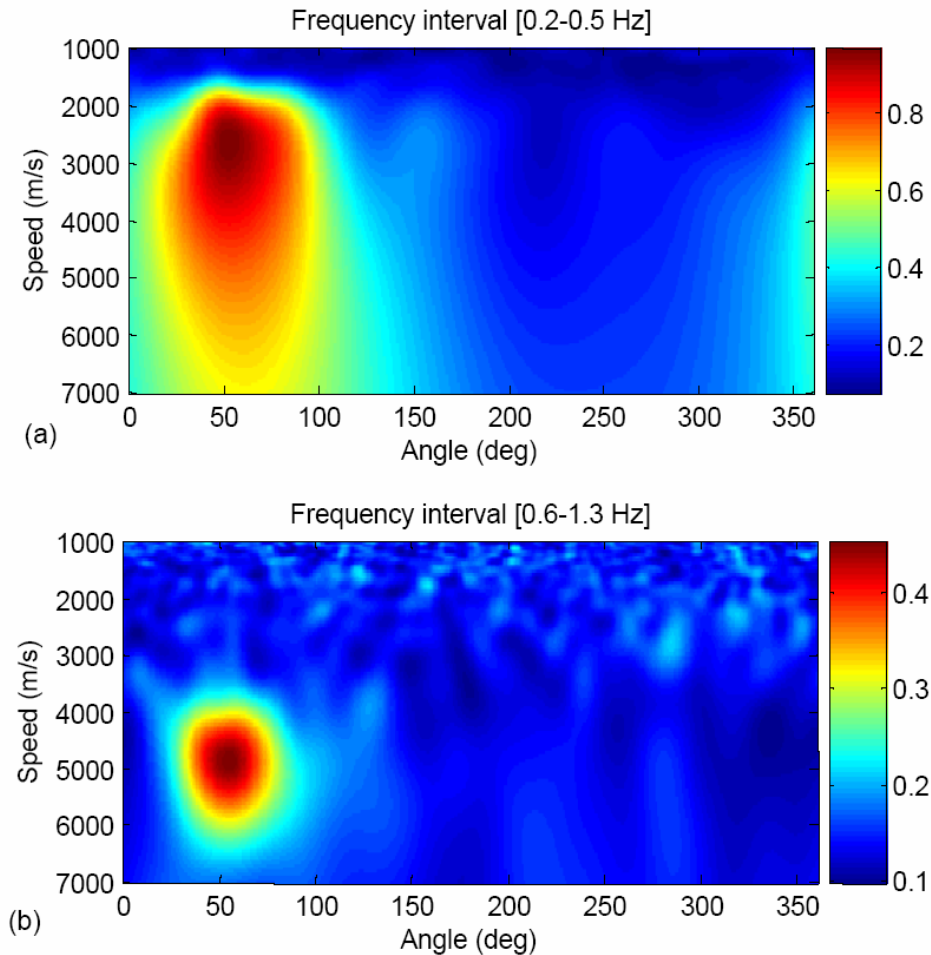


Figure 9: Angular-speed distribution of pre-processed incoming noise on the Parkfield network averaged over one month. Plane wave beamforming is summed incoherently over 100 frequencies from (a) 0.2 to 0.5 Hz and (b) 0.6 to 1.3 Hz. The x-axis corresponds to noise directivity θ (North is 0°), the y-axis to speed c . Units are arbitrary.

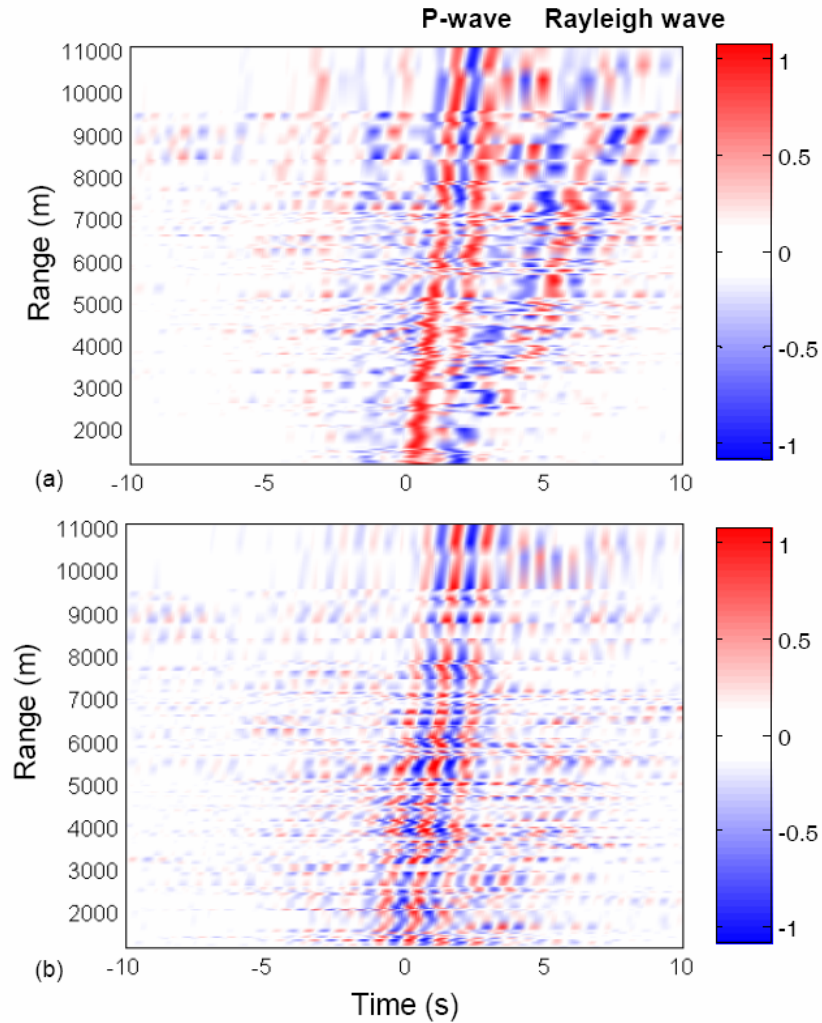


Figure 10: Range-time representation of the Z-Z component of the noise correlation tensor averaged over one month in two frequency bands (a) [0.1-1.3 Hz], and (b) [0.6-1.3 Hz]. Each plot has been normalized by its own maximum.

V.1 Surface wave tomography of Europe

One year of continuous records from October 2004 to October 2005 at 190 3-component broadband stations spreads over Western Europe has been used with a particular emphasis in the Alps (Figure 4). For each station pairs, we computed the one-bit cross-correlation components that include the Rayleigh wave part of the Green function (ZZ, RR,ZR and RZ). The

spectrum of the noise records were whitened in the 5-150 s period band prior to the correlations.

Rayleigh waves dispersion curves are evaluated from the emerging Green function using frequency-time analysis [44,45] for the 17,000 inter-station paths. For each path we get eight evaluations of the dispersion curves since we consider

four components of the correlation tensor (ZZ, RR, RZ and ZR) and both the positive and the negative part of the NCF.

We reject all waveforms (1) with signal to noise ratio lower than seven, (2) with group velocities measured on the positive and negative correlation time differing by more than 5 percents, and (3) with path shorter than two wavelengths.

This result in about 3000 paths over the initial 17000 paths inter-stations

paths at 16 s (Figure 4). We then apply a tomographic inversion following [46] to this data set to obtain a group velocity map on $100 \times 100 = 10,000$ 25×25 km cells across Europe (Figure 5). Several geological features can be seen on the resulting group velocity map, in particular sedimentary basin corresponding to low velocity anomalies such as the Po basin (North Italy), the Rhone Basin (South-East France) and the Pannonia basin.

V.2 3-D S-wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano

Continuous seismic noise, recorded during 18 months (Jul. 1999 to Dec 2000) from 21 short period stations were collected by the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (Figure 6a).

An example of a noise record at one of the stations (ANR) is shown in Figure 6b. All noise records are first bandpass filtered between 1 to 5 s and their spectral amplitude are whitened in order to avoid strong dominant spectral peaks in the background noise.

For each available station pair, the one-bit NCF is computed day per day. Some of the NCFs are rejected upon a signal to noise ratio criterion. The remaining traces are stacked over 18 months. For each path, group velocity dispersion curve are estimated using an automatic Frequency-Time Analysis (FTAN, [44,45]). We manually select

dispersion curves according to group velocity limits and for the station-to-station distance shorter than one wavelength. We finally obtain 75 reliable dispersion curves from which group velocities are extracted for periods equal to 2, 2.5, 3, 3.5, 4 and 4.5 s.

2-D Rayleigh wave group velocity map are obtained from tomographic inversion of the arrival-time measurements at each period using the algorithm described by Barmin et al [46]. Our 2-D model involves $22 \times 28 = 616$ 1×1 km cells. Because of the sparse ray coverage and the low resolution of the data set, we chose to apply a strong smoothing to the tomographic inversion which results is a ~ 4 -km spatial resolution. The inversion results are thus robust and show a moderate variance reduction varying from 38 to 18 % with increasing periods (from 2

to 4.5 s).

Dispersion curves are then extracted from the Rayleigh-wave group-velocity maps for every model cell. We fit these curves by polynomial functions in a least-squares sense and invert them using a Monte-Carlo algorithm [47], the synthetic dispersion curve being calculated using a method by Herrmann [48]. We thus obtain a V_s -versus-depth velocity profile for each cell. We present six horizontal slices as well as a 3-D view of the 3-D smoothed model on Figure 7. The results clearly show the presence of a high velocity anomaly which moves westward with depth (+1.3 to -1.1 km above sea level).

This structure is surrounded by a low-velocity ring interpreted as effusive products associated to the construction of the Piton de la Fournaise volcano on the flank of the older Piton des Neiges volcano. This high velocity anomaly has also been detected by a previous earthquake and active P-wave tomography on the Piton de la Fournaise volcano [49]. Recent works also imaged the presence of a high velocity chimney on different volcanoes [50-54]. We interpret this anomaly as a solidified intrusive magma body. The high velocity anomaly is also well correlated with the rift zone at sea level ($z=-0.5$ km).

VI. P-WAVES EXTRACTION FROM SEISMIC NOISE CROSS-CORRELATION

A main issue in the convergence of the correlation process to the transfer function is the influence of variations in the temporal and spatial distribution of the noise sources. From the temporal point of view, the noise spectrum defines the frequency bandwidth over which the impulse response can be retrieved. When receivers are widely separated, the coherent propagating noise must have sufficient amplitude to be recorded on both receivers despite geometrical spreading and attenuation. This explains why the slowly-attenuated Rayleigh waves have

dominated the impulse response obtained so far from correlation of seismic noise.

In this section, we present results from the correlation function of seismic noise recordings among pairs of stations in the dense Parkfield network, California. When performed on many station pairs at short ranges, the noise correlation function (NCF) demonstrates the presence of both a P-wave and a Rayleigh wave in the NCF.

We processed data recorded on the dense temporary seismic network installed in the Parkfield area between July 2001 and October 2002. One month of seismic

noise recordings were cross-correlated between each pair of 30 broadband 3-component seismic stations located in an 11-km square (Fig 8). This network has been extensively used to monitor and image the San Andreas Fault (SAF) using both man-made explosions and earthquakes as part of the San Andreas Fault Observatory at depth (SAFOD) project. Inversion results have confirmed the spatial heterogeneity of P-wave velocity across the Fault up to 6 km in depth [55-58].

At first, frequency-incoherent beamforming is performed using the $N=30$ stations of the network to determine the average velocity c and direction θ_0 of the seismic noise (Fig. 9). Beamforming is performed in two bandwidths of interest [0.2-0.5 Hz and 0.6-1.3 Hz] on data segments of one day of seismic noise, recorded in February 2002, as:

$$B(\theta, c) = \frac{1}{\Delta\omega} \int_{\omega_c - \Delta\omega/2}^{\omega_c + \Delta\omega/2} \left| \sum_{i=1}^N \tilde{S}_i(\omega) \exp \left[i \frac{\omega}{c} (x_i \sin \theta + y_i \cos \theta) \right] \right| d\omega \quad (8)$$

where ω_c is the central noise frequency and $\Delta\omega$ the frequency bandwidth, $\tilde{S}_i(\omega)$ is the complex Fourier component at frequency ω of the noise signal $S_i(t)$ on the i^{th} seismic station ($i \in [1, N]$), and (x_i, y_i) are the longitude/latitude coordinates of station i . Working with a dense seismic network having a small coverage area

allows to determine an average apparent incoming velocity for this zone using plane wave beamforming. In the two frequency bandwidth, the noise field clearly originates from the Pacific Ocean with an incident direction $\theta_0=55^\circ$ on the Parkfield network. On the other hand, the low frequency beamformer exhibits an apparent velocity of 2.8 km/s compatible with a Rayleigh wave (Fig. 9a) while the upper frequency beamformer shows an apparent velocity of 5 km/s (Fig. 9b).

Since Fig. 9 reveals a strong directivity in the seismic noise, only the station pairs aligned with the noise main direction θ_0 are chosen to compute the point-to-point NCF. Restricting the cross-correlations to those pairs ensures that 1) the travel time of the main peak of the NCF is not biased and corresponds to the actual travel time of the Green's function between the stations [19,20] and 2) the signal-to-noise ratio (SNR) of the NCF is maximized. Practically speaking, 145 station pairs are selected in the Parkfield network whose angles θ_{ij} are included in a directivity angle $\Delta\theta = |\theta_{ij} - \theta_0| \leq \sqrt{c/R_{ij}\omega_c}$ dependent on the distance R_{ij} between stations and the frequency characteristics of the seismic noise field [12].

The NCF is computed for each selected station pairs as in Eq.(4) and coherently averaged over 30 days to

further increase the SNR. Figure 10a is a display of the NCFs obtained for the 145 selected pairs sorted by ascending range R_{ij} . A propagating wavefront clearly appears at high frequency (Fig. 10b) which corresponds to a ~ 5 km/s velocity wave. A polarization study between the Z-R and Z-Z components of the correlation tensor confirmed the P-wave nature of this wavefront [6].

Going back to Fig. 9b, we note that the apparent velocity of the P-wave corresponds to the P-velocity at the turning point. Recent inversions of the P-wave

velocity profile reveal a strong velocity gradient at the surface, the 5km/s speed being reached at no more than 1.5 km in depth on the west side of the SAF. This confirms that the noise sources that excite P-waves are local and can't be confused with deep incident waves that would hit the seismic array with a much higher apparent velocity. One realistic hypothesis is that P-waves are locally generated by conversion of incident Rayleigh waves coming from the Pacific by local heterogeneities at the Earth's surface or subsurface [59].

VII. REFERENCES

- [1] Y. Colin de Verdiere (2006a), <http://fr.arxiv.org/abs/math-ph/0610043/>
- [2] Y. Colin de Verdiere (2006b), <http://fr.arxiv.org/abs/math-ph/0610044/>
- [3] Stehly et al (2006), *JGR* Vol 111.
- [4] Stehly et al (2007), *submitted*.
- [5] Brenguier et al (2007), *GRL* 34.
- [6] Roux et al (2005), *GRL* 32, L19303.
- [7] Duvall et al (1993), *Nature*, 362, 430-432
- [8] Gilles, et al (1997), *Nature*, 390, 63-64.
- [9] Weaver, R. L., and O. I. Lobkis (2001), *Physical Rev. Lett.*, 87(13).
- [10] Kubo, R. (1966), *Rep. Prog. Phys.* 29, 255-284.
- [11] Derode et al (2003), *J. Acoust. Soc. Am.*, 113, 2973-2976.
- [12] Roux et al (2004), *J. Acoust. Soc. Am.*, 116, 1995-2003.
- [13] Wapenaar, K.(2004), *Phys. Rev. Lett.* 93, 254301.
- [14] Derode et al (2003), *Appl. Phys. Lett.*, 83, 3054-3056.
- [15] Lobkis, O. I and R. L Weaver (2001), *J. Acoust. Soc. Am*, 2001a.
- [16] Larose et al (2004), *Journal of Applied Physics*, 95, 8393-8399.
- [17] Roux, P., and W. A. Kuperman (2003), *J. Acoust. Soc. Am*, 116, 1995-2003.
- [18] Campillo, M., and A. Paul (2003), *Science*, 299, 547-549.
- [19] Snieder, R. (2004), *Physical Review E*, 69.
- [20] Roux et al (2005), *J. Acoust. Soc. Am.*, 117, 79-84.
- [21] Godin, O. A (2007), *submitted*.
- [22] Aki, K., 1957. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456
- [23] Sanchez-Sesma et al (2006), *GRL*, 33.

- [24] Sanchez-Sesma, F., and M. Campillo (2006), *BSSA in press*.
- [25] Shapiro, N., M. Campillo (2004), *GRL*, 31, doi: [10.1029/2004GL019491](https://doi.org/10.1029/2004GL019491).
- [26] Campillo, M. (2006), *Pure App. Geophys.*, 163, 475-502.
- [27] Larose et al (2006), *Geophysics*, Vol 71, issue 4.
- [28] Shapiro et al (2005), *Science*, 307, 1615-1618.
- [29] Sabra et al (2005), *GRL*, 32, doi: [10.1029/2005GL023155](https://doi.org/10.1029/2005GL023155).
- [30] Larose et al (2005), *GRL*, 32 (16), L16201, doi: [10.1029/2005GL023518](https://doi.org/10.1029/2005GL023518).
- [31] Weaver, R.L., and O.I. Lobkis (2005), *J. Acoust. Soc. Am*, 117, 3432–3439.
- [32] Sabra et al (2005), *GRL*, 32.
- [33] Friedrich et al (1998), *J. of Seismology*, 2, 47-48
- [34] Ekström, G. (2001), *JGR*, 106, 26,483-26,494, doi: [10.1029/2000JB000086](https://doi.org/10.1029/2000JB000086).
- [35] Gutenberg, B. (1951), *American Meteorological Society*, pp. 1303-1311.
- [36] Longuet-Higgins, M. (1950), *Philos. Trans.R.Soc.Lond*, 243, 137-171.
- [37] Derode et al (1999), *J. of Applied Physics*, 89(9), 6343-6352.
- [38] Pedersen et al (2006), *submitted*.
- [39] Schulte-Pelkum et al *G3*, 5, 3004, doi: [10.1029/2003GC000520](https://doi.org/10.1029/2003GC000520).
- [40] Van Tiggelen, B. (2003), *PRL*, 91(24).
- [41] Paul et al (2005), *JGR*, 110, 8302, doi: [10.1029/2004JB003521](https://doi.org/10.1029/2004JB003521).
- [42] Rhie, J., and B. Romanowicz (2004), *Nature*, 431, 552-554.
- [43] Sabra et al (2005), *IEEE J. Of Oceanic Engineering*, 30(2), pp 338-347.
- [44] Levshin et al (1989), *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*.
- [45] Ritzwoller, M., and A. L. Levshin (1998), *JGR*, 103(4839-4878).
- [46] Barmin et al (2001), *Pure and appl. Geophys.*, 158, 1351-137
- [47] Shapiro et al (1997), *GJI*, 128, 151-166.
- [48] Herrmann R.B. (1987), St Louis University, St Louis, MO.
- [49] Lankar V. (1997), PhD, *Institut de Physique du Globe de Paris*, France.
- [50] Laigle et al (2000), *JGR*, 105(B9), 21.633-21.646.
- [51] Tanaka et al (2002), *GRL*, 29, 59-62.
- [52] Zollo et al (2002), *GJI*, 151, 566-582.
- [53] Sherburn et al (2006), *GJI*, 166, 957-969.
- [54] Patan et al (2003), *Science*, 313, 821-823.
- [55] Ben-Zion, Y and P. Malin (1991), *Science*, 251, 1592-1594.
- [56] Catchings et al, (2002), *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 2493-2503.
- [57] Thurber et al (2004), *GRL*, 31, L12S02.
- [58] Hole et al (2006), *GRL*, 33, L07312.
- [59] Aki, K., and P. G. Richards (1980), W. H. Freeman & Co, 487-498.

VOLCANOLOGIE ET CHIMIE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

GÉOMAGNÉTISME ET AÉRONOMIE

New Perspectives on Mars' Crustal Magnetic Field

BENOIT LANGLAIS¹ & YOANN QUESNEL^{1,2}

1 CNRS UMR 6112, Nantes Atlantique Université, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Faculté des Sciences et Techniques, 2 rue de la Houssinière, 44300 Nantes cedex, France

2 Now at GFZ Potsdam, Section 2.3 Earth's Magnetic Field, Telegrafenberg, 14477 Potsdam, Germany

Benoit.Langlais@univ-nantes.fr

Abstract The planet Mars lacks today a planetary, dynamic magnetic field. Instead, the Mars Global Surveyor NASA spacecraft detected strong, intense, localized magnetic fields of lithospheric origin. On the average, these magnetic fields are one to two orders of magnitude larger than the terrestrial lithospheric fields at comparable altitudes. The current distribution of magnetic fields results from past magnetization and demagnetization processes. The magnetic minerals of the crust acquired a remanent magnetization while cooling under their Curie temperature in the presence of a magnetic dynamo. This dynamo subsequently shut down, and the remanent magnetization was altered by surface or deep events, such as impact craters or volcanic activity. This crude scenario can be more accurately specified, by interpreting global and local models of the current magnetic field of Mars in terms of magnetization intensities and directions. Some specific areas are studied, including the intensely magnetized Terra Sirenum, as well as the magnetic anomaly associated with Apollinaris Patera. Magnetic minerals could be of primary and/or secondary origin; this latter would imply an early hydration of a basaltic crust. A scenario, in which Mars experienced a major polar wander due to the Tharsis bulge, prior to the cessation of its dynamo, is proposed and discussed.

Key words *Mars, Lithospheric Magnetic Field, Paleodynamo, Remanent Magnetization*

Nouvelles Perspectives sur le Champ Magnétique Crustal de Mars

Résumé La planète Mars n'a actuellement pas de champ magnétique dynamique global. En fait, la mission de la NASA Mars Global Surveyor a mis en évidence un champ magnétique lithosphérique très intense et très localisé. En moyenne, ces champs magnétiques sont un à deux ordres de grandeur plus forts que ce que l'on observe sur la Terre. La répartition de ce champ magnétique lithosphérique est le résultat de processus anciens d'aimantation et de désaimantation. Les minéraux magnétiques de la lithosphère ont acquis leur aimantation en présence d'une dynamo martienne, lorsque ils ont refroidi sous leur température de Curie. Cette dynamo martienne s'est ensuite arrêtée, et l'aimantation lithosphérique rémanente a été modifiée par différents phénomènes en surface ou en profondeur, comme des impacts ou des volcans. Ce scénario d'évolution très simpliste peut être affiné, grâce à l'interprétation de modèles globaux et locaux du champ magnétique de Mars, en termes de direction et d'intensité de l'aimantation. Des zones particulières sont étudiées, dont la région très aimantée de Terra Sirenum, et l'anomalie magnétique associée au volcan Apollinaris Patera. Les minéraux magnétiques peuvent avoir une origine primaire ou secondaire, ce qui implique alors une hydratation précoce de la croûte martienne. Un scénario, dans lequel l'axe de rotation de Mars s'est fortement déplacé à cause de la mise en place du complexe volcanique Tharsis, est présenté et discuté.

Mots clefs Mars; Champ Magnétique Lithosphérique, Paléodynamo, Aimantation Rémanente

I. INTRODUCTION

Mars and the Earth differ in several aspects, including size, color, atmosphere, water, and topography. However, their internal structures are very alike, as it has been inferred from the mean density and the moment of inertia, complemented by meteorite analyses. The martian crust is on average 50-km thick, as it has been

inferred from geoid and topography analyses [Wieczorek and Zuber, 2004]. Beneath this crust, there is a silicate mantle, between 1300 and 1800 km thick. At the center, there is a metallic, iron-rich core. The exact state of the core remains unknown, even if recent observations concluded that it has to be at least partially

liquid [Yoder *et al.*, 2003].

The existence of an active magnetic dynamo on Mars was debated until 1996, when the NASA mission Mars Global Surveyor (MGS) was launched. This spacecraft was designed to study the past and present geological and geophysical evolution of Mars. Together with Mars Pathfinder, MGS was the first successful mission to Mars since the Viking 1 and 2 missions in 1975. MGS was also the first mission devoted to the study of the magnetic field of Mars, thanks to the MAGnetometer and Electron Reflectometer (MAG/ER) package. Prior to MGS, very few spacecrafts had carried magnetometers, and only Mariner 4 [Smith *et al.*, 1965], and Mars 2, 3 and 5 [Dolginov *et al.*, 1973] made some measurements at large distances of the planet. Conclusions were poor about the existence of a dynamic (i.e. reversing) or fossil magnetic field. Experiments on Viking were also inconclusive [Hargraves *et al.*, 1977], as well as the results from the Phobos 2 spacecraft [Riedler *et al.*, 1989]. The measurements made on board MGS were thus eagerly awaited.

MGS was inserted around Mars on Sept. 2nd 1997 on a very elliptical orbit. Its low periapsis made it possible to measure the magnetic field at very low altitude (as low as 90 km) for a short period of time.

Such measurements were performed as early as during the 4th orbit. These first measurements led to the conclusion that Mars lacks today a global, planet-scale, magnetic field [Acuña *et al.*, 1998].

The magnetic field of Mars is characterized by localized, sometimes very intense, magnetic field anomalies. The term 'anomalies' here refers to anomalous with respect to the global (zero) field of Mars, by analogy with the terrestrial lithospheric magnetic field anomalies. This came as a major surprise, as it was not envisaged that a remanent magnetic field could be that intense (MGS measured fields as large as 1500 nT at 90 km altitude, above the very cratered Terra Cimmeria and Terra Sirenum areas). Such remanent magnetic fields are the relics of an ancient, now extinct, dynamic magnetic field, modified by several alteration processes (volcanoes, impact craters, ...). Any interpretation consequently relies on a careful analysis of magnetic measurements, but also on the understanding of the different processes that affected the remanent magnetization during Mars' history.

In the following, we discuss only the internal magnetic field of Mars. We first present the lithospheric magnetic field of Mars as it is modeled from MGS magnetic measurements. We then focus on

local anomalies, using different modeling approaches. These local analyses allow some interesting properties of the ancient

magnetic field of Mars to be investigated, which bring new and important constraints on Mars' formation and evolution.

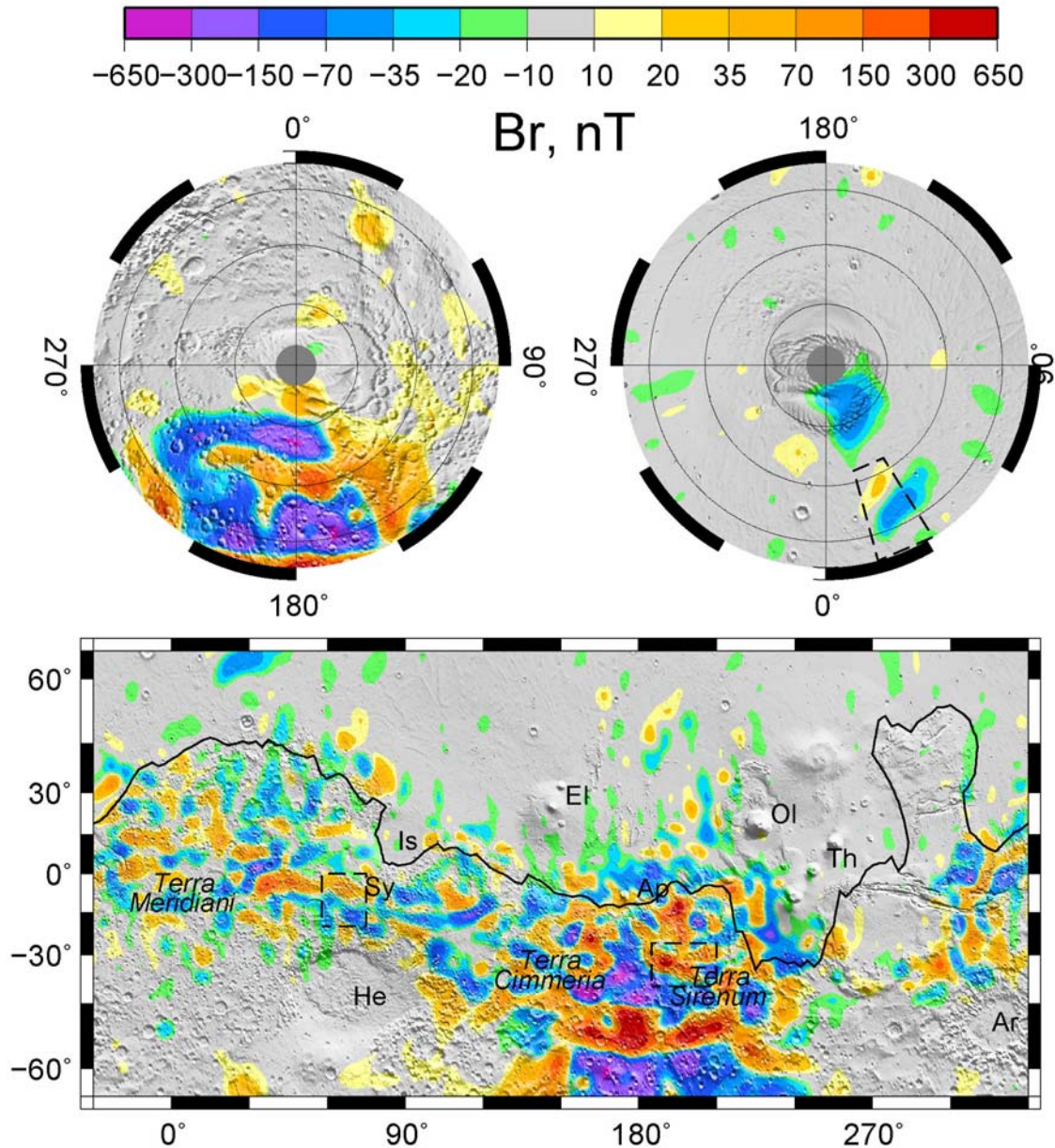


Figure 1: Magnetic field (radial component) predicted at 200-km altitude, from the Equivalent Source Model of [Langlais *et al.*, 2004], superposed onto a shaded relief of Mars. Abbreviations denote Hellas, Syrtris Major, Isidis, Elysium, Apollinaris Patera, Olympus Mons, Tharsis, and Argyre. The three areas correspond to the ones studied by Quesnel, 2006 and Quesnel *et al.*, 2007. See text for details.

II. A GLOBAL MAP THE MARTIAN MAGNETIC FIELD

MGS was in orbit around Mars between Sept. 97 and Nov. 2006. Several orbital phases were originally planned, namely a short AeroBraking (AB) period, followed by a Mapping Orbit (MO) cycle period, MGS being then supposed to serve as a radio relay for other missions. But because a structural problem occurred very early in the mission, the orbit circularization was slowed down and the MO phase was delayed. Due to solar conjunction, a Science Phase Orbit (SPO) was intercalated between what was called AB-1 and AB-2. During this 6-month phase, MGS was on a elliptical orbit (175x17800 km) during which the MAG/ER experiment stayed on. MGS entered its MO cycles in March 1999, and flew during more than 34000 orbits.

MGS measured the three components of the magnetic field, B_r (radial field, positive upward), B_θ (horizontal North-South, positive South), and B_ϕ (horizontal East-West, positive East). The accuracy is of the order of 1 nT for each component [Acuña, 2003], resulting of a combination of sensor uncertainties and spacecraft-generated magnetic fields. Mainly because the altitude is constantly changing along orbit, it is difficult to directly interpret magnetic field measurements in terms of correlations with geologic structures, or in

terms of magnetization contrasts of the lithosphere.

On the Earth, magnetic field measurements made at different altitudes are generally combined into spherical harmonics models [Cain *et al.*, 1989]. However, this method is very sensitive to incomplete data coverage [Schmitz *et al.*, 1989]. In contrast, equivalent source dipole (ESD) [Purucker *et al.*, 1996] approach is less sensitive to geographical data distribution. In addition, it gives insights on what could be the magnetization contrasts in the source region.

Using this method, Langlais *et al.* [2004] produced a global map of the martian magnetic field at a constant altitude. The model is based on 4840 equivalent sources, located below Mars' surface. Sources are placed onto an equi-surface grid, using an icosahedral network (spherical triangles). The mean resolution of the model is related to the mean space interval between adjacent sources, namely 170 km, representing 2.92 degrees at the equator.

One of the major differences with terrestrial studies is that the magnetization is not induced, i.e. aligned onto the core, main magnetic field. As a consequence, there are no a priori constraints on the magnetization directions; all three components of the magnetization were

thus solved for. The magnetic field computed at a given location is the sum of all dipole contributions. In order to limit the size of the inverse problem, only dipoles within 1500 km of the observation are considered. Measurements of the three MGS phases were used. Local time selection was applied on SPO and MO datasets, in order to avoid the expected larger external magnetic field of the day time. Outliers were removed, by comparing measurements to an earlier model prediction [Purucker *et al.*, 2000]. Measurements were subsequently averaged onto $1^\circ \times 1^\circ \times 10$ km, resulting in 75380 bins for the MO dataset and 103996 bins for the joint AB and SPO datasets. Whenever possible, associated variance (with respect to the mean value) was computed and used during the inversion. Several models were computed, using either one or the other data subset, and based on different ESD mean spacing. An iterative scheme was performed, and inversions were stopped when the root mean square (rms) differences between observations and model predictions did not evolve by more than 1% between successive iterations. Final model rms are of the order of 3 nT for each components for the MO dataset, and of the order of 20 nT for the joint AB/SPO dataset.

This discrete model can be used to compute the magnetic field of Mars at a

constant altitude, for altitudes larger than the model resolution. We show on Figure 1 the radial component of the magnetic field, computed at a constant altitude of 200 km. The magnetic field is relatively weak, ± 10 nT, everywhere North of the topographical dichotomy. Two features can nonetheless be identified, close to $(185^\circ\text{E}, 45^\circ\text{N})$ and $(30^\circ\text{E}, 65^\circ\text{N})$. These two magnetic anomalies reach amplitudes of 60 nT at spacecraft altitude. The case for the southern hemisphere is very different. There are very intense magnetic fields, up to ± 650 nT above Terra Cimmeria and Terra Sirenum. The largest volcanic provinces, Tharsis, Elysium, Olympus, are not associated with magnetic anomalies. The largest impact craters (Hellas, Argyre, Isidis) also lack magnetic signals.

These observations imply that these destructive events took place after the Martian magnetic dynamo had shut down. As a consequence, only some parts of the lithosphere kept its remanent magnetization, acquired while the dynamo was still active. The scenario in which the dynamo started after these events [Schubert *et al.*, 2000] is unlikely, as magnetized terrains are older than the de- or non magnetized ones. The observed magnetic field in the early history of Mars could arise from two kinds of dynamo generation: thermal or compositional

(Stevenson, 2001). An early thermal dynamo, however, is favored by thermal evolution models [e.g. Hauck and Phillips, 2002; Breuer and Spohn, 2003, 2006; Williams and Nimmo, 2004]. Assuming an initially hot core, with a 14% sulphur composition [Breuer and Spohn, 2003, 2006], the growth of the inner core would not have started before 3 billion years (Gyr), which is not compatible with the magnetization of the ancient, > 4 Gyr old units of the southern hemisphere. Furthermore, the thickening of the lithosphere would progressively turn the convecting regime into a stagnant lid regime, thus facilitating the dynamo shutdown. [Breuer and Spohn, 2003]. Any thermal convection in the core does indeed rely on the ability of the mantle to evacuate the core heat to the surface of the planet. However, because of the limited lateral resolution of the MGS-based magnetic models, it is difficult to ascertain the timing of the dynamo and of its shutdown [Langlais, Thébault and

Quesnel, Large impact demagnetization on Mars, in prep.] (denoted as [Langlais *et al.*, in prep.] in the following).

Lower altitude magnetic fields remain unknown. Downward continuations, based on spherical harmonics models [Cain *et al.*, 2003] predict fields as large as 12000 nT. However, this value has to be seen as a minimum one, since models do not take into account the short, very energetic wavelengths of the magnetic field. It is possible that surface magnetic fields of lithospheric origin are of similar amplitude than the Earth' main magnetic field. Such large intensities imply that the magnetic mineral content is higher on Mars, and/or that the ancient, dynamic magnetic field, was more intense. Although non-unique, the magnetization model of [Langlais *et al.*, 2004] predicts magnetization as large as 12 A/m for a 40-km thick lithosphere. In order to improve the resolution of this Martian magnetization global model, more regional studies are needed.

III. LOCAL STUDIES

Remanent magnetic anomalies trace both the ancient magnetic field and the processes that locally modified the magnetization since the dynamo shut down. However, since it is very difficult to study Mars' surface as a whole, local

studies are easier to performed. This can be done using forward approaches, using simple geometry magnetized bodies (spheres, surface disks, vertical prisms, ...) [Blakely, 1995; Telford *et al.*, 1976]. In this case, magnetization and location

parameters have to be systematically explored, and the set of parameters associated with the closest-from-the-observations predictions are kept. However, it is not possible to make an exhaustive exploration of the different parameters. In addition, some parameters are too correlated with each other to allow an unique solution to be found. This approach is limited, as it implies simple geometry bodies, and isolated magnetic anomalies.

III.1 Semi-inverse approach

The semi-inverse method [Quesnel, 2006] is a two-step method. It can be applied on any area. First, a raw, forward approach is applied, based on homogeneously magnetized spheres. This first step gives some hints on the source characteristics (number of sources, approximated location and magnetization components). These characteristics are used in the second step, as *a priori* knowledge of the solution in the inverse problem [Tarantola and Valette, 1982]. This two-step method was proven to be efficient on terrestrial studies, by comparing its results to other geophysical information on a metamorphic complex South of the Armorican Massif [Quesnel, 2006]. On synthetic datasets, the efficiency of the method was also shown to be improved when the inversion is based on multi-altitude datasets, such as

It is also possible to apply an inverse scheme. Two approaches have been developed. A local inversion, using equivalent sources and *a priori* information, and a local version of the equivalent source dipole approach. The main difference between these methods is that the second one uses sources that are located onto an equi-surface array, while in the first one, both magnetization parameters and source locations are investigated.

the one MGS provided [Quesnel *et al.*, 2006].

This method was applied on three distinct Martian areas [Quesnel, 2006], representative of the martian magnetic anomalies. A first area is located within the heavily cratered Terra Sirenum. Magnetic field is as intense as 1300 nT at 100 km altitude. While the anomalies appear to be scattered at low altitude, they coalesce at high altitude. The semi-inverse method is particularly adapted in this case. The second area is located between Hellas (to the South) and Syrtis Major (to the North). This area is also cratered, but the magnetic field is weaker, close to 400 nT at 100-km altitude. The last area is chosen in the northern hemisphere, within Vastitas Boralis, where an anomaly was clearly identified [Hood and Zacharian, 2001].

This anomaly is only 125 nT large at low altitude. It becomes very weak at high altitude, close to 10 nT.

Many tests were performed, in order to assess the accuracy of the method and its sensitivity with respect to the input parameters. The relationship between magnetic field anomalies and magnetized bodies is non unique. This is the reason why *a priori* information is required in this approach. *A priori* data errors, as well as *a priori* parameter errors, are also used. Large parameter errors will allow a faster convergence through a solution, while a small one will prevent the code to converge to a solution. Resulting models are *a posteriori* tested versus their associated χ^2 :

$$\chi^2 = \sum^{N_{obs}} \left(\frac{d_m - d_o}{\sqrt{C_{d_o d_o}}} \right)^2 \frac{1}{N_{obs}}$$

where d_o and d_m are the observed and modeled field, $C_{d_o d_o}$ is the covariance associated with the measurements, and N_{obs} is the number of observations, respectively. This value has to be as low as possible. Another criterion that is used is the distribution of the differences between model predictions and observations: it has to be as close to a Gaussian distribution as possible. If necessary, possible outliers are removed, and *a priori* parameter errors are modified in order to optimize these two quality criteria.

We detail the results associated with the first area [Quesnel *et al.*, 2007]. Data were first selected with respect to their altitude, which leads to two distinct datasets. Source parameters were then investigated using either one or the other or both datasets. Three magnetized bodies were chosen for this area. Models based on a single low- or high-altitude dataset failed to correctly predict high- or low- altitude measurements. The use of both datasets strengthened the results.

Despite the relative proximity of the three magnetic sources, they are associated with different magnetization parameters. They however have a similar and intense magnetic moment, of the order of $2 \cdot 10^{16}$ A.m². Their depths range between 30 and 60 km. Assuming the magnetic sources to tangent-to-the-surface spheres, their magnetization would be 54 and 32 A/m for the deepest ones, and up to 143 A/m for the shallowest one. Such values are not met on the Earth on such large scales ($> 10^5$ km³). The magnetization directions also vary, from a steep (-50°) inclination, to a sub horizontal (~20°) inclination for the last one. The 3-body model predicts more than 57% of the raw signal. Correlation coefficients exceed 0.95 for B_r and B_θ (B_ϕ is more polluted by external fields, and as a consequence, more difficult to model with lithospheric sources). Rms differences are of the order

of 100 and 20 nT for the low- and the high-altitude datasets, respectively; these are to compare to rms measurements of the

III.2 Equivalent Sources

These relatively large residuals are due to the implicit simplicity of the model. Only three sources are used to predict magnetic field measurements over an area that is 1300x1000 km² wide. In order to decrease the residuals, one can use more sources (thus increasing the complexity of the inversion scheme), or one can use a localized version of the ESD approach. The latter was applied by [Langlais and Purucker, 2007], above Apollinaris Patera, a Martian shield volcano associated with a magnetic anomaly. This volcanic edifice is located in (9.3°S, 174.4°E), slightly North of the Martian dichotomy. It extends over near 200 km, with a 75-km wide caldera. Recent crater counts showed that this edifice was completed 3.74 Gyr ago [Werner, 2005]. Its oldest visible surface is 3.98 Gyr old, but it is very likely that its initial activity is older.

The volcano is associated with a strong magnetic anomaly, reaching 200 nT at 100-km altitude. MGS provided a few passes at low-altitude above this area. The comparison with high-altitude data is essential, as it confirms the correlation between the magnetic anomaly and the volcanic edifice. The radial component

order of 400 and 50 nT. Similar conclusions can be drawn over the other two areas.

changes its polarity above the volcano at both altitude, while the B_{θ} component presents a local maximum. This is typical of a horizontally magnetized body that would be located below the volcano [Telford et al., 1976].

This magnetic anomaly was studied using a localized ESD method. A caveat of this method is that it relies on sources a priori located on a regular grid. Since the dipoles have to be as equidistant as possible, it is not possible to choose the location of a particular dipole. In counterpart, it is relatively easy to increase the number of sources, keeping in mind that the most remote ones will be affected by edge effects. The anomaly was studied using three assumptions. First, a single source was located in the vicinity of the volcano. Several locations were tested, allowing the dependence of the source parameters to be evaluated. Very stable inclinations and declinations were found. The exact location of the dipole source had little influence on the field predictions. Then, more sources were used. Dipoles were placed on a hexagonal mesh. A non-uniform magnetization case was studied, in which no constraints were imposed on

the magnetization. Second, the directions of the magnetization were set with respect to the mean magnetic paleopole computed

in the one-dipole case, leading to the uniform magnetization case.

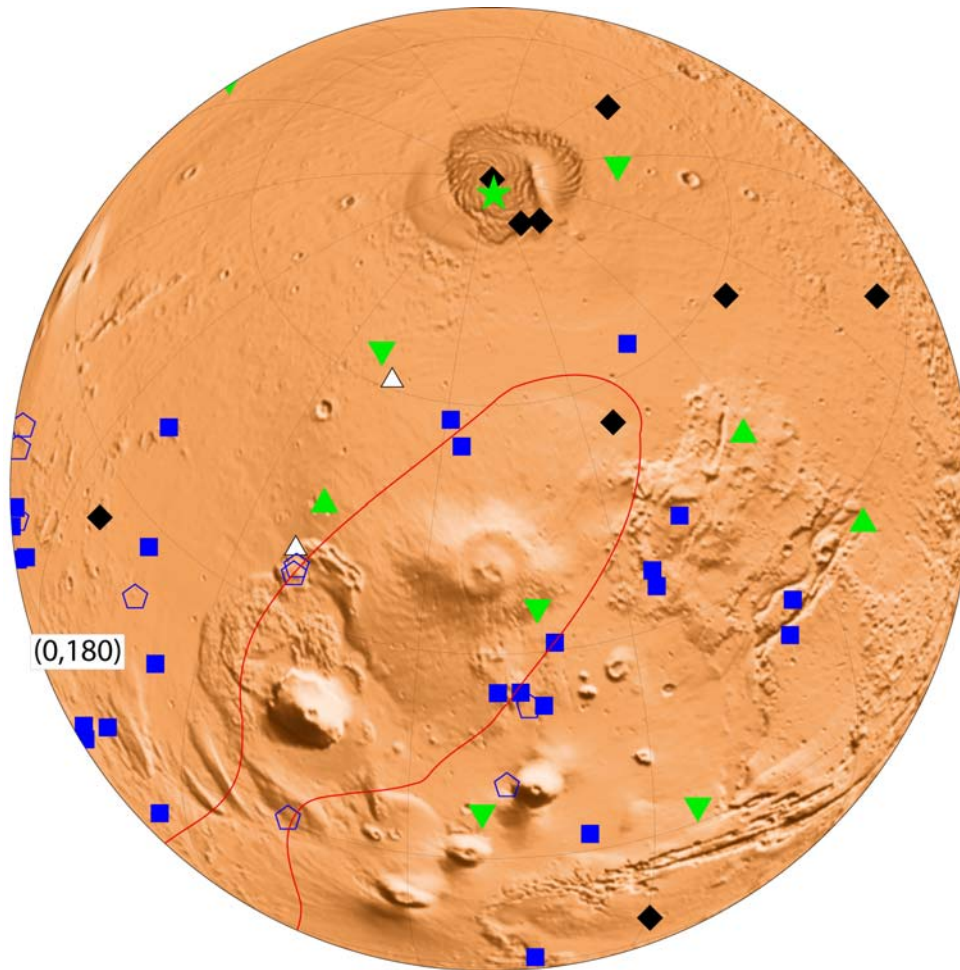


Figure 2 : Location of magnetic paleopoles as computed in several studies: \triangle Hood and Zakharian, 2001; \blacklozenge Frawley and Taylor, 2004; \blacklozenge Arkani-Hamed, 2001; \blacklozenge Sprenke, 2005; \blacksquare Boutin and Arkani-Hamed, 2006; \blacktriangledown Quesnel, 2006; \blackstar Langlais and Purucker, 2007; \blacktriangle Quesnel *et al.*, 2007.

Up to seven concentric hexagons were used for the sources. The mean distance between adjacent sources is 1.9° , or 100 km, corresponding to the minimum altitude of the measurements. The optimal number was *a posteriori* evaluated, by comparing rms differences between different configurations in a small area

around the volcano. Only the innermost sources were used to infer magnetic paleopole locations, the other one being corrupted by other, more distant, magnetic anomalies. Rms residuals were as low as 3 nT for the mapping orbit data. The uniform and the non-uniform magnetization cases allowed the coherency

of the magnetization directions to be evaluated. First, the magnetization remains positive around the volcano for the uniform magnetization case (a negative magnetization would correspond to a magnetization acquired in a reversed direction magnetic field dynamo). More interestingly, the directions computed in the non-uniform magnetization model are very consistent. Magnetic paleopole

locations were evaluated: the seven closest sources are associated with paleopoles that cluster around (87.8°S, 99.2°E), with a corresponding α_{95} equal to 18°. This value would be large for a terrestrial analysis, but the equivalent sources are located on a very large area. Typical dispersion associated with equatorial sources is of the order of 13° [Merril *et al.*, 1996], which is comparable with this study.

IV. IMPLICATIONS FOR EARLY MARS

In this section, we discuss the previous modeling results in terms of constraints for

early Mars' evolution.

IV.1 Polar wander

Many studies with regards to magnetic paleopoles have been conducted [Arkani-Hamed, 2001; Hood and Zakharian, 2001; Frawley and Taylor, 2004; Hood *et al.*, 2005; Boutin and Arkani-Hamed, 2006]. All these studies rely on the assumption that the paleomagnetic field was centered, axial and dipolar, as it is the case on the Earth [Tauxe, 2005]. Most of these studies were done using relatively simple forward approaches (surface disks, vertical prisms), on isolated or dipolar magnetic anomalies. While some did not find any paleopole clustering [Frawley and Taylor, 2004], some others observed that about half of the paleopoles cluster around the Tharsis bulge (see Figure 2 for a summary).

Because some magnetic paleopoles were South and North, Boutin and Arkani-Hamed [2006] concluded that the martian paleodynamo also experienced field reversals. Sprenke [2005] used a statistical approach to infer the most likely location of the Martian paleopole, assuming that no polar wander occurred before the dynamo cessation. Resulting paleopole is more likely located around (230°E, 50°N), very close from Tharsis.

The three paleopoles associated with the three magnetized bodies in Terra Sirenum [Quesnel *et al.*, 2007] are located in (310°E, 26°N), (299°E, 46°N) and (221°E, 44°N), respectively (green triangles on Figure 2). The mean location

would be close to (270°E, 40°N), slightly north-east of the Tharsis bulge. This indicates that relatively close magnetized bodies may have different magnetization components, however consistent with a stable magnetic pole, close to the previously inferred locations. These studies confirm previous hypothesis: the magnetic paleopole was not located at the nowadays rotation pole at the time when the lithosphere became magnetic.

On the contrary, the paleopole deduced from the magnetic anomaly associated with Apollinaris Patera is very close to the current pole (green star on

Figure 2). Although this is an unique result, it may be seen as a robust one, as it is (so far) the only example of a magnetic anomaly associated with a geological structure. This new result does not challenge the previously estimated paleopole locations. It however brings a new and important constraint, as it means that this polar wander took place before the magnetic dynamo shutdown. Moreover, the proximity of the paleomagnetic pole to the present-day rotation pole of Mars also implies that the axis of rotation of Mars has been stable for about 4 Gyr.

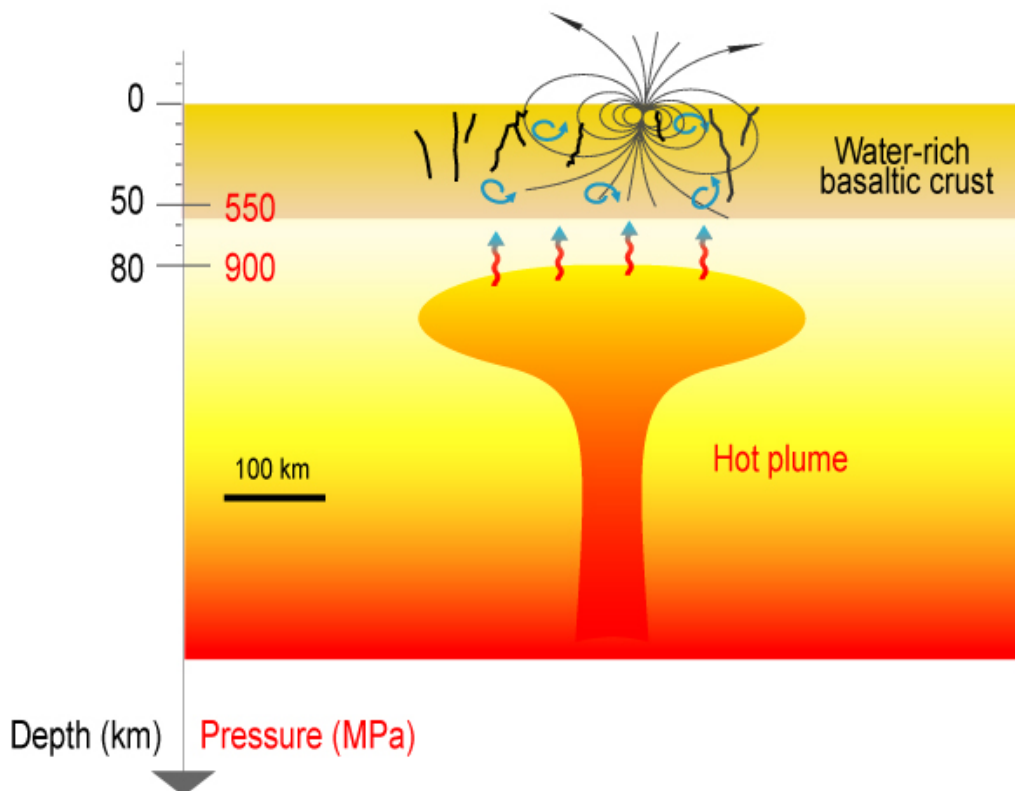


Figure 3: Schematic view of the deep serpentinization processes. A local warm plume heats the base of, and the lithosphere. The ultrabasic and/or basic rocks react with the crustal water: this may produce large amounts of magnetite, which is magnetized in the presence of global magnetic field due to a core dynamo (chemical remanent magnetization).

This new constraint has to be introduced in models of Mars' evolution. Based on these results, and keeping in mind the centered axial dipole hypothesis, we can propose a possible scenario for Mars' evolution: 1 – Mars forms and differentiates. A magnetic dynamo starts in the core, and the largest parts of the cooling lithosphere acquires a remanent magnetization. 2 – The Tharsis volcanic complex starts to grow, at a medium- to high-latitude location; the dynamo is still active. 3 – The Tharsis complex becomes

larger, altering the equilibrium mass distribution of Mars. This induces a major polar reorientation. Tharsis apparently moves southward. 4 – Tharsis is in its current location. Apollinaris Patera is set into place. 5 – The dynamo shut down. Large impacts take place, modifying the magnetic properties of the lithosphere. Of course, this appealing scenario would have to be confirmed, by looking for other correlations between geological structures and magnetic signatures.

IV.2 Magnetic mineralogy and geological processes

Another interesting results comes from the very intense magnetization that is required by different models. Assuming a 50-km thick layer, the magnetization capable of producing the observed magnetic anomalies has to be larger than 4.76 A/m [Parker, 2003]. But this is a minimum value. ESD models predict magnetization components to range between +/- 12 A/m, for a 40-km thick layer [Langlais *et al.*, 2004]. Others suggested even larger values, up to 60 A/m [Connerney *et al.*, 1999].

Quesnel *et al.* [2007] computed very intense magnetizations that are not commonly met on the Earth. Such intensely magnetized bodies may however be found near the mid-ocean ridge. Fresh

basalts may indeed carry remanent magnetization up to 20 A/m [Bleil and Petersen, 1983]. But these basalts are rapidly altered, reducing the magnetization to ~1 to 5 A/m. In addition, this magnetization is confined to a thin, ~ half a kilometer layer.

Single-domain magnetite and pyrrhotite, as well as multidomain (>15 μm) hematite are the best candidate Martian magnetic minerals. Pyrrhotite is not a common mineral on the Earth, but it has been identified as the main magnetic carrier in numerous Martian meteorites [Rochette *et al.*, 2001]. However, pyrrhotite has a relatively low Curie temperature (320°C), and as a consequence, the depth at which pyrrhotite

would be magnetized is relatively limited. On the contrary, MD hematite has a high 675°C Curie temperature, which would be compatible with a thick magnetized layer. The relatively weak saturation magnetization (~ 2 kA/m), and the low coercivity, are drawbacks to MD hematite as a good candidate for the main magnetic carrier. In addition, while coarse grain hematite deposits have been detected above Terra Meridiani [Christensen *et al.*, 2001; Squyres *et al.*, 2006; Bibring *et al.*, 2006], their origin is very likely of sedimentary origin [Arvidson *et al.*, 2006], which again disfavor hematite. The other alternative is SD magnetite, which has a high Curie temperature (580°C) and a large saturation magnetization (480 kA/m). Magnetite is one end-member of the titanomagnetite series, the most common magnetic mineral on the Earth. Magnetite can form by oxyexsolution of titanomagnetite, which may occur in the

parent magma if the oxygen fugacity is high enough (high temperature oxidation). It can also exsolve from iron-bearing silicates, such as plagioclase or pyroxene in plutonic rocks. Another possibility for magnetite to form is linked to hydrothermalism, as explained by Figure 3. Secondary magnetite can form at relatively low temperature, resulting from serpentinization processes [Nazarova, 1994]. For instance, an 8% hydration of a basaltic crust (enstatite) would lead to a 10% volume fraction of magnetite, which is large enough to explain the required magnetization values [Quesnel *et al.*, 2007]. A relative abundance of water, coupled with a vigorous mantle convection to produce small-scale hot plumes, in a basaltic lithosphere are then key elements required by this scenario during the earliest stages of Mars' history [Solomon *et al.*, 2005].

V. CONCLUSIONS – THE CASE FOR LOWER ALTITUDE MEASUREMENTS

In this paper, we review some recent improvements of our understanding of Mars in terms of its magnetic field history. Despite the relatively high-altitude of the unique areographical coverage of Mars, it is possible to establish some properties of the magnetic field. It has a remanent

origin. It is not homogeneously distributed over the whole surface of Mars. Lithospheric magnetization is one to two orders of magnitude larger than what is commonly observed on the Earth. This implies larger amounts of coherently magnetized magnetic minerals, as well as

deep Curie isotherms. Such amounts may imply both primary and secondary magnetic minerals. The later may relate to hydrothermal alteration, producing large amounts of magnetite.

Magnetization directions can also be investigated. A study over Apollinaris Patera showed a paleopole located near the rotation pole. Some of the previous studies on isolated magnetic anomalies indicated a possible paleopole location close to Tharsis bulge. This new result is very important, as it confirms the major polar wander that occurred on Mars. Moreover, it gives timing constraints on this polar wander: it occurred prior to the disappearance of the magnetic field.

Mars has currently no global, planetary scale, magnetic field, but it possessed one during its early history. What is still measured today is a combination of very ancient magnetization processes, and younger demagnetization processes. The fact that Hellas and Argyre are not associated with magnetic fields argues for a dynamo shutdown prior to their emplacement, around 4.0 Gyr ago [Frey, 2006]. A more accurate timing for the dynamo will rely on (1) absolute age determination, and (2) more detailed characterization of the magnetization contrasts between impacted and non-impacted areas. Such detailed mapping relies strongly on the altitude at which the

magnetic field is measured. [Langlais *et al.*, in prep] predicted magnetic field signatures associated with very large (> 100 km in diameter) demagnetized impact craters. A 150-km wide crater (corresponding to a fresh 100-km diameter transient crater) will be associated with a 1 nT signal at 200 km altitude. Unfortunately, present measurements at such middle altitudes are too sparse to allow such signatures to be seen. New, lower altitude measurements, are eagerly awaited.

During the past years, magnetic measurements on board MGS have revolutionized the way Mars and other planets were understood. It was not thought that lithospheric magnetic field could be that intense. Interestingly, ancient measurements of the Hemean magnetic field by Mariner 10 have been re-analyzed. New models, based on large lithospheric fields have been proposed [Aharonson *et al.*, 2004]. There are many other puzzling questions on Mars' magnetic field to which we can not yet answer. These are the period of activity of the Martian dynamo; the depth of Curie isotherm at the time when magnetization was acquired; the nature and the abundance of the magnetic minerals. Not only new measurements will help to answer these questions, but they will also bring new constraints on the internal structure of

Mars, its thermal evolution, as well as its atmospheric escape history and the past

existence of liquid water at the surface of Mars [Chassefière *et al.*, 2007].

VI. ACKNOWLEDGEMENTS

This work has benefited from the support of the INSU/CNES Programme National de Planétologie and from the European

Community's Improving Human Potential Program under contract RTN2-2001-00414 /MAGE.

VIII. REFERENCES

- Acuña, M.H., J.E.P. Connerney, P. Wasilewski, R.P. Lin, K.A. Anderson, C.W. Carlson, J. McFadden, D.W. Curtis, D. Mitchell, H. Reme, C. Mazelle, J.A. Sauvaud, C. d'Uston, A. Cros, J.L. Medale, S.J. Bauer, P. Cloutier, M. Mayhew, D. Winterhalter, and N.F. Ness, Magnetic field and plasma observations at Mars: initial results of the Mars Global Surveyor mission, *Science*, 279, 1676-1680, 1998.
- Acuña, M.H., The magnetic field of Mars, *The Leading Edge*, 22, 769-771, 2003.
- Aharonson, O., M.T. Zuber, and S.C. Solomon, Crustal remanence in an internally magnetized non-uniform shell: a possible source for Mercury's magnetic field? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 261-268, 2004.
- Albee, A.L., F.D. Palluconi, and R.E. Arvidson, Mars Observer Mission, *J. Geophys. Res.*, 97, 7665-7680, 1992.
- Albee, A.L., R.E. Arvidson, F. Palluconi, and T. Thorpe, Overview of the Mars Global Surveyor Mission, *J. Geophys. Res.*, 106, 23291-23316, 2001.
- Arvidson, R.E., F. Poulet, R.V. Morris, J.P. Bibring, J.F. Bell III, S.W. Squyres, P.R. Christensen, G. Bellucci, B. Gondet, B.L. Ehlmann, W.H. Farrand, R.L. Fergason, M. Golombek, J.L. Griffes, J. Grotzinger, E.A. Guinness, K.E. Herkenhoff, J.R. Johnson, G. Klingelhofner, Y. Langevin, D. Ming, K. Seelos, R.J. Sullivan, J.G. Ward, S. M. Wiseman, and M. Wolff, Nature and origin of the hematite-bearing plains of Terra Meridiani based on analyses of orbital and Mars Exploration rover data sets, *J. Geophys. Res.*, 111, doi: 10.1029/2006JE002728, 2006.
- Arkani-Hamed, J., Paleomagnetic pole positions and pole reversals of Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3409-3412, 2001.
- Bleil, U., and N. Petersen, Variations in magnetization intensity and low-temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts, *Nature*, 301, 384-388, 1983.

- Bibring, J.P., Y. Langevin, J.F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, F. Forget, and the OMEGA team, Global mineralogical and aqueous mars history derived from OMEGA/Mars Express data, *Science*, 312, 400-404, 2006.
- Blakely, R.J., *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, Cambridge, 437 pp., 1995.
- Boutin, D., and J. Arkani-Hamed, Pole wandering of Mars: Evidence from paleomagnetic poles, *Icarus*, 181, 13-25, 2006.
- Breuer, D., and T. Spohn, Early plate tectonics versus single-plate tectonics on Mars: Evidence from magnetic field history and crust evolution, *J. Geophys. Res.*, 108, E7, doi: 10.1029 /2002JE001999, 2003.
- Breuer, D., and T. Spohn, Viscosity of the Martian mantle and its initial temperature: Constraints from crust formation history and the evolution of the magnetic field, *Planet. Space Sci.*, 54, 153-169, 2006.
- Cain, J.C, Z. Wang, C. Kluth, and D.R. Schmitz, Derivation of geomagnetic model to n=63, *Geophys. Jour.*, 97, 431-441, 1989.
- Cain, J.C., B.B. Ferguson, and D. Mozoni, An n=90 internal potential function of the Martian crustal magnetic field, *J. Geophys. Res.*, 107, doi: 10.1029 /2000JE001487, 2003.
- Chassefière, E., F. Leblanc and B. Langlais, The combined effects of escape and magnetic field histories at Mars, *Planet. Space Sci.*, 55, 343-357, 2007.
- Christensen, P.R., R.V. Morris, M.D. Lane, J.L. Bandfield, and M.C. Malin, Global mapping of Martian hematite mineral deposits: remnants of water-driven processes on early Mars, *J. Geophys. Res.*, 106, 23873- 23885, 2001.
- Connerney, J.E.P., M.H. Acuña, P.J. Wasilewski, N.F. Ness, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, R.P. Lin, D. Mitchell, and P. Cloutier, Magnetic lineations in the ancient crust of Mars, *Science*, 284, 794-798, 1999.
- Dolginov, Sh.Sh., E.G. Eroshenko, and L.N. Zhuzgov, Magnetic field in the very close neighborhood of Mars assording to data from the Mars 2 and Mars 3 spacecrafts, *J. Geophys. Res.*, 78, 4779-4786, 1973.
- Frawley, J.J., and P.T. Taylor, Paleo-pole positions from Martian magnetic anomaly data, *Icarus*, 172, 316-327, 2004.
- Frey, H.V., Impact constraints on, and a chronology for, major events in early Mars history, *J. Geophys. Res.*, 111, doi: 10.1029 /2005JE002449, 2006.
- Hargraves, R.B., D.W. Collinson, R.E. Arvidson, and C.R. Spitzer, The Viking magnetic properties experiment - Primary mission results, *J. Geophys. Res.*, 82, 4547-4558, 1977.

- Hauck, S.A., and R.J. Roger, Thermal and crustal evolution of Mars, *J. Geophys. Res.*, 107, E7, 10.1029/2001JE001801, 2002.
- Hood, L.L., and A. Zakharian, Mapping and modeling of magnetic anomalies in the Northern polar region of Mars, *J. Geophys. Res.*, 106, 14601-14619, 2001.
- Hood, L.L., C.N. Young, N.C. Richmond, and K.P. Harrison, Modeling of major martian magnetic anomalies: further evidence for polar reorientations during the Noachian, *Icarus*, 177, 144-173, 2005.
- Langlais, B., M.E. Purucker, and M. Mandea, The crustal magnetic field of Mars, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2000JE002058, 2004.
- Langlais, B., and M.E. Purucker, A polar magnetic paleopole associated with Apollinaris Patera, Mars, *Planet. Space Sci.*, 55, 270-279, 2007.
- Merrill, R.T., M.W. McElhinny, and P.L. MacFadden, The magnetic field of the Earth, Academic Press, 1996.
- Nazarova, K.A., Serpentinized peridotites as a possible source for oceanic magnetic anomalies, *Marine Geophys. Res.*, 16, 455-462, 1994.
- Parker, R.L., Ideal bodies for Mars magnetics, *J. Geophys. Res.*, 108, E1, doi: 10.1029/2001JE001760, 2003.
- Purucker, M.E., T.J. Sabaka, and R.A. Langel, Conjugate gradient analysis: a new tool for studying satellite magnetic data sets, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 507-510, 1996.
- Purucker, M.E., D. Ravat, H. Frey, C. Voorhies, T. Sabaka, M. Acuna, An altitude-normalized magnetic map of Mars and its interpretation, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2449-2452, 2000.
- Quesnel, Y., Interprétation des données magnétiques martiennes: contraintes sur l'évolution primitive de Mars, PhD Thesis, Université de Nantes, France, 2006.
- Quesnel, Y., B. Langlais and C. Sotin, Derivation of local crustal magnetizations using multiple altitude magnetic data, Proc. 1st Swarm Int. Sci. Meeting, Nantes, ESA WPP-261, 2006.
- Quesnel, Y., B. Langlais and C. Sotin, Local inversion of magnetic anomalies: Implication for Mars' crustal evolution, *Planet. Space Sci.*, 55, 258-269, 2007.
- Riedler, W., D. Möhlmann, V. N. Oraevsky, K. Schwingenschuh, Ye. Yeroshenko, J. Rustenbach, Oe. Aydogar, G. Berghofer, H. Lichtenegger, M. Delva, G. Schelch, K. Pirsch, G. Fremuth, M. Steller, H. Arnold, T. Raditsch, U. Auster, K.-H. Fornacon, H. J. Schenk, H. Michaelis, U. Motschmann, T. Roatsch, K. Sauer, R. Schröter, J. Kurths, D. Lenner, J. Linthe, V. Kobzev, V. Styashkin, J. Achache, J. Slavin, J. G. Luhmann and C. T. Russell, Magnetic fields near Mars: first results, *Nature*, 341, 604-607, 1989.

- Rochette, P., J.P. Lorand, G. Fillion, and V. Sautter, Pyrrhotite and the remanent magnetization of SNC meteorites: a changing perspective on Martian magnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 190, 1-12, 2001.
- Schmitz, D.R., J. Meyer, and J.C. Cain, Modelling the Earth's magnetic field to high degree and order, *Geophys. Jour.*, 97, 421-430, 1989.
- Schubert, G., C.T. Russel, and W.B. Moore, Timing of the Martian dynamo, *Nature*, 408, 666-667, 2000.
- Schmitz, D.R., J. Meyer, and J.C. Cain, Modeling the Earth's magnetic field to high degree and order, *Geophys. J.*, 97, 421-430, 1989.
- Smith, E.J., L. Davis Jr., P.J. Coleman Jr., and D.E. Jones, Magnetic field measurements near Mars, *Science*, 149, 1241-1242, 1965.
- Solomon, S.C., O. Aharonson, J.M. Aurnou, W.B. Banerdt, M.H. Carr, A.J. Dombard, H.V. Frey, M.P. Golombek, S.A. Hauck II, J.W. Head III, B.M. Jakosky, C.L. Johnson, P.J. McGovern, G.A. Neumann, R.J. Phillips, D.E. Smith, and M.T. Zuber, New Perspectives on Ancient Mars, *Science*, 307, 1214-1220, 2005.
- Sprenke, K.F., Martian magnetic paleopoles: A geostatistical approach, *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2005GL022840, 2005.
- Squyres, S.W., R.E. Arvidson, D. Bollen, J.F. Bell III, J. Brückner, N.A. Cabrol, W.M. Calvin, M.H. Carr, P.R. Christensen, B.C. Clark, L. Crumpler, D.J. Des Marais, C. d'Uston, T. Economou, J. Farmer, W.H. Farrand, W. Folkner, R. Gellert, T.D. Glotch, M. Golombek, S. Gorevan, J.A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, K.E. Herkenhoff, S. Hviid, J.R. Johnson, G. Klingelhöfer, A.H. Knoll, G. Landis, M. Lemmon, R. Li, M.B. Madsen, M.C. Malin, S.M. McLennan, H.Y. McSween, D.W. Ming, J. Moersch, R.V. Morris, T. Parker, J.W. Rice Jr., L. Richter, R. Rieder, C. Schröder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L.A. Soderblom, R. Sullivan, N.J. Tosca, H. Wänke, T. Wdowiak, M. Wolff, A. Yen, Overview of the Opportunity Mars Exploration Rover mission to Meridiani Planum: Eagle Crater to Purgatory Ripple, *J. Geophys. Res.*, 111, doi: 10.1029 /2006JE002771, 2006.
- Stevenson, D.J., Mars' core and magnetism, *Nature*, 412, 214-219, 2001.
- Tarantola, A., and B. Valette, Generalized non-linear inverse problems solved using the least-squares criterion, *Rev. Geophys. Space Phys*, 20, 219-232, 1982.
- Tauxe, L., Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 233, 247-261, 2005.
- Telford, W.M., L.P. Geldart, R.E. Sheriff, and D.A. Keys, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, UK, 1976

Werner, S.C., Major Aspects of the Chronostratigraphy and geologic evolutionary history of Mars, Ph.D. Thesis, Freie Universitat, Berlin, 2005.

Wieczorek, M. A., and M. T. Zuber, Thickness of the Martian crust: improved constraints from geoid-to-topography ratios, *J. Geophys. Res.*, 109, doi: 10.1029/2003JE002153, 2004.

Williams, J.P., and F. Nimmo, Thermal evolution of the Martian core: Implications for an early dynamo, *Geology*, 32, 97-100, 2004.

Yoder, C. F., A.S. Konopliv, D.N. Yuan, E.M. Standish, and W.M. Folkner, Fluid core size of Mars from detection of the fluid tide, *Science*, 300, 299–303, 2003.

Dayside Magnetic Reconnection: Properties and Impact on the Magnetosphere-Ionosphere System

A. MARCHAUDON¹, J.-C. CERISIER², J.-M. BOSQUED³, Y. V. BOGDANOVA⁴
& C. J. OWEN⁴

¹*LPCE/CNRS, Orléans, France*
aurelie.marchaudon@cnrs-orleans.fr

²*CETP/IPSL/UPMC, Saint-Maur-des-Fossés, France*

³*CESR/CNRS, Toulouse, France*

⁴*MSSL/UCL, Holmbury St Mary, UK*

Abstract Through conjugate observations between satellites or between satellites and ground-based facilities, an improved picture of the magnetopause reconnection process and its effects on the dayside electrodynamics of the magnetosphere-ionosphere system emerges. In this paper, we present results based on multi-instrumental studies obtained by French teams and their main collaborators during the past four years. In all these studies, the coupling between the solar wind, the magnetosphere and the ionosphere, has been investigated, revealing its complexity and its variability. The most striking results are the following: (1) the magnetopause reconnection rate may or may not be triggered by external parameters; (2) the mapping between the magnetosphere and the ionosphere is not always perfectly equipotential in the dayside as often postulated; (3) the orientation of the pair of field-aligned currents of reconnected flux tubes does not always follow the interplanetary magnetic field conditions. From these results, it is clear that further multi-instrumental studies will help to answer critical questions about the magnetosphere-ionosphere coupling and its variability. The next challenge will be to identify the sources of this variability by a systematic analysis of the solar wind, magnetospheric and ionospheric conditions prevailing in each case.

Key words *Reconnection, magnetopause, cusp, and boundary layers, solar wind-magnetosphere-ionosphere interactions, current systems*

Reconnexion Magnétique Côté Jour : Propriétés et Impact sur le Système Magnétosphère-Ionosphère

Résumé Des observations simultanées par plusieurs satellites ou des observations conjuguées entre des satellites et des instruments au sol ont permis d'étudier la nature du processus de reconnexion à la magnétopause et de ses implications sur l'électrodynamique du système magnétosphère-ionosphère côté jour. Dans cette revue, nous présentons des résultats obtenus par des équipes françaises ou par leurs proches collaborateurs durant les quatre dernières années. Ces études révèlent la complexité et la variabilité du couplage entre le vent solaire, la magnétosphère et l'ionosphère. Les instruments utilisés dans ces études sont : (1) le satellite ACE dans le vent solaire en amont de la magnétosphère, (2) la mission 4-satellites Cluster et la mission Double Star fournissant un diagnostic complet du plasma magnétosphérique, (3) le satellite basse altitude Ørsted, le satellite imageur IMAGE et les radars SuperDARN donnant accès aux propriétés électrodynamiques de l'ionosphère à travers respectivement les courants alignés au champ magnétique, les précipitations aurorales et la convection du plasma ionosphérique.

Dans un premier temps, la structure à petite et grande échelle de la reconnexion à la magnétopause est étudiée. Ainsi la comparaison entre deux événements présentant les mêmes conditions de champ magnétique interplanétaire, dominées par la composante est-ouest du champ interplanétaire, montre la complexité du processus de la reconnexion. Ces deux événements montrent que l'angle horaire entre les composantes est-ouest et nord-sud du champ magnétique interplanétaire est l'un des facteurs principaux contrôlant la reconnexion sur la magnétopause. La reconnexion reste active, même lorsque la composante nord-sud du champ interplanétaire n'est pas dirigée vers le Sud (c'est-à-dire n'est pas favorable à la reconnexion sur la face avant de la magnétopause), à la condition que l'angle horaire du champ interplanétaire reste supérieur à 70° . Ces deux événements présentent cependant une importante différence. Dans un cas, le taux de répétition de la reconnexion à la magnétopause est contrôlé par les variations de la pression dynamique du vent solaire, alors que dans l'autre cas, le taux de répétition ne semble commandé par aucun facteur (interne ou externe) et pourrait donc résulter d'une propriété intrinsèque à la reconnexion. La

formation et la structure du cornet polaire extérieur stagnant ont également été décrites dans cette partie et un mécanisme de formation basé sur une double reconnexion agissant successivement dans chacun des deux lobes magnétosphériques, lieu favorable à la reconnexion pour un champ interplanétaire dirigé vers le Nord, a été proposé. Cette double reconnexion produirait de nouvelles lignes de champ fermées sur la face avant, déconnectées du milieu interplanétaire et ne subissant plus l'entraînement du vent solaire, expliquant ainsi la stagnation du plasma dans le cornet polaire extérieur.

Une seconde partie est consacrée à l'étude de la dynamique du système magnétosphère-ionosphère côté jour durant des événements de reconnexion. Pour deux cas d'étude, les vitesses de plasma et les vitesses de déplacement de tubes de flux reconnectés ont été mesurées dans la magnétosphère puis projetées le long du champ magnétique dans l'ionosphère et comparées à des mesures ionosphériques directes de ces mêmes vitesses. Il a ainsi été montré que cette projection entre la magnétosphère et l'ionosphère n'était pas toujours parfaite et que par conséquent l'équipotentialité des lignes de champ magnétique dans la magnétosphère côté jour n'était pas toujours vérifiée, comme souvent supposé. Le délai de propagation des effets de la reconnexion entre la magnétosphère et l'ionosphère est d'environ 2-3 min, en accord avec le temps de propagation d'Alfvén. De plus, la réponse du système magnétosphère-ionosphère à la reconnexion côté jour se décompose en deux phases successives, commençant par une précipitation de particules injectées depuis le vent solaire le long des lignes de champ nouvellement reconnectées et suivie par une forte convection vers le pôle des tubes de flux reconnectés, sous l'action conjuguée de la tension magnétique au site de reconnexion et de l'écoulement du vent solaire autour de la magnétosphère.

Une dernière partie traite de l'électrodynamique de tubes de flux reconnectés, à travers la distribution des courants alignés avec le champ magnétique et le courant de fermeture dans l'ionosphère. Les résultats montrent en général un bon accord avec un des modèles théoriques proposés, selon lequel deux courants alignés avec le champ et de signe opposé circulent sur chaque flanc du tube du flux et se ferment au travers du tube par un courant ionosphérique de Pedersen. Par contre, l'orientation de cette paire de courants alignés avec le champ ne suit pas systématiquement les conditions du champ magnétique interplanétaire, comme le supposait ce même modèle théorique.

Les résultats présentés ci-dessus nécessitent d'être étendus et confirmés par des études

multi-instrumentales plus systématiques afin de mieux comprendre les mécanismes de couplage entre le vent solaire, la magnétosphère et l'ionosphère et surtout les sources de la variabilité observée.

Mots clefs reconnexion, magnétopause, corne polaire, couches frontières, interactions vent solaire-magnétosphère-ionosphère, systèmes de courant

I. INTRODUCTION

The dayside magnetosphere is coupled to the solar wind and magnetosheath across its outer boundary - the magnetopause - and to the Earth's ionosphere and thermosphere via particles, currents and waves flowing /propagating along magnetic field lines. Key processes at work at the magnetopause are magnetic reconnection, particle diffusion and waves that arise at and in the vicinity of this boundary. Three main regions just inside the dayside magnetopause with different plasma characteristics are formed by the solar wind-magnetosphere interaction: the low-latitude boundary layer (LLBL), the high-altitude cusp and the plasma mantle. The LLBL adjacent to the dayside magnetopause is populated by a mixture of plasmas of magnetosheath and magnetospheric origin and is at least partly located on closed field lines (e.g., Eastman et al., 1976; Newell and Meng, 1988). The LLBL is magnetically connected to the ionospheric cleft (Newell and Meng, 1988) at lower altitudes, where particle fluxes are lower in intensity but extend to higher

energies than in the “cusp proper” located just poleward of it (Aparicio et al., 1991). The high-altitude cusps (Paschmann et al., 1976) are located on open field lines at the interface between dayside closed field lines and nightside open field lines (lobe regions), where magnetosheath plasma entry is more direct, as indicated by the particle spectra which are close to those observed in the magnetosheath (Newell and Meng, 1988). The high-altitude cusp is magnetically connected to the “cusp proper” at ionospheric altitudes, where plasma with magnetosheath characteristics is also observed. Poleward of the high-altitude cusp is the plasma mantle (Rosenbauer et al., 1975; Crooker, 1977), consisting of magnetosheath-like plasma with a tailward-directed bulk flow and mapping downward to the dayside polar cap.

Magnetic reconnection between the anti-parallel magnetospheric and interplanetary magnetic fields (IMF) is generally recognized as the dominant mechanism for transfer of energy,

momentum and plasma from the solar wind to the magnetosphere. Many models and observations have described different possible topologies for this process. Reconnection can occur between strictly anti-parallel field lines, at the nose of the magnetopause during dominant southward IMF (Dungey, 1961; Crooker, 1979). In addition, as a consequence of the IMF draping around the magnetosphere, reconnection may also occur on the lobes during dominant northward IMF (Dungey, 1963; Gosling et al., 1991) or on the flanks during periods of dominant azimuthal IMF component (Phan et al., 2001; Marcucci et al., 2000). “Component reconnection” with a low shear between the IMF and the magnetospheric fields can occur almost everywhere on the dayside magnetopause (Sonnerup, 1974; Chandler et al., 1999). Indeed, observations of component reconnection equatorward of the cusp have been reported during periods of northward IMF (Fuselier et al., 2000). Moreover, the co-existence of high-latitude (lobe) and low-latitude reconnection sites has been reported (Sandholt et al., 1998; Pitout et al., 2002). Finally, simulations by Berchem et al. (1995) and recent observations by Vaisberg et al. (2004) suggest the possible existence of multiple X-lines forming isolated magnetic flux ropes on the dayside and on the flanks of the magnetopause, for various IMF

conditions, supporting the multiple reconnection lines model of Lee and Fu (1985).

The large-scale spatial and temporal nature of reconnection remains poorly understood. Various observations from satellites and/or ground-based stations have shown that a reconnection line extending by up to 40 RE along the magnetopause, can be stable (e.g., Milan et al., 2000; Phan et al., 2001), during stable IMF conditions. Initially considered as a steady process by Dungey (1961), intermittent and spatially limited reconnection was independently discovered by Haerendel et al. (1978) and Russell and Elphic (1978). Under the name of Flux Transfer Events (FTEs), Russell and Elphic (1978) first recognised the bipolar signature in the magnetic field component normal to the magnetopause as the main observational characteristic of bursts of magnetic reconnection. Later studies allowed refined descriptions of FTEs, namely the plasma signature inside the reconnected flux tube, consisting of a mixture of magnetosheath and magnetospheric plasma (e.g., Farrugia et al., 1988; Owen et al., 2001), the accelerated ion flows (e.g., Paschmann et al., 1982; Bosqued et al., 2001) and their larger occurrence rate ~5-10 min during periods of southward IMF (e.g., Berchem and Russell, 1984; Lockwood and Smith,

1992). The question of whether reconnection has an intrinsic sporadic nature, or whether it is controlled by internal magnetospheric conditions (Russell *et al.*, 1997) or by variable IMF conditions (Lockwood and Wild, 1993), remains open. Several authors have argued that during very steady IMF conditions, reconnection can occur continuously, but at a variable rate (e.g., Gosling *et al.*, 1982; Phan *et al.*, 2001, 2004).

Reconnected flux tubes map into the ionosphere along magnetic field lines through particle fluxes, field-aligned currents and Alfvén waves. The first observation of the ionospheric signature of an FTE was made by Goertz *et al.* (1985) with the STARE VHF coherent radar: sporadic and spatially limited flow bursts moving in the northwest direction were attributed to magnetic reconnection, as indicated by the simultaneous observation of a satellite signature at the magnetopause. Several studies with the PACE HF radar followed; Pinnock *et al.* (1995) presented a case of enhanced convection channels superimposed on the continuous cusp radar echoes. More recent statistical and case studies of convection flow bursts by SuperDARN HF radars and cusp particle precipitation observed by all-sky cameras, and photometers have confirmed that these sporadic convection/precipitation signatures were

the ionospheric signatures of FTEs (e. g. Sandholt *et al.*, 1990; Provan and Yeoman, 1999; Provan *et al.*, 1999; Milan *et al.*, 2000; Thorolfsson *et al.*, 2000). They showed that the longitudinal extent of these ionospheric convection/precipitation signatures is generally larger than their latitudinal extent and that their average repetition rate was ~ 7 min. Moreover, inside these flow channels, the velocity is found to be larger than in the ambient plasma and directed mainly northward. Most of these convection channels are also characterized by an azimuthal velocity component, the sign of which depends upon the sign of the IMF-By component (westward for positive IMF-By and eastward for negative IMF-By in the northern hemisphere, and reversed in the south), in agreement with the standard convection models (Reiff and Burch, 1985; Crooker, 1979; Cowley *et al.*, 1991), which assume that the convection is driven by the magnetic tension associated with newly-reconnected magnetic flux tubes.

Thus, FTEs have been extensively studied during the last twenty years, both in the magnetosphere by satellites and in the ionosphere by radars or imagers. However, simultaneous observations in the high-altitude magnetosphere and in the ionosphere were less numerous, limiting our understanding of the coupling between the two regions. Elphic *et al.* (1990)

showed a clear association between an FTE, identified near the magnetopause by its magnetic bipolar signature, and poleward-moving ionospheric flow bursts and auroral forms observed by the EISCAT radar and photometers. Ten years later, Neudegg et al. (2000) associated the signatures of FTEs at the magnetopause, and poleward moving flow bursts observed in the ionosphere by SuperDARN radars. More recently, clear FTE signatures have been observed simultaneously by ground-based instruments and the four-spacecraft Cluster mission (e.g., Wild et al., 2003).

In this paper, we present a review of recent multi-instrumental studies of the

II. INSTRUMENTATION

In the results presented in the next three sections, different combinations of satellites and ground-based facilities have been used. Only a concise description of these instruments is given below, and readers are referred to the papers for more detailed information.

To monitor the upstream IMF and solar wind plasma parameters (density and velocity), the magnetic field (MFI) and particle (SWEPAM) experiments of the ACE spacecraft, located near the Lagrangian L1 point at about 226 Earth Radii (R_E) upstream of the Earth, are used. The data are lagged in time to take into

magnetopause reconnection process and its electrodynamic effects in the magnetosphere and in the conjugate ionosphere. The instruments used in these studies are presented in section II. The investigation of the small-scale and large-scale properties of magnetopause reconnection with respect to solar wind conditions is presented in section III. Quantitative studies of the magnetosphere-ionosphere coupling during reconnection events are presented in section IV. The closure of reconnection current in the ionosphere is presented in section V. Finally, a summary of these results is presented in section VI.

account the solar wind propagation delay from ACE to Earth (Stone et al., 1998).

The external magnetosphere is studied using data from the ESA Cluster mission and the ESA/China Double Star-1 satellite. Cluster is composed of four identical spacecraft, generally in tetrahedron formation, and has an elliptical polar orbit with a perigee of $\sim 4 R_E$, an apogee of $\sim 19 R_E$. Data from several plasma and field experiments are used: the Plasma Electron and Current Experiment (PEACE) measures the electron velocity distribution from which density and velocity moments are deduced (Johnstone

et al., 1997); the Cluster Ion Spectrometry (CIS) experiment is composed of two different instruments, the COmposition and DIstribution Function analyser (CODIF) and the Hot Ion Analyser (HIA), measuring the major ion velocity distributions from which ion moments are deduced (Rème et al., 2001); the Electron Drift Instrument (EDI) measures the drift velocity of artificially-injected electron beams from which the perpendicular electric field is deduced (Paschmann et al., 2001); the Electric Field and Wave (EFW) instrument measures the electric field and the spacecraft potential (Gustafsson et al., 2001); the WHISPER waves instrument yields the electron density determined via the passive mode of the relaxation sounder (Décréau et al., 2001); and finally the Fluxgate Magnetometer (FGM) instruments measure the magnetic field (Balogh et al., 2001) at each spacecraft. Double Star-1 has an elliptical equatorial orbit at altitudes of $\sim 0.1-12 R_E$. Double Star-1 records data from PEACE, CIS and FGM experiments similar to the Cluster experiments presented above.

Two-dimensional images of the

auroral oval are obtained with the Wideband Imaging Camera (WIC) and the Spectrographic Imager (SI) instruments of the Far Ultra-Violet (FUV) imager onboard the NASA IMAGE satellite (Mende et al., 2000). The IMAGE satellite has an elliptical orbit at altitudes of $\sim 0.1-7 R_E$.

Field-aligned currents at auroral latitudes are deduced from the magnetic field data of the Danish Ørsted satellite. Located on a quasi-circular polar orbit at about 800 km altitude, with a ~ 90 min period, Ørsted is dedicated to measurements of the Earth's magnetic field (Stauning et al., 2001).

Finally, the ionospheric convection velocity is measured by coherent HF radars of the SuperDARN chain (Greenwald et al., 1995). These radars are located in the auroral zones and measure the line-of-sight plasma velocity in the ionosphere in 16 adjacent beam directions, covering 53° in azimuth. In the common fields-of-view of pairs of radars, convection velocity vectors can be reconstructed from the two independent components.

III. MAGNETOPAUSE RECONNECTION

To quantify the coupling between the solar wind and the magnetosphere, it is necessary to understand how variations of

the IMF, the solar wind plasma parameters and/or the magnetospheric conditions can change the topology and the efficiency of

magnetopause reconnection. Through the events presented below, the detailed properties of the reconnection process have been investigated, by virtue of the simultaneous coverage of the

magnetosphere-ionosphere system by conjunctions between satellites at the magnetopause, or in the cusp, and associated ground-based observations.

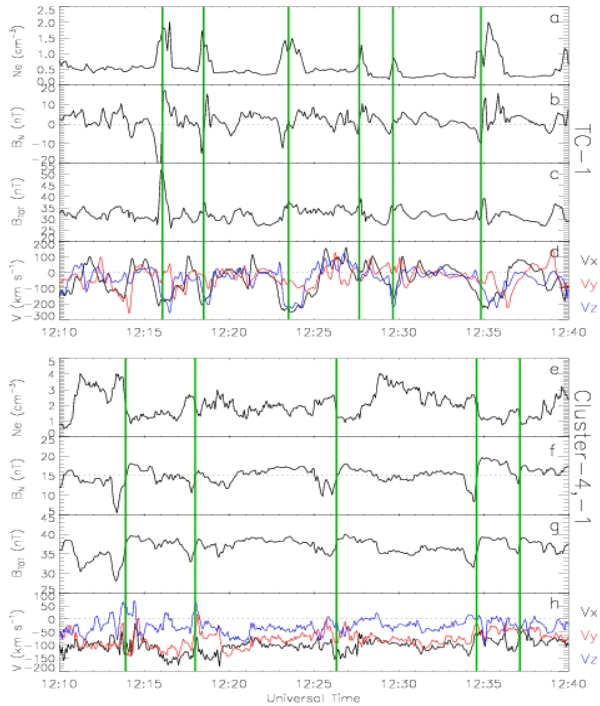


Figure 1: *Left* - Zoom in of the Double Star-1/TC-1 (four top panels) and Cluster (sc1 and sc4) (four bottom panels) data, for the 1210-1240 UT, on 8 May 2004. Panels (*a and e*) show the PEACE electron density, panels (*b and f*) and (*c and g*) show respectively the B_N normal component to the magnetopause and the magnitude of the FGM magnetic field and panels (*d and h*) show the 3 components of the CIS-HIA ion velocity, in Geocentric Solar Magnetospheric (GSM) coordinates. *Right* - Sketch in the noon-midnight meridian plane of the magnetosphere (Sun to the right). The reconnection site at low-latitude (X-site) is represented by a blue cross. The approximate positions at ~1000 UT of Cluster-1 and Double Star -1/TC-1 are also indicated by pink and green dots. After Marchaudon et al., (2005).

III.1 IMF Clock-Angle And Solar Wind Pressure Effects On Magnetopause Reconnection

In the first two events, favourable magnetic conjunctions between several instruments allowed to infer the location of the reconnection site on the magnetopause

and the influences of the solar wind pressure on the reconnection rate, for similar IMF conditions (dominating $IMF-B_y$).

On 8 May 2004, Cluster at high latitude in the southern hemisphere, and Double Star-1 near the equatorial plane were in close magnetic conjunction on the dawnside flank of the magnetosphere (Marchaudon *et al.*, 2005). For almost 8h (0800-1600 UT), Double Star-1 skimmed across the magnetopause and observed a series of FTEs. On the other hand, Cluster moving on a dawn-dusk trajectory crossed the magnetopause in the same magnetic local time (MLT) sector as Double Star-1 and also observed FTEs both on the magnetospheric and on the magnetosheath sides of the magnetopause over a period of ~6.5h (0730-1400 UT). Figure 1 (left) presents the plasma and magnetic field properties of FTEs signatures observed both by Cluster and Double Star-1. The FTEs were characterised by a clear mixture of magnetosheath and magnetospheric plasma and density enhancements, and showed “reverse” bipolar signatures in the magnetic field normal component (Rijnbeek *et al.*, 1982), as presented on Figure 1 (left, panels a, b, e, f). The drift velocity of the FTEs (also called phase velocity) deduced from the four-point measurements of Cluster was mainly tailward and the plasma acceleration inside the FTEs seen by Double Star-1 was mainly southward and tailward. The FTEs were thus moving southward and tailward, implying that the

reconnection site was located northward of both Cluster and Double Star-1 and remained relatively stable in position throughout the period. The reconnection site was most probably the preferential anti-parallel merging site, on distorted magnetic field lines on the dawn flank of the magnetosphere, as illustrated by the schematics of Figure 1 (right). During this event, the solar wind pressure remained weak and stable, with strong negative $IMF-B_y$ and variable $IMF-B_z$. The IMF “clock-angle”, defined by $\arctan(|IMF-B_y|/IMF-B_z)$, remained continuously above 70° . This result confirms previous studies (e.g. Senior *et al.*, 2002) showing that a reconnection site on the dayside magnetopause can be maintained, even for positive $IMF-B_z$, as long as the IMF clock-angle remains larger than 70° . Using the four-point measurements of Cluster, the transverse size of the FTEs was $\sim 1-4 R_E$ and reconnection was sporadic during this event. No IMF or solar wind plasma variation could be found to trigger the reconnection, suggesting that the bursty reconnection rate was probably due to intrinsic properties of the magnetosphere or self-varying.

On 14 July 2001, Bosqued *et al.* (2005) and Cerisier *et al.* (2005) studied another conjunction between the Cluster spacecraft, the IMAGE satellite and two SuperDARN radars. Cluster crossed the

northern mid-altitude cusp (4-5 R_E), with the four spacecraft along a line (three of them being close together and the last one lagging with a delay of $\sim 40-50$ min) and observed intense cusp activity, characterised by multiple, impulsive energy-dispersed ion injections with a recurrence time of 8-10 min. These injections were correlated with ionospheric observations of intense Lyman-alpha brightenings by IMAGE and high-speed poleward propagating flow bursts by SuperDARN. During this event, IMF conditions were comparable to 8 May 2004: strong but positive $IMF-B_y$, and variable $IMF-B_z$. Again, the IMF clock-angle remained consistently above 70° . From Cluster observations, Bosqued et al. (2005) inferred a stable reconnection site

located at a distance of 10-12 R_E from Cluster, on the dusk flank of the magnetosphere, and centred on the preferential anti-parallel merging site. However, contrary to 8 May 2004, the solar wind pressure was high and variable, exhibiting three successive pressure pulses. Discriminating between temporal and spatial effects, the authors proved that each particle precipitation event and the consecutive convection flow burst were triggered by the arrival of a pressure pulse on the magnetopause. The results unambiguously revealed that the reconnection rate was, in this case, not spontaneously self-varying, but directly driven by the upstream solar wind dynamic pressure.

III.2 Formation of the stagnant exterior cusp during northward IMF

Using Cluster statistical and multi-events studies, Lavraud et al. (e.g., 2005a) described the exterior cusp, at the interface between the polar cusp and the magnetosheath. The plasmas of the exterior cusp and magnetosheath are similar, with a well-defined velocity boundary. The exterior cusp (Lavraud et al., 2005a) and the mid-altitude cusp (Pitout et al., 2006a) are highly dependent of magnetopause reconnection and of the location of the reconnection site. In consequence, the bulk flow is also strongly

modulated by the IMF: convective during southward IMF and stagnant during northward IMF. This last property had already been observed by Haerendel et al. (1978). During northward IMF, this region is now called the Stagnant Exterior Cusp (SEC) but the process by which it is formed remains unclear. Finally, studying the magnetosheath electron boundary layer, just outside the magnetopause under northward IMF, Lavraud et al. (2005b) detected frequently bidirectional fluxes of heated electrons. They suggested that

magnetosheath field lines could frequently reconnect twice, successively in the lobes

of each hemisphere due to the northward IMF (Song and Russell, 1992).

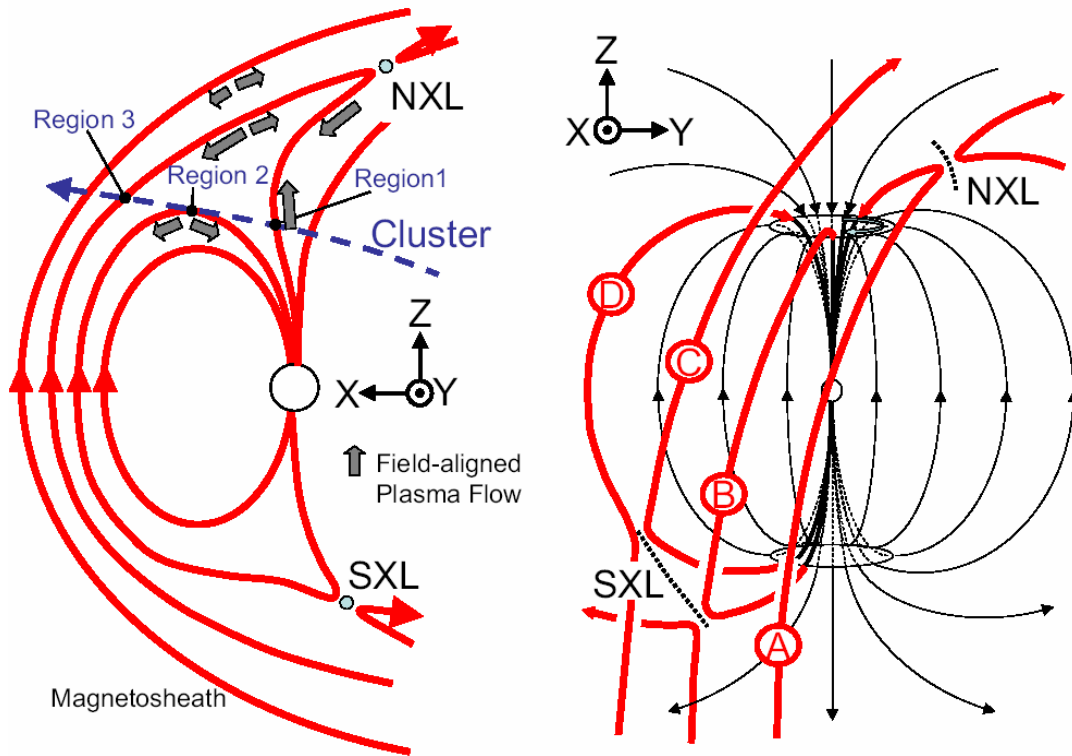


Figure 2: Magnetic field configuration of the Earth’s magnetosphere on 16 March 2002. *Left* – Noon-midnight meridian plane (from the duskside) with Cluster crossing successively the high-altitude cusp (Region 1), the stagnant exterior cusp (Region 2) and the electron boundary layer (Region 3). *Right* – View from the dayside with two North and South Reconnection Lines (NXL and SXL) forming newly closed field lines. After Bogdanova et al., (2005).

Thanks to these observations of bidirectional electron beams during northward IMF, Bogdanova et al. (2005) have used a conjunction in the polar cusp between Cluster and SuperDARN to suggest that the SEC could form as a result of a “double reconnection” mechanism. On 16 March 2002, during northward IMF, Cluster crossed successively the high-altitude cusp, the SEC and the

magnetosheath. Figure 2 presents the geometry of the dayside magnetosphere from the duskside (panel a) and from the dayside (panel b) and the Cluster trajectory. In the cusp (Region 1, Figure 2a), Cluster detected strong magnetosheath precipitation associated with dawnward convection, suggesting an anti-parallel dusk-lobe reconnection site in the northern hemisphere.

Cluster & SuperDARN convection velocity

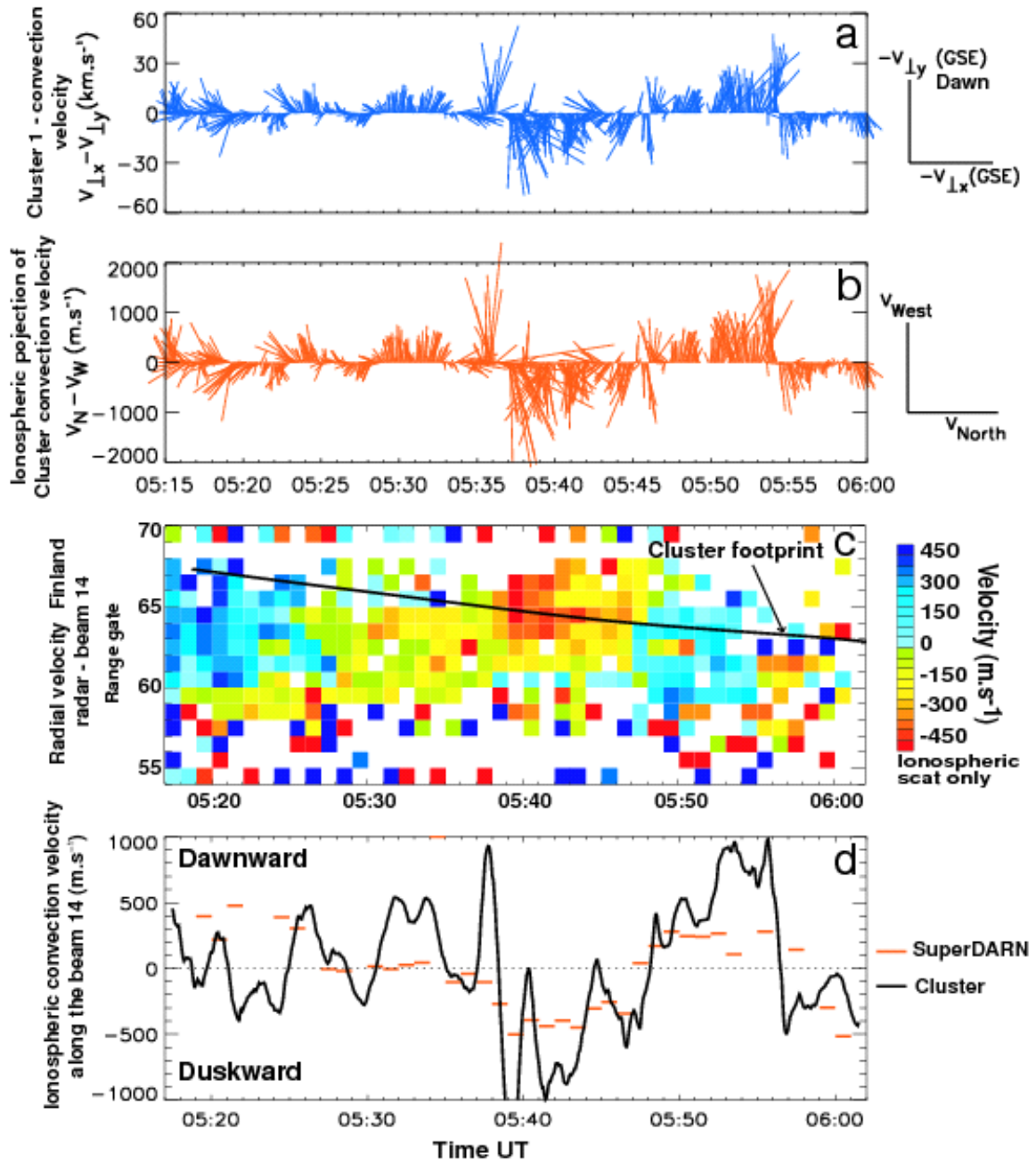


Figure 3: Convection velocity measured by SuperDARN and Cluster, on 17 March 2001. (a) Cluster-1 CIS ion perpendicular velocity vectors. Each vector represents the perpendicular-to-B component of the plasma velocity projected onto the XY plane of the Geocentric Solar Ecliptic (GSE) reference frame. (b) Projection into the ionosphere of the CIS velocity vectors, where V_{west} and V_{north} are components in the magnetic west and north directions. (c) Range-time plot of line-of-sight velocity for the SuperDARN radar with the Cluster footprint superimposed (black line). (d) Comparison of velocity measured by Cluster (solid black line) and at the Cluster footprint by SuperDARN (red segments). After Marchaudon et al., (2004a).

Subsequently, Cluster crossed a region of highly-isotropic, stagnant plasma with an associated magnetic field depression, typical of the SEC (Region 2, Figure 2a). Finally, before entering the magnetosheath, Cluster crossed a narrow region (Region 3, Figure 2a), in which bidirectional field-aligned beams of electrons and ions were observed, with a net flow dominated by particle fluxes away from the northern ionosphere. In the underlying ionosphere, the SuperDARN radars observed two distinct convection regions. Near the Cluster footprint, a strong downward convection was detected, in agreement with Cluster observations of plasma injections in the polar cusp from a dusk-lobe reconnection site. Moreover, in the dawn sector, SuperDARN observed periodic convection flow bursts moving poleward/duskward, which were probably associated with reconnection on the closed field lines of the dawnside magnetopause. These observations suggested the simulta-

neous existence of two reconnection sites on the magnetopause: one on lobe field-line on the duskside northern hemisphere and one extending across the interface between closed dayside and open lobe field lines on the dawnside southern hemisphere (Figure 2, panel b). This second reconnection site, at the interface between IMF and closed dayside magnetospheric field lines site was required to explain the SuperDARN convection flow bursts. The SEC is then formed on field lines that have undergone “double reconnection”, initially reconnected in the lobe of the northern hemisphere (field line A on Figure 2b) and subsequently re-closed by reconnection in the lobe of the southern hemisphere (field line B on Figure 2b). The re-closing of these field lines decouples the SEC region from the influence of the solar wind flow and thus explains the lack of significant convection and of particle injections, and the quasi-isotropic nature of the plasma.

IV. MAGNETOSPHERE-IONOSPHERE COUPLING DURING RECONNECTION EVENTS

Dayside magnetic reconnection can generate small- or meso-scale open magnetic flux tubes (such as FTEs) which are responsible for a large part of the dayside magnetospheric dynamics. The quantification of the coupling efficiency

and time-scale of momentum and energy transfer from the solar wind to the magnetosphere and from the magnetosphere down to the ionosphere during reconnection events is described below.

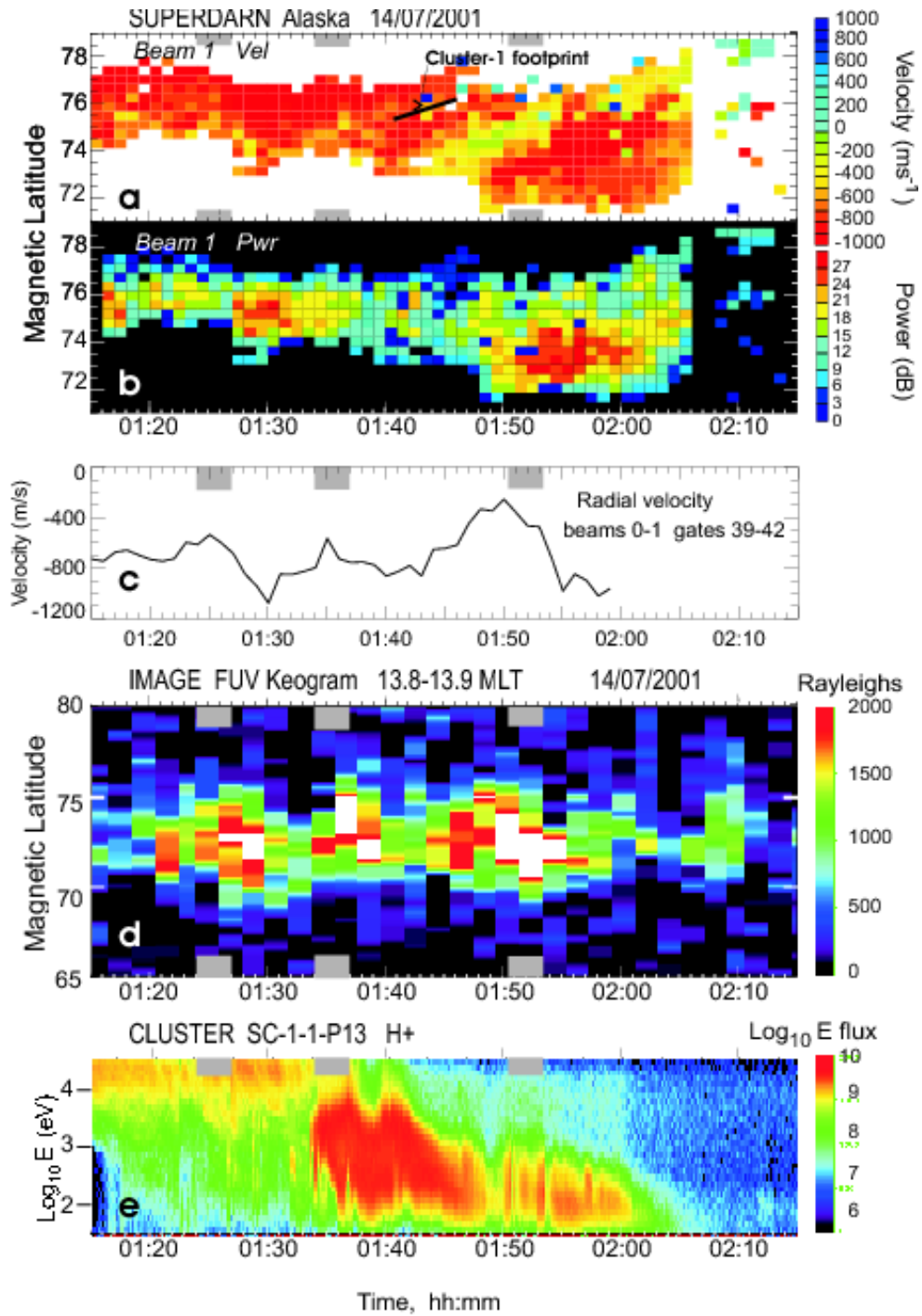


Figure 4: Time variation of the convection velocity, auroral emissions and particle injections, on 14 July 2001. (*a and b*) Range-time plots of the radial velocity and backscattered power for the SuperDARN radar. The ionospheric footprint of Cluster-1 is indicated on panel (a). (*c*) SuperDARN radial velocity between 74.5 and 76.5° magnetic latitude. (*d*) IMAGE keogram at 13.8 MLT. (*e*) Cluster-1 CIS spectrogram of downgoing protons. The grey zones in panels (*a, c, d e*) indicate the periods of magnetospheric compression. After Cerisier et al. (2005).

IV.1 Efficiency And Time Scales

The motion of the mid- and high-altitude cusp, as well as the cusp plasma convection and the drift velocities of reconnected flux tubes have been studied for various IMF conditions, thanks to Cluster four-point measurements. Pitout *et al.* (2006b), on 12 August 2003, showed that the position of the mid-altitude cusp (4-5 R_E) reacted extremely fast to IMF rotation, indicating also a very fast re-organisation of the magnetopause reconnection. Vonrat-Reberac *et al.* (2003), on 17 March 2001, showed that the dayside convection pattern in the high-altitude cusp (7-8 R_E) responded in \sim 3-5 min to abrupt changes in the IMF orientation. They demonstrated that the drift velocity of reconnected flux tubes was in good agreement in direction and in amplitude with the inferred convective patterns.

Marchaudon *et al.* (2004a) also studied the 17 March 2001 event, adding ionospheric SuperDARN data to complete the cusp coverage. For the first time, they compared quantitatively the plasma velocity and the drift velocity of reconnected flux tubes simultaneously in the magnetosphere and in the ionosphere. Figure 3 presents the results of the SuperDARN/Cluster-CIS velocity comparison. During this event, the IMF was

mainly northward and duskward but turned southward and dawnward for a short period. Coincident changes in the convection (from dawnward to duskward and back to dawnward) were observed by the CIS instrument onboard Cluster in the magnetosphere (Figure 3a) and with a 2-3 min delay by SuperDARN radars in the ionosphere (Figure 3c). For quantitative comparison, the CIS convection velocities were mapped into the ionosphere along magnetic field lines assumed to be equipotential (Figure 3b) and then directly compared to the SuperDARN ionospheric convection velocities. The two data sets showed similar directions, but the mapped CIS velocities remained 1.5 times larger than the SuperDARN velocities (Figure 3d). This discrepancy was explained by the different smoothing of the instruments (spatial for SuperDARN, temporal for Cluster). Furthermore, during the southward/dawnward IMF interval, three bipolar signatures in the perpendicular magnetic field component at the four Cluster spacecraft were recognized as plasma injections and FTEs (Russell and Elphic, 1978) while in the conjugate ionosphere, three embedded duskward-moving flow bursts were simultaneously observed, allowing the first one-to-one correlation between FTE signatures in the

magnetosphere and in the ionosphere. The drift velocity in the ionosphere of these plasma structures could also be deduced from Cluster after mapping (by the method described above) and from SuperDARN, leading to an excellent agreement. These results demonstrated that during a brief interval of southward/dawnward pointing IMF, the sporadic particle injections at Cluster and transient flow bursts in the ionosphere were both the signatures of the same pulsed reconnection events at the dawn flank of the magnetopause. The propagation delay of the reconnection effects from the magnetosphere to the ionosphere was ~2-3 min, in agreement with the Alfvén propagation time. Finally, the good mapping between the magnetosphere and the ionosphere validated the concept of equipotential magnetic field lines.

The same mapping method

IV.2 Spatio-Temporal Dynamics

Also with the Cluster-IMAGE-SuperDARN conjunction on 14 July 2001, Bosqued et al. (2005) and Cerisier et al. (2005) have described the dayside magnetosphere-ionosphere response following reconnection pulses caused by solar wind pressure enhancements. For each pressure pulse, Bosqued et al. (2005) compared quantitatively the Lyman-alpha brightness measured remotely by IMAGE-

between conjugate Cluster and SuperDARN velocity measurements was used by Cerisier et al. (2005) (already presented on section III.1) in the polar cusp on 14 July 2001, during intense solar wind activity. However, the results were quite different: a good agreement between the Cluster mapped velocities and the SuperDARN velocities was obtained outside the cusp particle injections, but strong discrepancies in sign and in amplitude were observed inside the cusp injections. Thus, the bursts of Cluster-CIS velocity moment and related -EFW electric field were not measured by SuperDARN. The authors explained these mapping discrepancies by the reflection in the upper ionosphere of the Alfvén waves responsible of the transmission of the magnetic stress from the reconnection site to the ionosphere and by the possible existence of parallel potential drops.

SI-12 and the expected count rate deduced from the total ion (H^+) energy flux measured by the Cluster-CIS instrument on the same field line during the injection. The method used to convert CIS ion energy flux into auroral brightness in the ionosphere is described in Frey et al. (2003). The two results were similar within a factor of 2, with discrepancies being explained by different temporal and

spatial resolutions between instruments, and auroral spreading in the UV proton aurora of IMAGE due to the charge exchange process. These results demonstrated that the bursts of Lyman-alpha brightness measured by the IMAGE-SI-12 instrument is definitely related to incoming magnetosheath ion fluxes and represents the ionospheric signature of the polar cusp during reconnection events.

For the same event, Cerisier *et al.* (2005) described the spatio-temporal dynamics of the dayside magnetosphere-ionosphere response during the solar wind pressure enhancements (Figure 4). The strong precipitation observed by Cluster (Figure 4d) and IMAGE (Figure 4c) after each solar wind pressure pulse lasted ~ 4 -6 min. This precipitation was immediately followed by a strong enhancement of the

ionospheric poleward convection lasting ~ 10 min (Figures 4a and 4b) initiated just poleward of the precipitation and propagating northward. This IMAGE-SuperDARN correlation showed that the reconnection process was acting in two successive steps: with an initial precipitation of magnetosheath plasma along newly-reconnected field lines, followed by the convection of the reconnected flux tube in the poleward direction under the action of magnetic tension and solar wind flow. These observations have confirmed that the poleward convection flow burst associated with reconnection is a fossil signature (Davies *et al.*, 2002), since the cessation of the magnetosheath precipitation indicates that reconnection is no longer active.

V. ELECTRODYNAMICS OF RECONNECTED FLUX TUBES

Various models (Lee, 1986; Southwood, 1987) of the electrodynamics of FTEs have been proposed which describe the distribution of parallel currents inside a reconnected flux tube and their closure by Pedersen currents in the ionosphere. In the Lee (1986) model, a downward current flows all around the tube with an upward return current at the centre. In the Southwood (1987) model, parallel currents of opposite sign flow on the flanks of the

flux tube, closed in the ionosphere by a Pedersen current across the tube flowing perpendicular to the convection velocity (Figure 5, left). Only few experimental studies of the electrodynamics of FTEs have been performed (e.g., Escoubet *et al.*, 1992; Milan *et al.*, 2000; Lockwood *et al.*, 2001). In this section, the fine structure of field-aligned currents and the geometry of the electric circuit of FTEs are investigated experimentally.

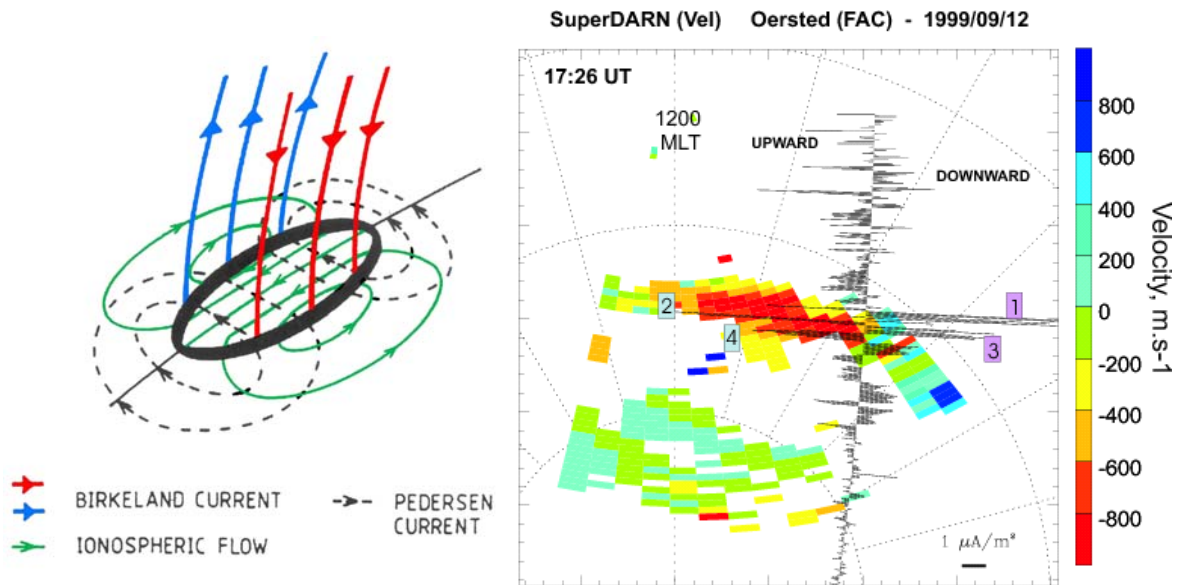


Figure 5: *Left* – Schematics of the electrodynamics of a FTE, after Southwood (1987). Parallel currents of opposite signs flow on the flanks of the flux tube and are closed by a Pedersen current across the tube. *Right* - Line-of-sight velocity map (magnetic coordinates) of the SuperDARN radar at 1726 UT, on 12 September 1999. The Ørsted orbit is superimposed on the map with the field-aligned currents intensity plotted perpendicular to the orbit (upward current on the left hand-side). Labels (1) to (4) correspond to the four small-scale current sheets. After Marchaudon et al., (2004b).

V.1 Field-Aligned Currents Distribution

From one single spacecraft, field-aligned currents can be calculated either from particle measurements, by summing ion and electron parallel currents (this method requires access to full particle moments: density and velocity) or from magnetic field measurements, using Ampere’s law and assuming infinite, static plane current sheets. This last method will give incorrect results if the field-aligned current distribution is not sheet-like and/or is driven by convective motion (Lockwood et al., 2001).

For two mid-altitude cusp crossings of individual Cluster spacecraft,

Marchaudon et al. (2006) studied the structure of field-aligned currents during magnetosheath particle injections. The current density was deduced independently from FGM magnetic field measurements and from PEACE and CIS particle flux measurements and in both cases the data were carefully tested. In particular, magnetic fluctuations were analysed in order to discriminate between plane current sheets for which the current density can be calculated safely and filamentary current structures. The authors noted that each injection was associated with a pair of field-aligned currents, in

agreement with the Southwood (1987) model. However, they also showed that the field-aligned current structure and orientation were very variable. At medium transverse scales (~ 80 km), the structure of the currents was more often tube-like than sheet-like and, in case of sheet-like structure, the sheets were not systematically elongated in the east-west direction, as proposed by Southwood (1987), but displayed a random polarisation. In the 14 July 2001 case, Bosqued *et al.* (2005) and Cerisier *et al.* (2005) also found that each cusp precipitation was associated with a pair of field-aligned currents. However, in this case, the east-west orientation and the polarity (upward at high latitude and downward at low latitude) of the currents were in perfect agreement with the Southwood (1987) model for positive $IMF-B_y$.

Marchaudon *et al.* (2006) also studied the particle carriers of field-aligned

currents using data from the CIS and PEACE particle experiments. They found that parallel currents during cusp injections events were mainly carried by electrons, with ions contributing only for $\sim 20\%$. Downward electrons in the 50-300 eV energy range carry the upward current while upward electrons in the 10-40 eV energy range carry the downward current. Finally, in case of plane current sheets, the ratio between the magnetic and particle currents showed large variations between 0.4 and 1.1. These fluctuations were explained by the variable convective motion of the current sheets in the dynamic polar cusp region, as already postulated by Lockwood *et al.* (2001). Using the same method, Bosqued *et al.* (2005) found a strong westward convective motion of the current sheets of one cusp injection explained by magnetic tension at the reconnection site for positive $IMF-B_y$.

V.2 Ionospheric Current Closure

On 12 September 1999, a conjunction between SuperDARN radars and the Ørsted satellite gave, for the first time, simultaneous access to the ionospheric convection enhancement and the field-aligned currents associated with a FTE (Marchaudon *et al.*, 2004b). The radars observed an azimuthally-elongated

convection flow burst, while Ørsted observed four successive small-scale field-aligned currents sheets alternatively downward and upward (Figure 5, right). The most poleward pair of currents, whose directions were in agreement with the Southwood (1987) model, was observed when Ørsted crossed the front edge of the

flow burst and was consequently related to it. The Pedersen current inside the flow burst was deduced from the convection electric field measured by SuperDARN and from the ionospheric Pedersen conductivity model of Senior (1991). The quantitative comparison between the intensity of the Pedersen current and the intensity of the two field-aligned currents was fairly good and indicated that the

closure current for this pair of field-aligned currents occurred inside the flow burst (Figure 5, left). This study represents a clear experimental verification of the Southwood (1987) model in which the flux tube's parallel current sheets and the associated Pedersen current constitute an autonomous electric circuit independent of any large-scale magnetospheric currents.

VI. SUMMARY AND CONCLUSION

In this paper, we have presented studies based on conjunctions between several instruments and/or using the four-point Cluster measurements, which have led to an improved understanding of the magnetopause reconnection process and of its effects on the electrodynamics of the magnetosphere and its conjugate ionosphere. In section III.1, two events occurring during dominant $IMF-B_y$ show clearly the complexity of the reconnection process. Both events show that the IMF clock-angle is the controlling factor of dayside reconnection, the process remaining active even for positive $IMF-B_z$, as long as the IMF clock-angle remains above 70° . However, the comparison of these two events shows that the repetition rate of reconnection is not always triggered by external parameters. In section III.2, the properties of the SEC are

described and a Cluster/SuperDARN conjunction shows that the “double reconnection” process acting successively in the two magnetospheric lobes could explain the formation of the SEC region during northward IMF. In section IV, new insights into dayside magnetospheric dynamics during reconnection events have been reviewed. In the dayside magnetosphere during relatively quiet IMF conditions, the magnetic field lines are generally equipotential, and the propagation delay between the magnetosphere and the ionosphere is typically 2-3 min. However, during high solar wind activity such as strong pressure enhancement, Alfvén wave reflection and/or parallel potential drops can occur, and cause an imperfect mapping from the magnetosphere to the ionosphere. Moreover, the magnetospheric response to

dayside reconnection is divided in two phases, first magnetosheath precipitation along newly reconnected field lines, followed by convection of the reconnected flux tube caused by magnetic tension at the reconnection site and solar wind flow. The results of section V relating to the parallel current distribution and the ionospheric current closure of reconnected flux tubes give a lot of support to the Southwood (1987) model. However, the field-aligned current geometry (structure and orientation) of FTEs can be more complex than suggested by this model.

Additional aspects of the magnetopause reconnection process which have not been developed here, have been investigated in recent Cluster studies. Analysing multiple magnetopause encounters, Louarn *et al.* (2004) found a complex three-dimensional magnetic field topology, consistent with the interlinking of flux tubes resulting from reconnections occurring at different sites. Also, Cluster

wave measurements have allowed Grison *et al.* (2005) to show that kinetic Alfvén waves dominate the electromagnetic wave spectrum in the polar cusp. The role of magnetic turbulence in the magnetosheath in explaining the microphysics of reconnection has also been studied (Belmont *et al.*, 2006).

In the above studies, the coupling between the different regions (solar wind, magnetosphere and ionosphere) caused by dayside magnetic reconnection has been examined in detail. After this obviously limited amount of results, it is clear that further multi-instrumental studies are necessary which will help answer critical questions about the magnetosphere-ionosphere coupling and its variability. The next challenge will be to identify the sources of this variability by systematic analysis of the solar wind, magnetospheric, and ionospheric conditions prevailing in each case.

VII. REFERENCES

- Aparicio, B., Thelin, B., and Lundin, R.: The polar cusp from a particle point of view: a statistical study based on Viking data, *J. Geophys. Res.*, 96, 14,023-14,031, 1991.
- Balogh, A., Carr, C. M., Acuna, M. H., *et al.*: The Cluster magnetic field investigation: overview of in-flight performance and initial results, *Ann. Geophys.*, 19, 1207–1217, 2001.
- Belmont, G., Sahraoui, F., and Rezeau, L.: Measuring and understanding space turbulence, *Adv. Space Res.*, 37, 1503-1515, 2006.
- Berchem, J., Raeder, J., and Ashour-Abdalla, M.: Magnetic flux ropes at the high-

- latitude magnetopause, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1189-1192, 1995.
- Berchem, J., and Russell, C. T.: Flux transfer events on the magnetopause: spatial distribution and controlling factors, *J. Geophys. Res.*, 89, 6689-6703, 1984.
- Bogdanova, Y. V., Marchaudon, A., Owen, C. J., Dunlop, M. W., Frey, H. U., Wild, J. A., Fazakerley, A. N., Klecker, B., Davies, J. A., and Milan, S. E.: On the formation of the high-altitude stagnant cusp: Cluster observations, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12101, doi:10.1029/2005GL022813, 2005.
- Bosqued, J. M., Phan, T. D., Dandouras, I., et al.: CLUSTER observations of the high-latitude magnetopause and cusp: initial results from the CIS ion instruments, *Ann. Geophys.*, 19, 1545-1566, 2001.
- Bosqued, J. M., Escoubet, C. P., Frey, H. U., Dunlop, M. W., Berchem, J., Marchaudon, A., Cerisier, J.-C., Fazakerley, A. N., Budnik, E., Lavraud, B., Rème, H., Laakso, H., and Balogh, A.: Multipoint observations of transient reconnection signatures in the cusp precipitation: A CLUSTER-IMAGE detailed case study, *J. Geophys. Res.*, 110, A03219, doi:10.1029/2004JA010621, 2005.
- Cerisier, J.-C., Marchaudon, A., Bosqued, J.-M., McWilliams, K., Frey, H., Bouhram, M., Laakso, H., Dunlop, M. W., Förster, M. and Fazakerley, A. N.: Plasma injections and flow bursts in the dayside cusp triggered by solar wind pressure pulses, *J. Geophys. Res.*, 110, A08204, doi:10.1029/2004JA010962, 2005.
- Chandler, M. O., Fuselier, S. A., Lockwood, M., and Moore, T. E.: Evidence of component merging equatorward of the cusp, *J. Geophys. Res.*, 104, 22623-22633, 1999.
- Crooker, N. U.: The magnetospheric boundary layers: a geometrically explicit model, *J. Geophys. Res.*, 82, 3629-3633, 1977.
- Crooker, N. U.: Dayside merging and cusp geometry, *J. Geophys. Res.*, 84, 951-959, 1979.
- Cowley, S. W. H., Morelli, J. P., and Lockwood, M.: Dependence of convective flows and particle precipitation in the high-latitude dayside ionosphere on the X and Y components of the interplanetary magnetic field, *J. Geophys. Res.*, 96, 5557-5564, 1991.
- Davies, J. A., Yeoman, T. K., Rae, I. J., Milan, S. E., Lester, M., Lockwood, M., and McWilliams, K. A.: Ground-based observations of the auroral zone and polar cap ionospheric responses to dayside transient reconnection, *Ann. Geophys.*, 20, 781-794, 2002.
- Décréau, P. M. E., Ferreau, P., Krasnoselskikh, V., et al.: Early results from the Whisper instrument on Cluster: an overview, *Ann. Geophys.*, 19, 1241-1258, 2001.
- Dungey, J. W.: Interplanetary magnetic field and the auroral zones, *Phys. Rev.*

- Lett., 6, 47-48, 1961.
- Dungey, J. W., in C. DeWitt, J. Hieblot, and A. Lebeau (eds.), *The Earth's Environment*, Gordon and Breach, New York, 1963.
- Eastman, T. E., Hones, Jr., E. W., Bame, S. J., and Asbridge, J. R.: The magnetospheric boundary layer: site of plasma, momentum and energy transfer from the magnetosheath into the magnetosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 685–688, 1976.
- Elphic, R. C., Lockwood, M., Cowley, S. W. H., and Sandholt, P. E.: Flux transfer events at the magnetopause and in the ionosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 2241-2244, 1990.
- Escoubet, C. P., Smith, M. F., Fung, S. F., Anderson, P. C., Hoffman, R. A., Basinska, E. M., and Bosqued, J.-M.: Staircase ion signature in the polar cusp - A case study, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1735-1738, 1992.
- Farrugia, C. J., Rijnbeek, R. P., Saunders, M. A., Southwood, D. J., Rodgers, D. J., Smith, M. F., Chaloner, C. P., Hall, D. S., Christiansen, P. J., and Woolliscroft, L. J. C.: A multi-instrument study of flux transfer event structure, *J. Geophys. Res.*, 93, 14,465-14,477, 1988.
- Frey, H. U., Mende, S. B., Immel, T. J., Gérard, J.-C., Hubert, B., Habraken, S., Spann, J., Gladstone, G. R., Bisikalo, D. V., and Shematovich, V. I.: Summary of quantitative interpretation of IMAGE far ultraviolet auroral data, *Space Sci. Rev.*, 109, 255–283, 2003.
- Fuselier, S. A., Trattner, K. J., and Petrinec, S. M.: Cusp observations of high- and low-latitude reconnection for northward interplanetary magnetic field, *J. Geophys. Res.*, 105, 253-266, 2000.
- Goertz, C. K., Nielsen, E., Korth, A., Glassmeier, K. H., Haldoupis, C., Hoeg, P., and Hayward, D.: Observations of a possible ground signature of flux transfer events, *J. Geophys. Res.*, 90, 4069-4078, 1985.
- Gosling, J. T., Asbridge, J. R., Bame, S. J., Feldman, W. C., Paschmann, G., Sckopke, N., and Russell, C. T.: Evidence for quasi-stationary reconnection at the dayside magnetopause, *J. Geophys. Res.*, 87, 2147–2158, 1982.
- Gosling, J. T., Thomsen, M. F., Bame, S. J., Elphic, R. C., and Russell, C. T.: Observations of reconnection of interplanetary and lobe magnetic field lines at the high-latitude magnetopause, *J. Geophys. Res.*, 96, 14,097–14,106, 1991.
- Greenwald, R. A., Baker, K. B., Dudeney, J. R., et al.: Darn/SuperDARN: a global view of the dynamics of high-latitude convection, *Space Sci. Rev.*, 71, 761-796, 1995.
- Grison, B., Sahraoui, F., Lavraud, B., Chust, T., Cornilleau-Wehrlin, N., Rème, H., Balogh, A., and André, M.: Wave particle interactions in the high-

- altitude polar cusp: a Cluster case study, *Ann. Geophys.*, 23, 3699-3713, 2005.
- Gustafsson, G., André, M., Carozzi, T., et al., First results of electric field and density observations by Cluster EFW based on initial months of operation, *Ann. Geophys.*, 19, 1219-1240, 2001.
- Haerendel, G., Paschmann, G., Sckopke, N., Rosenbauer, H., and Hedgecock, P. C.: The frontside boundary layer of the magnetopause and the problem of reconnection, *J. Geophys. Res.*, 83, 3195-3216, 1978.
- Johnstone, A. D., Alsop, C., Burge, S., Carter, P. J., Coates, A. J., Coker, A. J., Fazakerley, A. N., Grande, M., Gowen, R. A., Gurgiolo, C., Hancock, B. K., Narheim, B., Preece, A., Sheather, P. H., Winningham, J. D., and Woodliffe, R. D.: Peace: A Plasma Electron and Current Experiment, *Space Sci. Rev.* 79, 351-398, 1997.
- Lavraud, B., Fedorov, A., Budnik, E., Thomsen, M. F., Grigoriev, A., Cargill, P. J., Dunlop, M. W., Rème, H., Dandouras, I., and Balogh, A.: High-altitude cusp flow dependence on IMF orientation: a 3-year Cluster statistical study, *J. Geophys. Res.*, 110, A02209, doi:10.1029/2004JA010804, 2005a.
- Lavraud, B., Thomsen, M. F., Taylor, M. G. G. T., Wang, Y. L., Phan, T. D., Schwartz, S. J., Elphic, R. C., Fazakerley, A., Rème, H., and Balogh, A.: Characteristics of the magnetosheath electron boundary layer under northward interplanetary magnetic field: implications for high-altitude reconnection, *J. Geophys. Res.*, 110, A06209, doi:10.1029/2004JA010808, 2005b.
- Lee, L. C.: Magnetic flux transfer at the Earth's magnetopause, in *Solar wind-magnetosphere coupling* edited by Y. Kamide and J. A. Slavin, pp. 297-314, Terra Scientific, Tokyo, 1986.
- Lee, L. C., and Fu, Z. F.: A theory of magnetic flux transfer at the Earth's magnetopause, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 105-108, 1985.
- Lockwood, M., and Smith, M. F.: The variation of reconnection rate at the dayside magnetopause and cusp ion precipitation, *J. Geophys. Res.*, 97, 14,841-14,847, 1992.
- Lockwood, M., and Wild, M. N.: On the quasi-periodic nature of magnetopause flux transfer, *J. Geophys. Res.*, 98, 5935-5940 1993.
- Lockwood, M., Milan, S. E., Onsager, T., Perry, C. H., Scudder, J. A., Russell, C. T., and Brittnacher, M.: Cusp ion steps, field-aligned currents and poleward auroral forms, *J. Geophys. Res.*, 106, 29555-29569, 2001.
- Louarn, P., Fedorov, A., Budnik, E., Fruit, G., Sauvaud, J. A., Harvey, C. C., Dandouras, I., Rème, H., Dunlop, M. W., and Balogh, A.: Cluster observations of complex 3D magnetic structures at the magnetopause,

- Geophys. Res. Lett., 31, L19805, doi:10.1029/2004GL020625, 2004.
- Marchaudon, A., Cerisier, J.-C., Bosqued, J.-M., Dunlop, M. W., Wild, J. A., Décréau, P. M. E., Förster, M., Fontaine, D., and Laakso, H.: Transient plasma injections in the dayside magnetosphere: one-to-one correlated observations by Cluster and SuperDARN, *Ann. Geophys.*, 22, 141-158, 2004a.
- Marchaudon, A., Cerisier, J.-C., Greenwald, R., and Sofko, G.: Electrodynamics of a FTE: Experimental test of the Southwood model, *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2004GL019922, 2004b.
- Marchaudon, A., Owen, C. J., Bosqued, J.-M., Fear, R. C., Fazakerley, A. N., Dunlop, M. W., Lahiff, A. D., Carr, C., Balogh, A., Lindqvist P.-A., and Rème, H.: Simultaneous Double Star and Cluster FTEs observations on the dawnside flank of the magnetosphere, *Ann. Geophys.*, 23, 2877-2887, 2005.
- Marchaudon A., Cerisier, J.-C., Bosqued, J.-M., Owen, C. J., Fazakerley, A. N., and Lahiff, A. D.: On the structure of field-aligned currents in the mid-altitude cusp, *Ann. Geophys.*, 24, 3391-3401, 2006.
- Marcucci, M. F., Bavassano Cattaneo, M. B., Di Lellis, A. M., et al.: Evidence for interplanetary magnetic field B-y controlled large-scale reconnection at the dayside magnetopause, *J. Geophys. Res.*, 105, 27,497-27,507, 2000.
- Mende, S. B., Heetderks, H., Frey, H. U., et al.: Far ultraviolet imaging from the IMAGE spacecraft. 3 Spectral imaging of Lyman- α and OI 135.6 nm, *Space Sci. Rev.*, 91, 287-318, 2000.
- Milan, S. E., Lester, M., Cowley, S. W. H., and Brittnacher, M.: Convection and auroral response to a southward turning of the IMF: Polar UVI, CUTLASS, and IMAGE signatures of transient magnetic flux transfer at the magnetopause, *J. Geophys. Res.*, 105, 15,741-15,755, 2000.
- Neudegg, D. A., Cowley, S. W. H., Milan, S. E., Yeoman, T. K., Lester, M., Provan, G., Haerendel, G., Baumjohann, W., Nikutowski, B., Büchner, J., Auster, U., Fornacon, K.-H., and Georgescu, E.: A survey of magnetopause FTEs and associated flow bursts in the polar ionosphere, *Ann. Geophys.*, 18, 416-435, 2000.
- Newell, P. T., and Meng, C.-I.: The cusp and the cleft/boundary layer: low-altitude identification and statistical local time variation, *J. Geophys. Res.*, 93, 14,549-14,556, 1988.
- Owen, C. J., Fazakerley, A. N., Carter, P. J., et al.: CLUSTER PEACE observations of electrons during magnetospheric flux transfer events, *Ann. Geophys.*, 19, 1509-1522, 2001.
- Paschmann, G., Haerendel, G., Sckopke, N., and Rosenbauer, H.: Plasma and magnetic field characteristics of the distant polar cusp near local noon: the

- entry layer, *J. Geophys. Res.*, 81, 2883-2899, 1976.
- Paschmann, G., Haerendel, G., Papamastorakis, I., Sckopke, N., Bame, S. J., Gosling, J. T., and Russell, C. T.: Plasma and magnetic field characteristics of magnetic flux transfer events, *J. Geophys. Res.*, 87, 2159-2168, 1982.
- Paschmann, G., Quinn, J. M., Torbert, R. B., et al.: The Electron Drift Instrument on Cluster: overview of first results, *Ann. Geophys.*, 19, 1273-1288, 2001.
- Phan, T. D., Sonnerup, B. U. O., and Lin, R. P.: Fluid and kinetic signatures of reconnection at the dawn tail magnetopause: Wind observations, *J. Geophys. Res.*, 106, 25,489–25,502, 2001.
- Phan, T. D., Dunlop, M. W., Paschmann, G., Klecker, B., Bosqued, J.-M., Rème, H., Balogh, A., Twitty, C., Mozer, F. S., Carlson, C. W., Mouikis, C., and Kistler, L. M.: Cluster observations of continuous reconnection at the magnetopause under steady interplanetary magnetic field conditions, *Ann. Geophys.*, 22, 2355-2367, 2004.
- Pinnock, M., Rodger, A. S., Dudeney, J. R., Rich, F., and Baker, K. B.: High spatial and temporal resolution observations of the ionospheric cusp, *Ann. Geophys.*, 13, 919-925, 1995.
- Pitout, F., Newell, P. T., and Buchert, S. C.: Simultaneous high- and low-latitude reconnection: ESR and DMSP observations, *Ann. Geophys.*, 20, 1311-1320, 2002.
- Pitout, F., Escoubet, C. P., Klecker, B., and Rème, H.: Cluster survey of the mid-altitude cusp: 1. size, location, and dynamics, *Ann. Geophys.*, 24, 3011-3026, 2006a.
- Pitout, F., Escoubet, C. P., Bogdanova, Y. V., Georgescu, E., Fazakerley, A. N., and Rème, H.: Response of the mid-altitude cusp to rapid rotations of the IMF, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11107, doi:10.1029/2005GL025460, 2006b.
- Provan, G., Yeoman, T. K., and Cowley, S. W. H.: The influence of the IMF By component on the location of pulsed flows in the dayside ionosphere observed by an HF radar, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 521-524, 1999.
- Provan, G., and Yeoman, T. K.: Statistical observations of the MLT, latitude and size of pulsed ionospheric flows with the CUTLASS Finland radar, *Ann. Geophys.*, 17, 855-867, 1999.
- Reiff, P. H., and Burch, J. L.: IMF By-dependent plasma flow and birkeland currents in the dayside magnetosphere, 2. A global model for northward and southward IMF, *J. Geophys. Res.*, 90, 1595-1609, 1985.
- Rème, H., Aoustin, C., Bosqued, J.-M., et al.: First multispacecraft ion measurements in and near the earth's magnetosphere with the identical CLUSTER Ion Spectrometry (CIS) Experiment, *Ann. Geophys.*, 19, 1303–1354, 2001.

- Rijnbeek, R. P., Cowley, S. W. H., Southwood, D. J., and Russell, C. T.: Observations of reverse polarity flux transfer events at the earth's dayside magnetopause, *Nature*, 300, 23-26, 1982.
- Rosenbauer, H., Grünwaldt, H., Montgomery, M. D., Paschmann, G., and Sckopke, N.: Heos 2 plasma observations in the distant polar magnetosphere: the plasma mantle, *J. Geophys. Res.*, 80, 2723-2737, 1975.
- Russell, C. T., and Elphic, R. C.: Initial ISEE magnetometer results: magnetopause observations, *Space Sci. Rev.*, 22, 681-715, 1978.
- Russell, C. T., Le, G., Kawano, H., Petrinec, S. M., and Zhang, T. L.: Intrinsic time scale for reconnection on the dayside magnetopause, *Adv. Space Res.*, 19, 1913-1917, 1997.
- Sandholt, P. E., Lockwood, M., Oguti, T., Cowley, S. W. H., Freeman, K. S. C., Lybakk, B., Egeland, A., and Willis, D. M.: Midday auroral breakup events and related energy and momentum transfer from the magnetosheath, *J. Geophys. Res.*, 95, 1039-1060, 1990.
- Sandholt, P. E., Farrugia, C. J., Moen, J., Noraberg, Ø., Lybakk, B., Sten, T., and Hansen, T.: A classification of dayside auroral forms and activities as a function of interplanetary magnetic field orientation, *J. Geophys. Res.*, 103, 23,325-23,345, 1998.
- Senior, C.: Solar and particle contributions to auroral height-integrated conductivities from EISCAT data: a statistical study, *Ann. Geophys.*, 9, 449-460, 1991.
- Senior, C., Cerisier, J.-C., Rich, F. J., Lester, M., and Parks, G. K.: Strong sunward propagating flow bursts in the night sector during quiet solar wind conditions: SuperDARN and satellite observations, *Ann. Geophys.*, 20, 771-779, 2002.
- Song, P., and Russell, C.T.: Model of the formation of the low-latitude boundary layer for strongly northward interplanetary magnetic field, *J. Geophys. Res.* 97, 1411, 1992.
- Sonnerup, B. U.: Magnetopause Reconnection Rate, *J. Geophys. Res.*, 79, 1546-1549, 1974.
- Southwood, D. J.: The ionospheric signature of flux transfer events, *J. Geophys. Res.*, 92, 3207-3213, 1987.
- Stauning, P., Primdahl, F., Watermann, J., and Rasmussen, O.: IMF By-related Cusp currents observed from the Ørsted satellite and from ground, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 99-102, 2001.
- Stone, E. C., Frandsen, A. M., Mewaldt, R. A., Christian, E. R., Margolies, D., Ormes, J. F., and Snow, F.: the Advanced Composition Explorer, *Space Sci. Rev.*, 86, 1-22, 1998.
- Thorolfsson, A., Cerisier, J.-C., Lockwood, M., Sandholt, P. E., Senior, C., and Lester, M.: Simultaneous optical and radar signatures of poleward-moving auroral forms, *Ann. Geophys.*, 18, 1054-1066, 2000.

- Vaisberg, O. L., Avanov, L. A., Moore, T. E., and Smirnov, V. N.: Ion velocity distributions within the LLBL and their possible implication to multiple reconnections, *Ann. Geophys.*, 22, 213-236, 2004.
- Vontrat-Reberac, A., Bosqued, J.-M., Taylor, M. G. G. T., Lavraud, B., Fontaine, D., Dunlop, M. W., Laakso, H., Cornilleau-Werhlin, N., Canu, P., and Fazakerley A.: Cluster observations of the high-altitude cusp for northward interplanetary magnetic field: A case study, *J. Geophys. Res.*, 108, 1346, doi:10.1029/2002JA009717, 2003.
- Wild, J. A., Milan, S. E., Cowley, S. W. H., et al.: Coordinated inter hemispheric SuperDARN radar observations of the ionospheric response to flux transfer events observed by the Cluster spacecraft at the high-latitude magnetopause, *Ann. Geophys.*, 21, 1807–1826, 2003.

MÉTÉOROLOGIE ET PHYSIQUE DE L'ATMOSPHERE

SCIENCES HYDROLOGIQUES

Téledétection et Etats de Surface

CATHERINE OTTLE¹, SYLVIE LEHEGARAT² & MEHREZ ZRIBI³

¹ *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Centre d'Etudes de Saclay, Orme des Merisiers, Bâtiment 701 - 91191 Gif-sur-Yvette, France*

² *Laboratoire IEF, Université Paris-Sud- Bâtiment 220 - 91405 ORSAY cedex*

³ *Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires, 10 Avenue de l'Europe, 78140 Vélizy, France*

catherine.ottle@lscce.ipsl.fr

Résumé Les récentes avancées dans le domaine de la télédétection permettent d'accéder à de nouveaux paramètres utiles pour l'hydrologie. L'objectif de cet article est de donner un aperçu des variables accessibles à partir de l'espace, comme l'occupation des sols, les variations saisonnières des couvertures végétales, le contenu en eau des sols ou la cartographie des zones inondées.

Mots clefs *Téledétection, interfaces continentales, états de surface*

Remote Sensing and Surface States

Abstract Recent advanced researches in the remote sensing domain allow to map new variables useful for hydrological studies. The objective of this paper is to present a short outline of the variables which may be assessed from space, like land use, seasonal variations of vegetation, soil water content or flooded areas mapping.

Key words *Remote sensing, land surface, surface states*

I. INTRODUCTION

L'hydrologie de surface est plus précisément la partition de la pluie entre le stockage dans le sol superficiel, l'infiltration souterraine, le ruissellement et le retour vers l'atmosphère (c'est à dire l'évapotranspiration) est essentiellement

contrôlée par les états de la surface. En effet, la couverture végétale, les caractéristiques hydrodynamiques des sols, la rugosité des sols, vont déterminer l'eau interceptée et rééaporée, le ruissellement et l'infiltration profonde. La

compréhension des différents processus mis en jeu et la prévision de leur évolution nécessitent l'utilisation de modèles mathématiques représentant les interactions et permettant de caractériser les différents états du système et de quantifier les flux d'eau qui transitent entre les différentes composantes. La modélisation hydrologique est caractérisée par un certain nombre de difficultés liées à la physique du milieu. Ce milieu est caractérisé par une forte variabilité spatiale, les processus physiques sont non linéaires et caractérisés par des effets de seuils (par exemple la partition ruissellement/ infiltration va dépendre du seuil d'infiltration de l'eau dans le sol). Ils vont être contrôlés par les caractéristiques physiques du système (le sol, la végétation), les conditions initiales (états du système au début de la simulation) et aux limites (les conditions atmosphériques en particulier). D'autre part, la modélisation mathématique nécessite de définir une échelle de calcul dans l'espace et le temps : les processus vont être représentés sur une grille de calcul et avec un certain pas de temps. Par conséquent, les phénomènes d'échelles inférieures ne seront pas décrits explicitement mais représentés ou paramétrisés à l'aide de représentations ajustées expérimentalement. Toutes ces difficultés entraînent un certain nombre d'incertitudes et

d'erreurs dans les modèles qu'il convient d'estimer et de corriger régulièrement à l'aide d'observations.

De quel type de mesures disposons-nous en hydrologie pour recalibrer les modèles? Jusqu'à ces dernières années, les seules observations disponibles étaient les mesures locales réalisées aux points des réseaux météorologiques et hydrologiques : mesures des pluies, des caractéristiques de l'air (rayonnements, température, humidité, vitesse du vent, qui déterminent le pouvoir évaporant de l'air, c'est à dire l'évaporation potentielle), des débits et des hauteurs d'eau dans les différents réservoirs des bassins hydrologiques. Ces mesures directes sont essentielles mais posent le problème de leur représentativité du fait de la grande variabilité spatiale des états de surface déjà mentionnée. Grâce à la télédétection spatiale, nous disposons depuis une vingtaine d'années d'observations spatialisées offrant une couverture spatio-temporelle de plus en plus fine qui permettent d'accéder à des variables de la surface importantes pour l'hydrologie. Ces mesures sont malheureusement indirectes : en effet, la télédétection spatiale permet de mesurer dans différents domaines spectraux, de l'Ultra-Violet aux hyperfréquences, les signaux réfléchis ou émis par le système Terre-Atmosphère qu'il faut ensuite interpréter pour accéder aux états de

surface. Par exemple, dans le domaine solaire, un radiomètre au dessus de l'atmosphère va mesurer le rayonnement solaire réfléchi par la Terre. Ce signal une fois corrigé des effets perturbateurs de l'atmosphère, est lié aux propriétés optiques de la surface, elles mêmes liées aux propriétés du couvert végétal, à son état hydrique ainsi qu'aux propriétés du sol sous-jacent. Par conséquent, l'estimation des caractéristiques physiques de la surface requière l'utilisation de modélisations des interactions des ondes électromagnétiques avec les différents éléments de la surface et

au sein de l'atmosphère appelés modèles de transfert radiatif. Ces modélisations sont extrêmement complexes si l'on choisit de décrire tous les processus physiques qui interagissent. Pour une utilisation plus opérationnelle, on développe des modèles simplifiés ajustés de façon empirique.

Nous présentons dans la partie suivante, de façon non exhaustive, quelques exemples de variables et paramètres de surface observables par télédétection spatiale, et utiles pour l'hydrologie, en nous limitant aux applications régionales.

II. OBSERVATIONS UTILES POUR L'HYDROLOGIE

II.1 Occupation Des Sols / Végétation

L'occupation des sols est une information capitale pour l'hydrologie. En effet, la présence ou non de végétation va influencer le bilan hydrique de surface en déterminant les quantités d'eau qui seront interceptées et transpirées par la végétation. Elle influencera aussi la rugosité de la surface et donc le ruissellement. L'estimation et le suivi de l'occupation des sols à partir de l'espace a été une des premières applications de la télédétection optique à haute résolution spatiale. Elle a démarré avec les satellites américains Landsat au début des années 1970 suivi par la série des satellites SPOT

à partir de 1986. L'arrivée des radars imageurs à haute résolution spatiale comme les radars à synthèse d'ouverture, RSO ou SAR (Synthetic Aperture Radar en anglais) insensibles à la couverture nuageuse a permis de progresser encore dans le domaine. La cartographie de l'occupation des sols est obtenue à partir de techniques de classification des images optiques et/ou radar. Le principe consiste à regrouper en classes en utilisant des méthodes statistiques, les pixels de l'image ayant les mêmes propriétés spectrales et/ou le même comportement temporel lorsqu'il s'agit de classifications d'images

multidates.



Figure 1: Occupation des sols estimée à partir d'images SPOT-HRV sur la région des Alpilles (Bouches du Rhône).

La détermination et l'identification des classes sont réalisées à l'aide de vérités

terrain. Un exemple est donné par la figure 1 qui présente une classification de

l'occupation des sols sur la région des Alpilles (Bouches du Rhône) à partir d'une série de 3 images de l'instrument HRV/SPOT2 acquises en 1997 les 25/03, 02/05 et 30/08. Dans ce cas, l'algorithme utilisé est une classification bayésienne classique (LeHégarat-Masclé et al., 1997) en mode non supervisé, c'est à dire en interprétant les classes a posteriori. Ainsi, 11 classes ont pu être identifiées sur la région avec des taux d'identification supérieurs à 90%.

Après avoir identifié tous les types d'occupation des sols présents sur la région d'étude, les capteurs optiques à plus forte répétitivité permettent d'obtenir un certain nombre d'informations sur l'état phénologique de chacun des couverts, comme la densité de végétation qui est souvent paramétrée dans les modèles hydrologiques pour mieux représenter les échanges d'eau entre la végétation, le sol et

II.2 Contenu En Eau Des Sols

L'état hydrique des surfaces est une variable importante en hydrologie car elle détermine le partage de la pluie entre ruissellement, infiltration et stockage. Cet intérêt explique les efforts consentis depuis de nombreuses années par les scientifiques pour restituer ce paramètre à partir de l'espace.

Les premiers travaux ont porté sur l'utilisation des données optiques et en

l'atmosphère. Ce paramètre peut être estimé en jouant sur les différentes propriétés spectrales de la végétation et du sol dans le domaine solaire. Ainsi, en combinant les réflectances de surface mesurées à différentes longueurs d'onde (dans le rouge et le proche-infrarouge par exemple), on obtient un indice dont les variations temporelles sont très corrélées à la densité de biomasse au sol. La figure 2 montre un exemple des cycles végétaux qui peuvent être extraits d'une analyse de signaux optiques de capteurs à haute répétitivité temporelle (après élimination des données nuageuses) sur le bassin du Rhône pour les 5 principaux types d'occupation du sol. Les périodes de croissance et de sénescence des différents biomes sont parfaitement identifiables et peuvent être utilisées ensuite en modélisation pour mieux représenter les processus liés à la végétation.

particulier des données infrarouge thermique (IRT) pour estimer ce paramètre. Le principe repose sur le fait que les bilans hydrique et énergétique des sols sont liés à la température de la surface par le biais de l'évapotranspiration. Ainsi la mesure de la température de surface par télédétection permet d'estimer la quantité d'eau stockée dans le sol disponible pour l'évapotranspiration (compte-tenu de la

demande atmosphérique). Une modélisation des échanges énergétique et hydrique ainsi que la connaissance des conditions aux limites du système sont nécessaires pour bien représenter les interactions et estimer l'eau du sol à partir de la température mesurée par satellite. Ces différentes contraintes ainsi que la faible disponibilité des mesures IRT (liées à l'ennuage souvent présent) expliquent les faibles succès obtenus par cette méthode. L'accessibilité récente aux données d'instruments géostationnaires comme le radiomètre SEVIRI à bord des satellites Météosat 8 ou 9 (MSG) avec un pas de temps de 15mn et une résolution spatiale kilométrique a relancé l'intérêt pour ce domaine de longueurs d'onde.

Ainsi, différents travaux ont montré l'apport de ces données pour suivre l'eau du sol disponible pour la végétation avec des méthodes basées soit sur l'assimilation de la température dans des modèles de surface (Coudert et al., 2006a,2006b, Ottlé et al., 2006), soit sur des analyses spatio-temporelles de la température et des réflectances de surface (Kustas et al., 2003). Ces techniques basées sur l'exploitation de données acquises à basse résolution spatiale, nécessitent une connaissance de l'occupation des sols à plus fine échelle et le développement de méthodes de changement d'échelle pour restituer une information pertinente pour les modèles de fonctionnement.

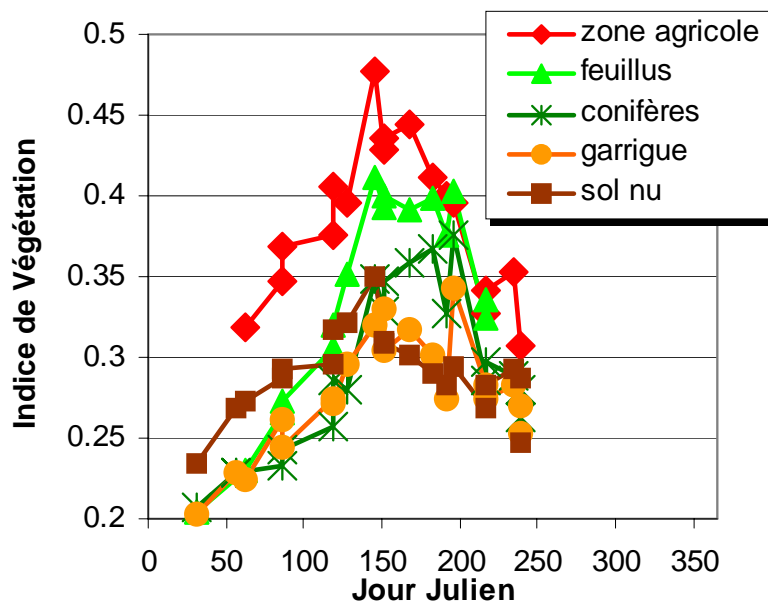


Figure 2: Suivi temporel de la densité de végétation pour 5 principaux types d'occupation des sols sur le bassin du Rhône (année 1994).

La forte relation entre la constante diélectrique d'un sol et son contenu en eau

ont incité les chercheurs à explorer la voie des hyperfréquences pour l'estimation de

l'état hydrique des sols. L'apparition des radars imageurs SAR au début des années 1990 a permis de beaucoup progresser dans ce domaine. Dans des domaines de longueurs d'ondes centimétriques, le signal radar rétrodiffusé par une surface recouverte de végétation est fonction : (i) de la constante diélectrique du sol, qui dépend de son contenu en eau, (ii) de la microtopographie de la surface du sol, et (iii) des paramètres de la couverture végétale. Par ailleurs, cette dernière induit également un effet d'atténuation sur le signal rétrodiffusé par le sol. Ainsi, pour estimer l'humidité du sol, est-il tout d'abord nécessaire de s'affranchir des effets liés à la végétation et à la rugosité (de même que dans le cas des micro-ondes passives).

Faisant suite à de nombreux travaux dans le domaine, Quesney et al. (2000) ont proposé une méthodologie pour s'affranchir de ces deux effets et retrouver l'état hydrique superficiel du sol (couche 0-5 cm) à des échelles de l'ordre de la centaine de km² (ou supérieures) et dans le cas de bassins agricoles. Tout d'abord, on détermine une carte de l'occupation du sol, par exemple par classification d'images. Cette carte permet de ne considérer que les zones de sols nus et de végétation faiblement développée (dans le cas de zones de végétation dense, le signal rétrodiffusé par le sol est fortement atténué

et négligeable par rapport à celui rétrodiffusé par la végétation). Dans le cas de cibles avec végétation peu dense, un modèle de transfert radiatif permet d'estimer l'effet de cette végétation (en atténuation et en rétrodiffusion) et de corriger le signal mesuré pour retrouver la contribution du sol : signal « équivalent sol nu ». Il est à souligner que selon la date de la donnée ERS/SAR, les zones considérées, peuvent différer en fonction notamment de l'état d'avancement de la végétation. Ensuite, le signal radar est moyenné sur l'ensemble des zones considérées afin de filtrer les variations temporelles de l'effet de la rugosité. C'est ce signal moyenné à l'échelle du bassin versant qui va servir d'indicateur hydrique de la couche superficielle du sol. On montre en effet qu'il peut être relié empiriquement par une relation linéaire à l'humidité volumétrique des premiers centimètres.

Ces travaux ont tout d'abord été développés dans le cadre d'un petit bassin versant agricole (l'Orgeval \approx 100 km²) puis validés sur d'autres bassins français comme le Grand Morin (1190 km²), le Serein (1120 km²) et le Petit Morin (605 km²). Les limites de la méthode sont les suivantes : (i) nécessité d'avoir des zones de l'image présentant soit du sol nu, soit des couverts végétaux d'effet (sur le signal) connu et corrigeable, (ii) hypothèse

d'un effet moyen de la rugosité constant, et (iii) impossibilité de retrouver l'humidité du sol durant les périodes de végétation dense.

La figure 3 présente le suivi de l'état hydrique de trois sous-bassins de la

Seine sur deux années à partir des données ERS/SAR. Ce sont ces valeurs, avec leurs barres d'erreur (ici estimées en termes d'humidité relative), qui pourront être assimilées par exemple, dans un modèle hydrologique.

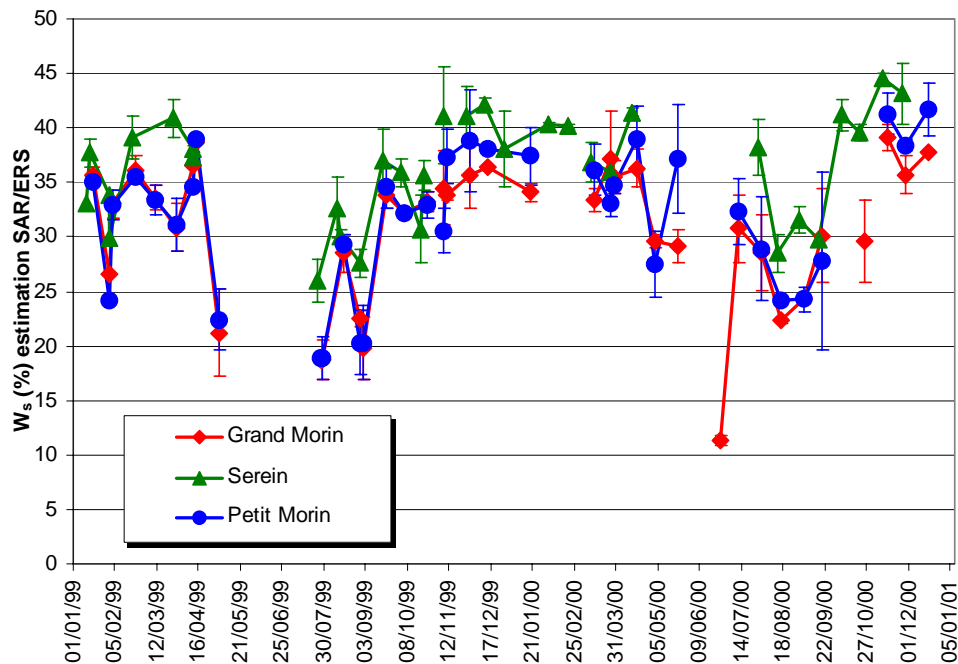


Figure 3: Suivi de l'état hydrique superficiel des sols sur trois sous-bassins de la Seine sur deux années consécutives (1999, 2000) à partir des données SAR/ERS

II.3 Rugosité De Surface

Parmi les autres variables accessibles par télédétection, la rugosité de surface est un indicateur utile pour les hydrologues. La rugosité géométrique du sol d'une part et la couverture en cailloux d'autre part contribuent à la détermination du partage des pluies entre ruissellement et infiltration : schématiquement, une augmentation de la rugosité due à une

augmentation des hauteurs des mottes et des sillons (par exemple) va induire une augmentation des capacités de stockage de l'eau sur la surface du sol et une diminution du ruissellement, tandis qu'une augmentation de la couverture en cailloux va induire dans certains cas une absence d'infiltration au niveau des cailloux et augmenter le ruissellement.

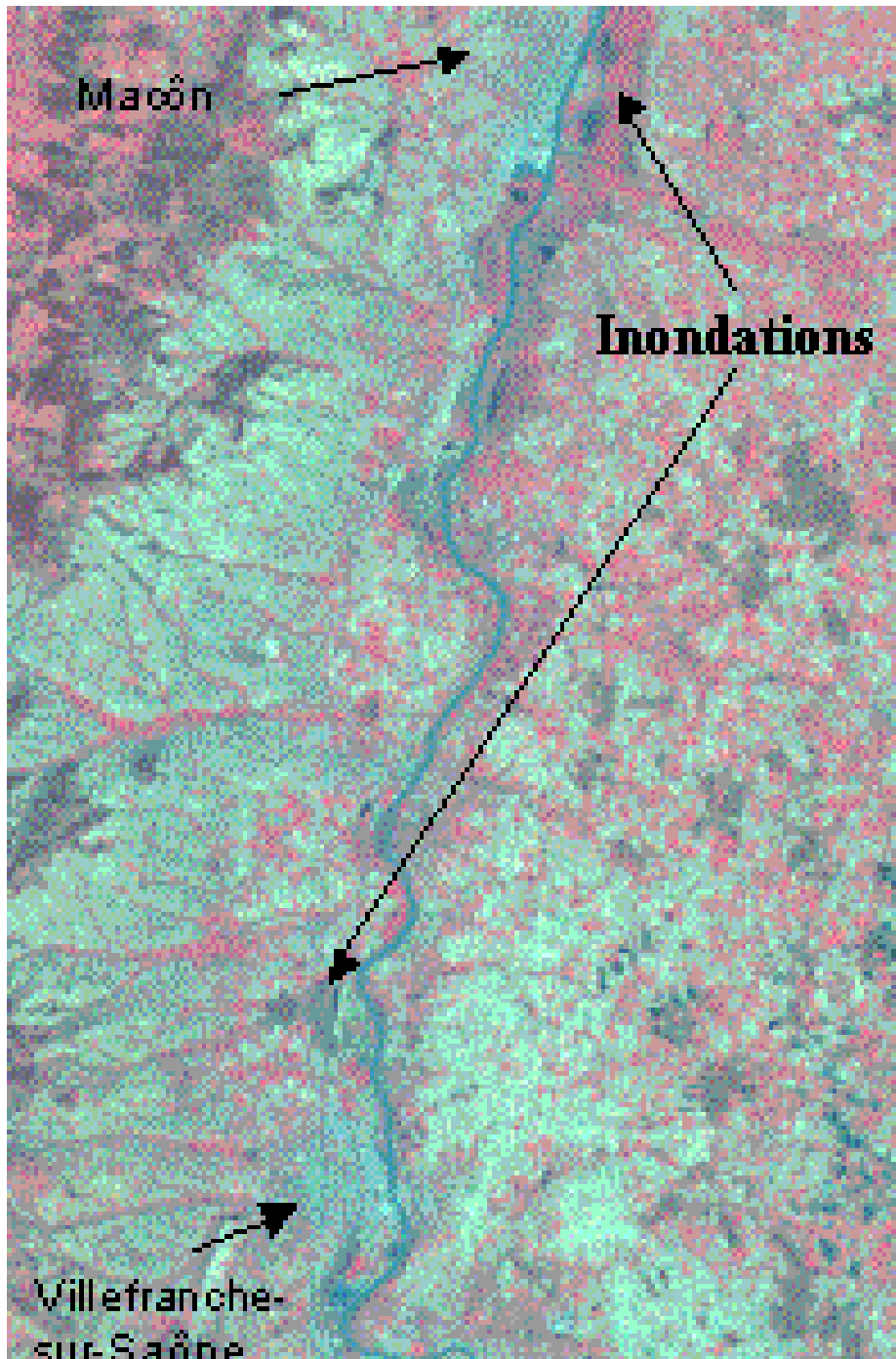


Figure 4: Extension des zones inondées sur la région du Val de Saône vue par le satellite SPOT2, le 9 Mars 1994 (les régions inondées dans les zones basses de la plaine alluviale apparaissent foncées sur l'image).

Dans le domaine de l'estimation de la rugosité à partir de données de télédétection, les travaux sont moins avancés que dans les exemples précédents : végétation et état hydrique du sol. Les

capteurs considérés sont les capteurs SAR. Les problèmes viennent alors du fait que le signal SAR est, comme on l'a vu précédemment, également sensible à l'humidité du sol. Dans les cas particuliers

où l'on peut considérer l'humidité de surface constante et négliger les effets de végétation (zones arides sèches ou zones très humides), les variations du signal SAR sont principalement dues à des variations de la rugosité. On parvient ainsi à estimer

II.4 Zones Inondées Ou Enneigées

Les données spatiales peuvent permettre de cartographier l'occupation des sols comme nous l'avons déjà vu, mais aussi être utilisées pour identifier des changements. Dans ce cas, on analyse les variations temporelles des signaux télédéteçtés ou des classifications d'images. La cartographie des zones inondées ou enneigées est une des applications de la détection de changements. Elle peut être obtenue à partir d'images radar ou optiques, les meilleurs résultats étant obtenus par combinaison des deux types d'images. La figure 4 montre par exemple l'image acquise par l'instrument HRV/SPOT2 sur la région du Val de Saône, le 9 Mars 1994

III. CONCLUSIONS

Ainsi les capteurs satellitaires fournissent aujourd'hui des informations, en particulier sur les états de surface, d'une grande importance pour l'hydrologie. Ces informations ont l'avantage d'être spatialisées et d'offrir une couverture spatio-temporelle plus satisfaisante que les

ce paramètre avec une faible précision (on estime plutôt des classes de rugosité sur le bassin) et il peut être ensuite introduit dans la modélisation hydrologique pour améliorer la représentation du ruissellement superficiel.

en période de crues de la Saône. Les zones inondées ce jour là (prairies ou sols nus) sont parfaitement identifiables sur l'image. En présence de végétation, l'identification des zones inondées est plus délicate et nécessite l'utilisation combinée de différents domaines de longueur d'onde comme l'optique et les hyperfréquences. De même, en raison des variations spectrales des propriétés d'absorption, d'émission et de réflexion de la neige, l'identification des zones enneigées donne de meilleurs résultats quand elle est basée sur une exploitation de données multispectrales en synergie.

données ponctuelles mesurées opérationnellement. Elles posent par contre le problème d'être indirectes et nécessitent d'avoir recours à des modélisations du transfert radiatif au sein de l'atmosphère et au niveau de la surface pour leur interprétation en termes de variables

physiques. De grands progrès ont été réalisés ces dernières années dans ce domaine et la communauté des scientifiques dispose maintenant de modèles performants plus ou moins complexes pour relier les signaux télédétections aux états de surface. Les futurs capteurs fonctionnant à des fréquences mieux adaptées et offrant un meilleur échantillonnage spatio-temporel fourniront

dans un proche avenir de nouvelles informations du plus grand intérêt pour l'hydrologie. Pour préparer l'utilisation de ces prochaines données, la communauté des hydrologues en lien avec les spécialistes de la télédétection travaille actuellement au développement de modèles hydrologiques capables d'assimiler ces nouvelles informations de la façon la plus optimale possible.

IV. BIBLIOGRAPHIE

- Coudert B., C. Otlé, B. Boudevillain, P. Guillevic, and J. Demarty, 2006: Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual source SVAT model. *Journal of Hydrometeorology*, 7, 404-420.
- Coudert B., C. Otlé, and X. Briottet, 2006: Monitoring land surface processes with thermal infrared data: Calibration of SVAT parameters based on the optimisation of diurnal surface temperature cycling features. *Remote Sensing of Environment*, submitted.
- Kustas, W. P., J. M. Norman, M. C. Anderson, and A. N. French, 2003: Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. *Remote Sensing of Environment*, 85, 429-440.
- Le Hégarat-Masclé (S.), Bloch (I.), and Vidal-Madjar (D.). Application of Dempster-Shafer evidence theory to unsupervised classification in multisource remote sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* (1997), 35, no.4, pp.1018-1031.
- Otlé C., B. Coudert, B. Boudevillain, B. de Solan, D. Boisgontier, O. Deudon, J. Testud, E. Moreau, E. Lebouar, R. Ney, and H. Poulima, 2006: Monitoring root zone soil moisture using a 1D-SVAT model calibrated with METEOSAT8 thermal infrared data and forced with radar precipitation data. *RAQRSII*, Valencia, Spain.
- Quesney (A.), Le Hégarat-Masclé (S.), Taconet (O.), Vidal-Madjar (D.), Wigneron (J.P.), Loumagne (C.), and Normand (M.). Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data, *Remote Sensing of Environment* (2000), 72, no.3, pp.290-303.

Variabilité Hydroclimatique et Impacts sur les Ressources en Eau de Grands Basins Hydrographiques en Zone Soudano-Sahélienne

S. ARDOIN-BARDIN

*UMR HydroSciences Montpellier - Université Montpellier II - cc MSE – place E.
Bataillon - 34095 Montpellier cedex 5*

ardoin@msem.univ-montp2.fr

Résumé Pour les pays du sous-continent ouest africain soumis depuis une trentaine d'années à un changement climatique sans précédent au XXème siècle, la modélisation de l'impact de la variabilité prévisible du climat sur les ressources en eau est fondamentale pour la planification des aménagements. L'objectif de ce travail est l'utilisation de simulation de pluies et d'évapotranspiration potentielle issues de scénarii climatiques en entrée de modèles hydrologiques, calés pour les grandes rivières d'Afrique de l'Ouest (Sénégal, Gambie, Sassandra) et Centrale (Logone-Chari), afin d'étudier la variabilité probable des ressources en eau au cours du 21ème siècle. Cette approche se fonde sur :

- la connaissance de la variabilité des régimes pluviométriques et hydrologiques. Globalement, la période 1970-1998 est déficitaire et la décennie 90 témoignent de la persistance de la sécheresse. Ces déficits peuvent s'expliquer par une variation de l'espace couvert par la mousson s'inscrivant dans une dynamique à l'échelle de la circulation atmosphérique générale;
- l'évaluation d'outils de modélisation des régimes hydrologiques des grands cours d'eau régionaux. Deux modèles de bilans hydrologiques (GR2M et WBM), fonctionnant au pas de temps mensuel sur des grilles à la résolution du demi-degré carré, ont été retenus. L'analyse de sensibilité des modèles montre l'importance des précipitations et des états de surface dans la modélisation hydrologique. Cette évaluation souligne également la performance et la robustesse du modèle GR2M;
- le développement et l'application de scénarii climatique à partir des données

issues des Modèles de Circulation Générale. Les sorties de modèles climatiques ne sont pas vraiment fiables mais les variations prévues peuvent être combinées aux observations pour générer des scénarii climatiques. L'utilisation des données de précipitations et de température du modèle HadCM3-A2, via deux scénarii climatiques, dans les modèles hydrologiques GR2M et WBM conduisent à la diminution des débits du Sénégal et de la Gambie, une augmentation suivie d'une diminution des débits du Sassandra et une augmentation des débits du Logone-Chari.

Mots clefs Variabilité climatique, variabilité hydrologique, modélisation pluie-débit, Modèles de Circulation Générale, scénarii climatiques, Afrique de l'Ouest, Afrique Centrale

Hydroclimatic Variability and Impacts on Water Resources of Large Hydrological Catchments in the Sudanese-Sahelian Area

Abstract Modelling the impact of the expected climate variability on water resources is fundamental for the planning of facilities, mainly in Western Africa subjected to an unprecedented drought since around thirty years.

The purpose of that work is to be able to use rainfall and potential evapotranspiration data from climatic scenarios as input to hydrological models; these models being previously calibrated on large catchments from western Africa (Senegal, Gambia, Sassandra) and central Africa (Logone-Chari). Thus, the main goal is to study the likely variability of water resources during the 21st century. That approach is based on:

- the knowledge of the variability of rainfall and hydrological regimes. From a general point of view, the 1970 – 1998 period is in deficit regarding rainfall and the 1990 decade demonstrates that the drought is going on. Those deficits can be explained by a modification of the area influenced by the monsoon which takes part in a more global dynamic regarding the atmospheric circulation ;
- the assessment of tools to model hydrological regimes of large rivers. Two hydrological models, based on balance equations (GR2M and WBM) have been selected. They work at a monthly time step and with data grids established at a resolution of a square half degree. The sensitivity analysis of the models underlines the significance of rainfalls, land cover and land use regarding hydrological

modelling. That assessment also emphasizes the quality of the results and the adaptability of the GR2M model ;

- the elaboration and the use of climatic scenarios from data provided by GCM. Outputs from climatic models are not really reliable but the foreseen variations can be combined with observed data to generate climatic scenarios. From rainfall and temperature data provided by the HadCM3-A2 model, two likely climatic scenarios could be elaborated. Used with GR2M and WBM they lead to the reduction of the Senegal and Gambia flow, to an increase followed by a decrease of the Sassandra flow and to an increase of the Logone-Chari flow.

Key words *Climatic variability, hydrologic variability, rainfall-runoff modelling, General Circulation Model, climatic scenarios, West Africa, Central Africa*

I. INTRODUCTION

La question du changement climatique est devenue à la fin du 20^e siècle un enjeu international. Sous l'impulsion des scientifiques, les gouvernements ont pris conscience de la réalité du réchauffement de la planète lié à l'effet de serre, comme l'atteste l'adoption de la Convention Cadre des Nations Unies sur le changement climatique en 1992. Aujourd'hui les scientifiques s'accordent pour reconnaître la responsabilité des activités anthropiques dans le réchauffement climatique. Mais si les connaissances sur le fonctionnement du climat et en particulier le rôle des émissions de gaz à effet de serre ne cessent de s'améliorer, beaucoup de questions persistent quant aux incidences du changement climatique sur les systèmes anthropiques et naturels, et en particulier dans le domaine des ressources en eau. En

ce sens, l'étude du climat et de sa variabilité est un sujet d'actualité compte tenu des conséquences parfois dramatiques que celle-ci peut entraîner.

Ceci est d'autant plus vrai pour les pays d'Afrique de l'Ouest et Centrale. Du fait de leur structure socio-économique, ces pays présentent une sensibilité accrue aux situations extrêmes, comme les sécheresses ou les inondations. L'évolution des ressources en eau pour ces pays est par conséquent au cœur des préoccupations, tant pour le devenir des populations (santé, sécurité alimentaire ou alimentation en eau potable) que pour le développement économique (production d'électricité, navigation de biens et de personnes, développement du tourisme ou exportation des produits agricoles). Les régions d'Afrique de l'Ouest et Centrale sont

apparues pertinentes pour évaluer les ressources en eau puisque ces régions sont fragilisées du point de vue environnemental d'une part par la forte pression anthropique sur le milieu et d'autre part par les problèmes croissants de dégradation des sols. Elles se révèlent ainsi un objet d'étude approprié pour traiter de la variabilité des ressources en eau dans la mesure où son développement économique repose largement sur leur maîtrise. Ces régions sont aussi celles pour lesquelles une importante masse de données a pu être collectée depuis de nombreuses années par l'IRD et regroupées dans le Système d'Information Environnemental SIEREM développé au laboratoire HydroSciences Montpellier mais également par l'intermédiaire du programme FRIEND-AOC de l'UNESCO pour effectuer des mises à jour. Cette information disponible constitue un support privilégié pour

travailler sur des bassins versants de plusieurs milliers à plusieurs centaines de milliers de km².

C'est donc pour des bassins versants d'Afrique de l'Ouest et Centrale que l'on cherche à :

- approfondir les connaissances de la variabilité spatio-temporelle des régimes hydrologiques et pluviométriques en s'appuyant sur des analyses climatiques diagnostiques et la mise en œuvre de tests statistiques ;
- évaluer les outils de modélisation hydrologique, le but étant de tester la performance des modèles retenus et d'évaluer leur sensibilité ;
- développer des scénarii climatiques à partir des données issues de Modèles de Circulation Générale et les appliquer aux modèles hydrologiques afin d'évaluer l'impact du changement climatique sur les écoulements.

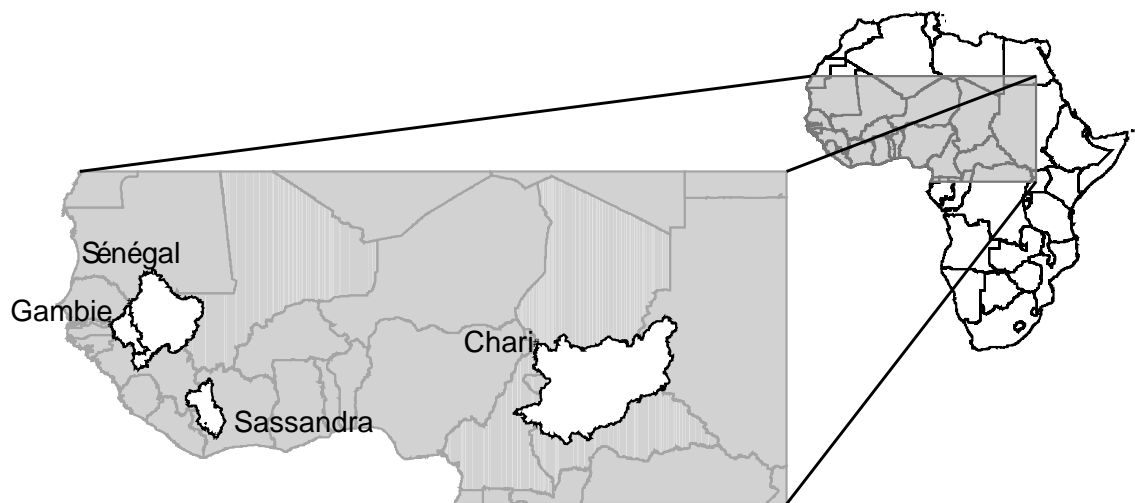


Figure 1: Situation des bassins versants sur la fenêtre d'étude (20°W-32°E et 1°N-24°N).

II. SITUATION ET DONNEES

II.1 Description De La Zone D'étude

Pour évaluer l'impact du changement climatique sur les écoulements, quatre grands bassins hydrographiques d'Afrique de l'Ouest et Centrale ont été choisis au regard de leurs caractéristiques climatiques et géographiques différentes (Figure 1). Il s'agit des bassins versants du Sénégal, de la Gambie, du Sassandra et du Chari.

La zone d'étude s'étend de l'Océan Atlantique au Soudan et du Golfe de Guinée à près de 24° de latitude Nord. Sur

cette zone, les formations végétales évoluent du sud vers le nord : la forêt dense équatoriale s'éclaircit et passe progressivement à la savane. Cette configuration de paysages végétaux correspond en grande partie à celles des précipitations, avec plus de 1500 mm par an au bord du Golfe de Guinée à 200 mm au nord. À l'exception du Sassandra, tous les bassins sont situés en zone de climat soudano-sahélien.

Tableau 1: Caractéristiques des unités hydrographiques sélectionnées.

Rivière	Exutoire	Sous-bassins	Période	Surface (km ²)
Sénégal	Bakel	12	1908-1998	220 818
Gambie	Gouloumbo	7	1971-1996	42 642
Sassandra	Soubre	8	1956-1998	62 173
Chari	Ndjamena	15	1933-1999	601 984

I.2 Données Utilisées

La constitution d'une banque de données la plus complète possible et sa validation par critique et élimination des erreurs sert à améliorer la performance des modèles hydrologiques. Les grands bassins que nous étudions couvrent plusieurs milliers à plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés et nécessitent, de ce fait, de nombreuses données de pluies, de débits, d'évapotranspiration et de capacité

en eau du sol en provenance de plusieurs états. Dans le contexte africain, il est parfois difficile d'obtenir des données inférieures au pas de temps mensuel pour les années récentes. Un long travail de collecte de données hydrologiques et pluviométriques a été mis en œuvre, et les séries ainsi complétées sont stockées au sein du Système d'Information Environnemental SIEREM développé par

HydroSciences Montpellier (Boyer, 2003)
De nombreux contacts ont été établis avec les scientifiques des universités et/ou des services nationaux des pays du sud mais également avec des partenaires anglo-saxons (CRU - Climatic Research Unit, Université d'East Anglia).

Globalement, nous disposons de 42 séries hydrologiques sur une période s'étendant de 1950 à 1998. Les lacunes ont été réduites au plus faible pourcentage en procédant à des mises à jour et aux compléments à l'aide de techniques simples (Tableau 1).

À cela, s'ajoutent des données mensuelles spatialisées sous forme de grille à la résolution $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, et disponibles jusqu'en 1995 (Tableau 2) :

- deux grilles de pluies obtenues à partir de méthodes de construction

différentes, à savoir par le krigeage pour les données du CRU et par les polygones de Thiessen pour les données de l'IRD ;

- trois grilles d'évapotranspiration potentielle obtenues à partir de formulations différentes dérivant toutes de celle de Penman ;
- enfin cinq grilles de capacité en eau des sols fixes dans le temps, obtenues à partir des travaux du CRU et de la FAO.

Cette base de données, aussi diversifiée soit-elle, offre une couverture spatiale et temporelle homogène pour analyser et préciser la variabilité hydro-climatique sur notre zone d'étude, puis pour tester les performances des modèles hydrologiques dans différents contextes climatiques.

III. MANIFESTATION DE LA VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE

Le flux de mousson, et ses variations saisonnières qui en résultent, commande les conditions climatiques autour du Golfe de Guinée. Or, les facteurs climatiques jouent un rôle essentiel dans la genèse des précipitations, et donc, de l'écoulement fluvial. En effet, ce sont les précipitations, qui par leur abondance, leurs variations saisonnières et leur irrégularité interannuelle régissent les régimes

hydrologiques en Afrique de l'Ouest et Centrale. La connaissance des mécanismes climatiques à l'origine du flux de mousson permet de mieux appréhender les variations hydroclimatiques à l'échelle continentale avant d'améliorer les connaissances sur la variabilité des précipitations et des débits à l'échelle des bassins versants.

Tableau 2: Caractéristiques des données climatiques et des données "sols" utilisées.

Type	Notation	Méthodologie	Sources
Précipitations	CRU	Krigeage (Spline)	New <i>et al.</i> , 1999, 2000
	IRD	Thiessen	Boyer, 2003 ; Thiessen, 1911
ETP	PEN	Penman	Penman, 1956
	FAO	Penman-Monteih	Smith, 1992
	TO	Thom et Oliver	Thom et Oliver, 1977
Capacité en eau du sol (WHC)	CRU	Couv. végétale et prof. racinaire	Dunne & Willmott, 1996
	FAO	Granulométrie et prof. racinaire	Dieulin, 2005
	Saxton	Pédo-transfert	Reynolds <i>et al.</i> , 1999

III.1 Analyse Climatique Diagnostique

La variabilité climatique peut s'expliquer en termes de dynamique atmosphérique. Des études précédentes ont établies le lien entre la variabilité interannuelle des précipitations et les anomalies de la circulation atmosphérique régionale (Moron *et al.*, 1995 ; Janicot, 1997 ; Fontaine *et al.*, 1998). Il s'agit donc d'identifier les paramètres atmosphériques caractéristiques de la mousson ouest-africaine qui peuvent expliquer les anomalies observées dans les séries hydrologiques. Les outils statistiques employés en climatologie diagnostique permettent d'atteindre les objectifs suivants:

- définir les indices hydrologiques, à la fois cohérents dans l'espace (région homogène) et dans le temps (variabilité intra et interannuelle homogène) ;
- sélectionner les signaux régionaux qui renseignent sur la qualité de la

mousson ouest-africaine.

Les connexions statistiques entre les anomalies de débit et les paramètres atmosphériques sont appréhendées au moyen des tracés des champs composites d'anomalies à deux périodes : mars-avril (étiage) et août-septembre-octobre (crue), pour cinq paramètres atmosphériques, dont les données sont issues des réanalyses NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), à savoir : le géopotentiel, la vitesse verticale, la quantité d'eau précipitable, la vitesse des vents et les flux de grande longueur d'onde. (Figure 2).

Ces analyses de climatologies diagnostiques ont permis de montrer qu'il existe bien une relation entre les paramètres atmosphériques et les anomalies hydrologiques.

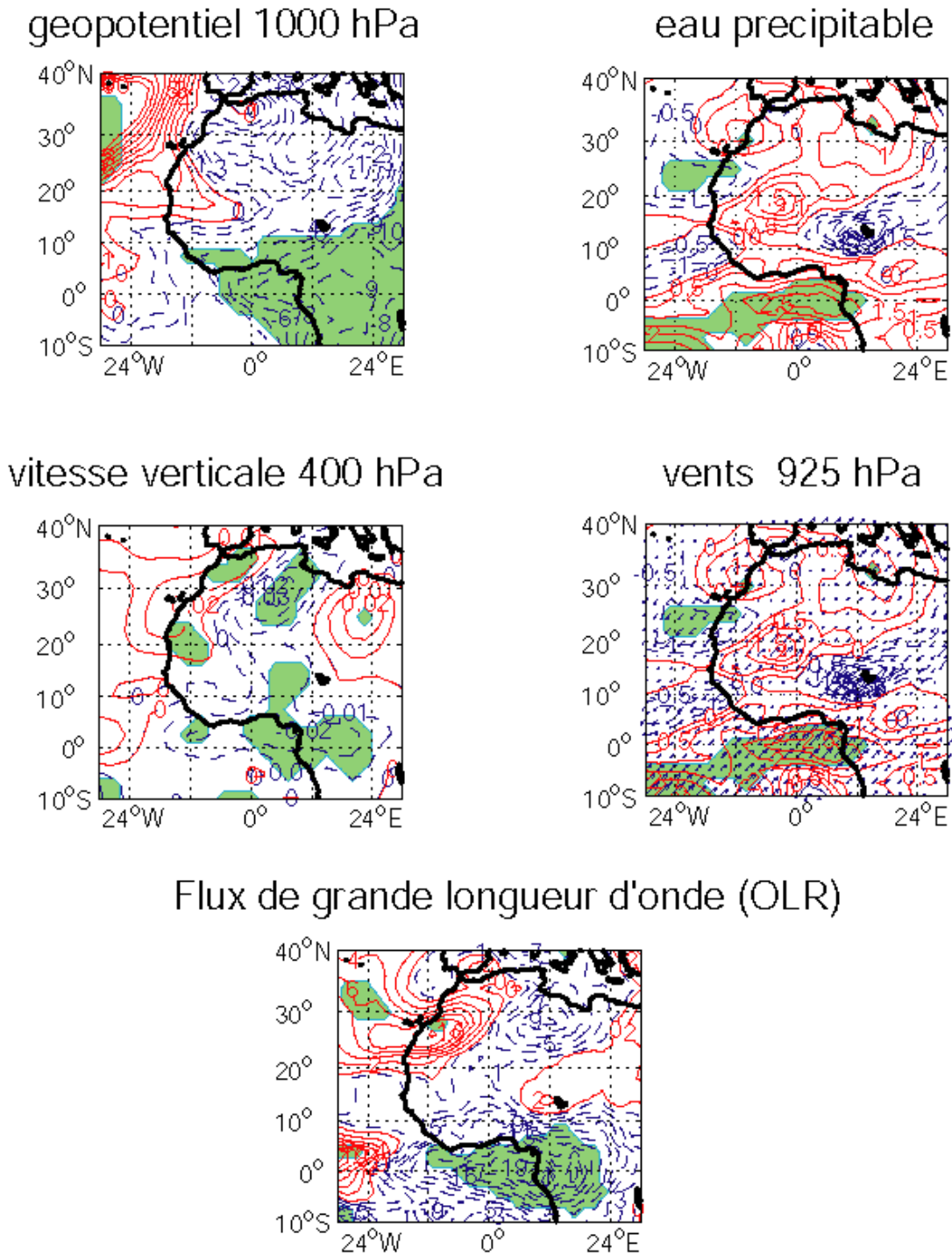


Figure 2: Composite de champs atmosphériques NCEP de l'Afrique de l'Ouest et Centrale sur la période 1968-1998, en août-octobre (ASO) : anomalies négatives (tirets bleu) et positives (lignes continues rouge), significatives à 95 % en fonction du test de Student (plages vertes).

Ainsi, lors d'une année sèche, on observe une modification de la circulation atmosphérique, d'échelle régionale. Cette

situation conjugué différents éléments défavorables à la pluviogenèse dans la zone soudano-sahélienne, puisqu'elle

conduit à la réduction de l'espace couvert par la mousson :

- une position plus méridionale de la Zone de Convergence Inter Tropicale ;
- un affaiblissement du champ de pression sur le Golfe de Guinée et une

réduction de puissance du flux de mousson ;

- un dynamisme accru de l'alizé boréal, traduit par un renforcement de l'Anticyclone des Açores.

III.2 Approches Statistiques et Analyses des Séries Pluviométriques et Hydrologiques

L'étude de l'évolution pluviométrique et hydrologique en Afrique de l'ouest et Centrale s'est appuyée sur des méthodes statistiques et cartographiques variées. Le plus souvent, le traitement statistique concerne d'une part la tendance, et d'autre part la détection des changements brusques des caractéristiques de loi de distribution des variables. D'autres outils, non statistiques, permettent également d'analyser la variabilité hydroclimatique, comme le calcul des déficits et les tracés d'évolution des indices pluviométriques. Des études précédentes ont montré l'existence d'une rupture à la fin des années 60 dans les séries qui s'accompagnait d'une diminution brutale des régimes hydrologiques et pluviométriques (Servat *et al.*, 1997a,b ; Paturel *et al.*, 1997a,b). L'objectif, ici, est de caractériser cette variabilité sur la période 1950-2000 en mettant l'accent sur la décennie 90.

Les indices pluviométriques décennaux permettent de cartographier

l'évolution spatio-temporelle des précipitations. Ils sont définis à partir d'un indice annuel, calculé sur une soixantaine de postes répartis sur deux fenêtres d'étude, la première est centrée sur les bassins du Sénégal de la Gambie et du Sassandra, la seconde sur le Logone-Chari (Figure 3). La décennie 60 apparaît comme humide à l'opposé de la période 1970-1998, qui est déficitaire dans son ensemble, ponctuée de quelques zones excédentaires. Ce caractère déficitaire est très marqué sur la décennie 80. Globalement, les conditions de péjoration des pluies annuelles semblent s'être maintenues sur la période 1990-1998, en particulier sur la fenêtre Ouest, cependant les valeurs des indices sont plus faibles en valeur absolue par rapport à la décennie 80. En termes de déficit, la période 1990-1998 semble s'intercaler entre la décennie 70 et la décennie 80. Cette représentation cartographique souligne bien le fait que le caractère déficitaire apparu au début des années 70 se prolonge jusqu'en 1998. C'est,

en tout cas indiscutable en Afrique de l'Ouest. La situation est moins tranchée sur la fenêtre "Afrique Centrale", certaines

zones semblant revenir à des précipitations plus abondantes.

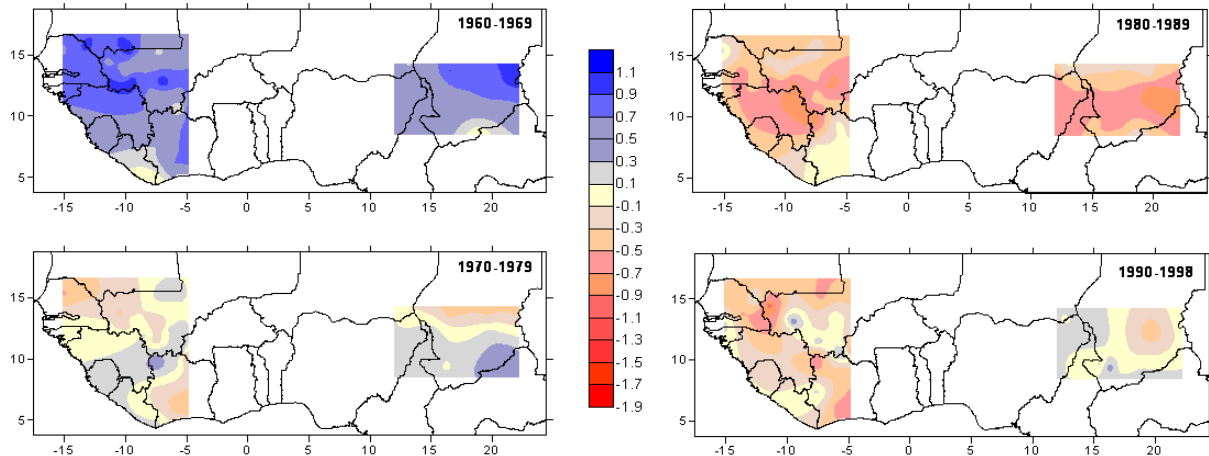


Figure 3: Evolution des indices pluviométriques décennaux de 1960 à 1998 sur les deux fenêtres étudiées.

Différentes procédures de détection de ruptures ont été appliquées sur les séries pluviométriques et hydrologiques sur la période 1950-2000. Ceci vise à confirmer les schémas déjà décrits, en particulier l'importance de la sécheresse depuis 1970 et la non stationnarité de la série avec une rupture entre 1969 et 1971. Appliquée à des séries réduites sur 1970-2000, cela permet également de préciser la position de la décennie 90 dans le contexte déficitaire, puisque les deux années humides 1994 et 1999 ont apporté un espoir de rémission de la sécheresse.

D'une manière générale, les tests appliqués sur les séries "longues" (période 1950-2000) soulignent bien l'existence d'une rupture entre 1967 et 1971. Les déficits pluviométriques constatés

avoisinent les -16% à -27% et les déficits hydrologiques varient de -21% à -67%.

Pour étudier les séries "courtes" (période 1970-2000), seule la segmentation de Hubert peut être appliquée. (Hubert *et al.*, 1989), Ce test s'appuie plus sur un schéma descriptif que sur un vrai modèle statistique, et permet de déceler plusieurs ruptures, même s'il s'agit de valeurs extrêmes (segment unitaire). Sur les 90 séries pluviométriques courtes disponibles, la segmentation de Hubert identifie des ruptures pour seulement 23 séries, dont les dates se répartissent selon 4 groupes :

- entre 1972 et 1976, aussi bien en Afrique de l'Ouest qu'en Afrique Centrale ;
- entre 1979 et 1982, surtout en Afrique de l'Ouest et correspondant à une diminution des précipitations de 20 % en

moyenne ;

- entre 1986 et 1988, mais uniquement en Afrique Centrale ;
- entre 1992 et 1996, identifiées pour des postes situés au nord du 10^e parallèle et correspondant à une augmentation des précipitations de 30 % en moyenne.

Le même test statistique a été appliqué sur les séries hydrologiques entre 1970 et 2000. 6 séries n'ont pu être traitées car elles s'arrêtent en 1979 ou 1989 et ne permettent pas de caractériser la décennie 90. Il en ressort deux groupes de dates de rupture :

- le premier correspond à la période 1975-1978 et concernent 15 séries hydrologiques, exclusivement sur le bassin versant du Sénégal et du Chari, avec une diminution des écoulements de 38 % en moyenne ;
- une seconde rupture est identifiée en 1993. Elle se produit sur 13 séries hydrologiques et concernent les bassins versants du Sénégal, du Sassandra et un bassin du Chari, où il s'agit d'une augmentation des écoulements de 60 % en moyenne.

Il est possible de regarder l'évolution des débits moyens sur les différentes périodes identifiées par la segmentation de Hubert (Figure 4). La décennie 80 est marquée par les écoulements les plus faibles, et ceci est vrai quelle que soit l'unité hydrographique considérée. On constate que les débits

moyens après la rupture de 1993 sont proches des débits moyens de la période 1970-1976, mais jamais ils n'égalent ceux d'avant la rupture de 1969-1971. On observe le même schéma avec les sous-bassins du Sassandra et du Chari

L'examen des séries hydroclimatiques annuelles montre que les trois dernières décennies sont déficitaires. Ce caractère s'observe sur l'ensemble de la zone d'étude. La variabilité des débits moyens annuels est en concordance avec celle des précipitations. La période 1970-1998 est déficitaire, bien qu'on observe une augmentation des écoulements depuis 1994. Globalement les conditions déficitaires de la période 1990-1998 se rapprochent de celles observées au cours de la décennie 70 ; la décennie 80 se distingue par des conditions extrêmes de déficits pluviométriques et hydrologiques. Malgré des années humides, il semble que la sécheresse se soit poursuivie en Afrique de l'Ouest et Centrale durant la décennie 90.

Face à cette persistance des conditions de sécheresse depuis plus de 30 ans, se pose le problème majeur de la gestion des ressources en eau, en vue de satisfaire des besoins croissants. Depuis, l'intérêt soutenu de la communauté internationale pour le développement durable, et, plus récemment encore, sur le réchauffement climatique, les données

issues des modèles climatiques pour le siècle à venir sont à la disposition du public. L'intégration de telles données dans des modèles hydrologiques robustes et

correctement calés pourrait permettre d'estimer le devenir des ressources en eau pour les pays de la zone soudano-sahélienne.

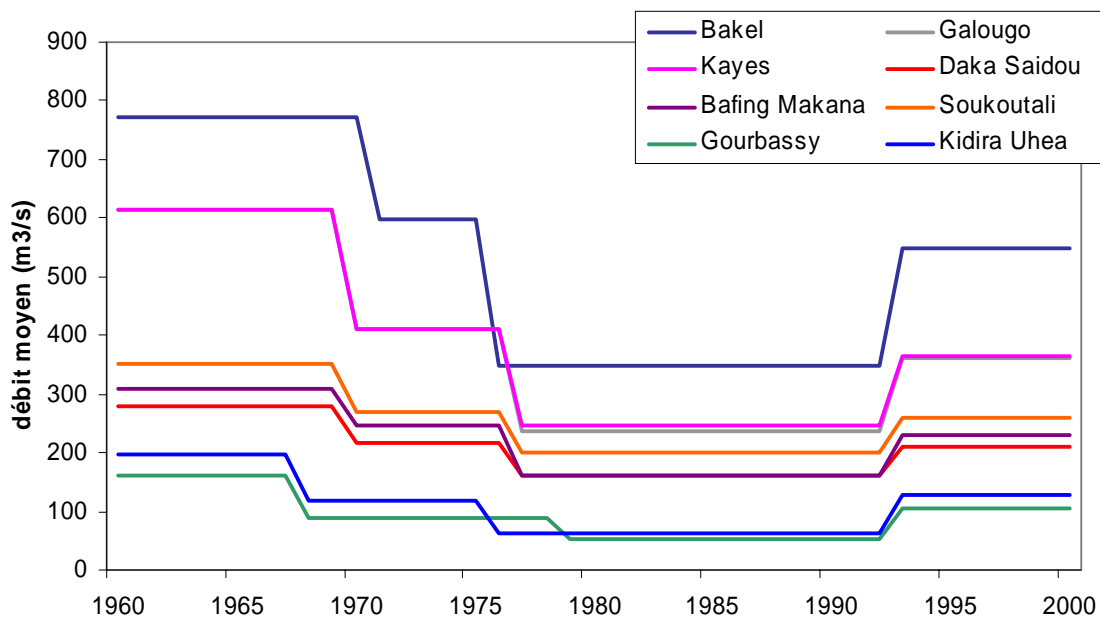


Figure 4: Évolution des débits moyens calculés de part et d'autre des différentes dates de rupture identifiées par la segmentation de Hubert, cas des bassins du Sénégal.

IV. EVOLUTION DES RESSOURCES EN EAU POUR LE 21^E SIECLE

Les modifications climatiques ont de fortes répercussions sur les ressources en eau, comme l'atteste la persistance des conditions déficitaires sur la zone soudano-sahélienne. Comme les Modèles de

Circulation Générale génèrent des séries temporelles de variables climatiques, il est possible d'intégrer ces données au sein des modèles hydrologiques, sans préjuger ici de la qualité de ces séries.

IV.1 Modélisation Hydrologique

Les modèles hydrologiques à notre disposition sont nombreux. Compte tenu de l'échelle d'espace à laquelle nous travaillons, notre choix s'est porté sur des

modèles conceptuels utilisés dans un cadre global. Nous en avons retenu deux, qui sont élaborés à partir d'équations de bilans: le modèle GR2M du Cemagref (Edijatno et

Michel, 1989) et le Water Balance Modèle ou WBM (Conway, 1997). Peu consommateurs de données, ils sont d'une utilisation aisée et ne comportent que deux paramètres à caler. Leur fonctionnement général est le suivant :

- une fraction de la pluie participe à l'écoulement direct ;
- le niveau d'un réservoir qui représente le stock d'eau évolue en fonction de la fraction de pluie restante et de l'ETP par l'intermédiaire de l'ETR ;
- une vidange progressive de ce stock

d'eau produit l'écoulement retardé.

Le débit à l'exutoire est la somme de l'écoulement direct et de l'écoulement retardé. La composante écoulement direct a été supprimée du modèle GR2M, car non reproduite par celui-ci au pas de temps mensuel. Ces modèles ont été appliqués sur les grilles mensuelles à la résolution du demi-degré carré, afin de prendre en compte les variations spatiales des caractéristiques climatiques et physiographiques de chaque bassin versant.

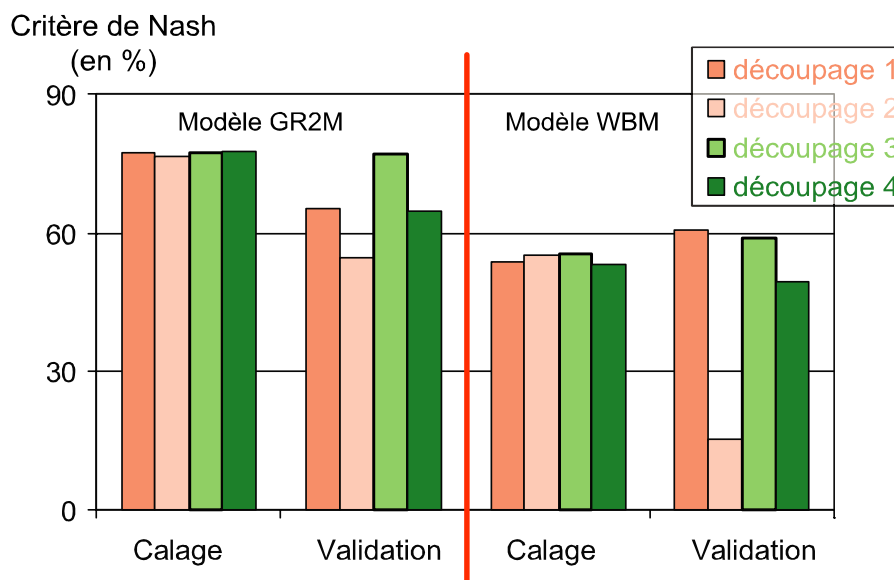


Figure 5: Comparaison des critères de Nash moyen obtenus en calage et en validation avec les quatre découpages, pour chacun des deux modèles étudiés.

Les deux modèles hydrologiques ont subi toute une série de tests afin de choisir certaines options de modélisation et d'évaluer leur performance. La 1^{ère} série de test concerne le choix de la période de calage et de validation à retenir. En effet, la diminution des écoulements à partir de

1969-1971 peut avoir un impact non négligeable sur la détermination des paramètres des modèles. Nous avons donc testé plusieurs périodes de calage et de validation de part et d'autres de cette rupture :

- calage sur la période humide (période

1950-1970) et validation sur la période sèche (période 1971-1995) (découpage 1) ;

- calage sur la période sèche et validation sur la période humide (découpage 2) ;
- calage-validation sur la période humide (découpage 3) ;
- calage-validation sur la période sèche (découpage 4).

En comparant les résultats, le calage sur la période 1971-1987 et la validation sur la période 1988-1995 se sont révélés les plus performants et les plus adaptés à l'objectif de simuler les écoulements dans la continuité chronologique des observations (Figure 5).

Parmi toutes les données rassemblées pour cette étude, nous avons cherché à déterminer la combinaison qui permet d'obtenir les meilleures performances des modèles. Environ 2000

calages qui correspondent aux combinaisons 2 modèles hydrologiques avec 3 ETP avec 2 pluies et avec 4 capacités en eau du sol pour les 42 bassins versants ont été effectués. Le pourcentage de cas où chaque type de données est associé au meilleur calage a été calculé (Figure 6). Il en ressort que les pluies du CRU conduisent aux meilleurs résultats dans 53.7% des cas. Pour les ETP, il s'agit de celles calculées selon la formule de Penman, cela correspond aux meilleurs résultats dans 63.1% des cas. Enfin pour les capacités en eau du sol, il s'agit des données FAOmax, présentes dans 86.6% des cas. C'est donc cette combinaison qui est retenue pour la modélisation des écoulements, puisqu'elle conduit aux meilleurs calages pour une majorité de bassins versants, et ce quel que soit le modèle hydrologique considéré.

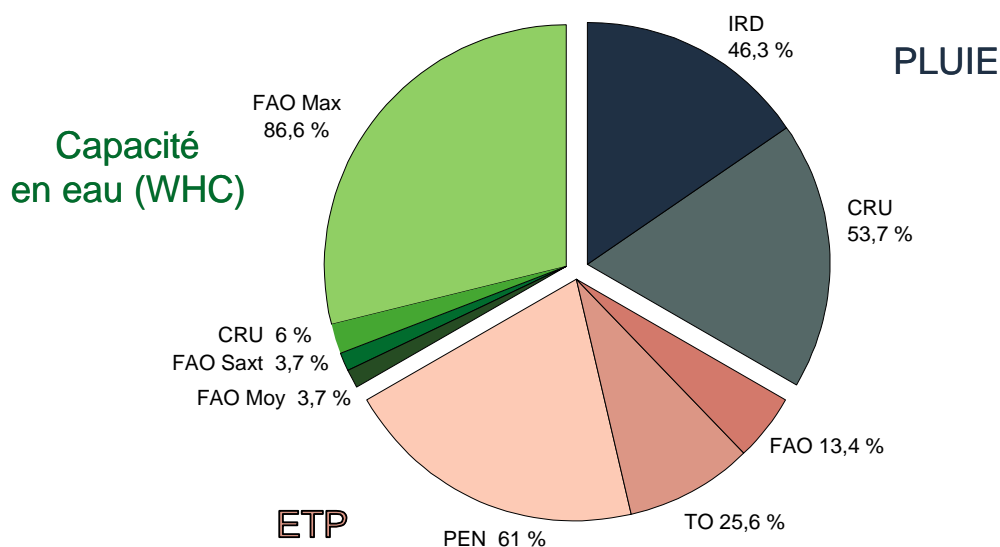


Figure 6: Résultats en termes de meilleurs calages pour l'ensemble des données sur les 42 bassins pour les sous populations de pluie, d'ETP et de WHC.

La sensibilité des deux modèles hydrologiques aux variations sur les données d'entrée a également été évaluée. Ces analyses révèlent que les deux modèles sont particulièrement sensibles aux précipitations et aux modifications des états de surface, qui interviennent dans la détermination de la capacité en eau du sol. En revanche ces deux modèles sont peu sensibles aux variations d'ETP, ceci est vrai en tout cas sur notre zone d'étude où l'ETP ne constitue pas un facteur limitant à l'évaporation au contraire des réserves d'eau disponibles dans le sol.

Les différents tests menés sur les deux modèles pluie-débit, que sont GR2M et WBM, soulignent la puissance des algorithmes utilisés. En outre, nous avons pu identifier une combinaison de données à utiliser en entrée des modèles ainsi que la période de calage et de validation à appliquer. À partir de ces considérations, nous avons choisi de caler les 42 bassins versants de manière identique. Ceci permet de conserver une certaine homogénéité quant à l'interprétation des résultats en calage et en validation. Les tests effectués

précédemment nous permettent de définir la démarche adoptée. Le calage s'effectue à partir des conditions suivantes :

- la fonction critère permet de juger de la qualité d'ajustement des modèles et facilite la comparaison entre bassins versants. Le critère utilisé ici est celui défini par Nash et Sutcliffe (1970) ;
- parmi toutes les données disponibles, il s'avère que la combinaison « pluie CRU x ETP PEN x WHC FAOmax » est la plus performante, puisqu'elle conduit aux valeurs du critère les plus élevées pour la majorité des cas, et ce quel que soit le modèle utilisé ;
- le découpage des périodes de calage-validation dans les proportions 2/3-1/3 améliore significativement les performances des deux modèles. Au vu des données disponibles, et en particulier pour le bassin de la Gambie, la procédure de calage sur la période 1971-1987 et de validation sur 1988-1995 semble donc la mieux adaptée ;
- le modèle GR2M est bien plus performant que le modèle WBM et est donc retenu pour la suite de cette étude.

IV.2 GCM Et Scenarii Climatiques

Les modèles climatiques constituent les seuls outils à notre disposition pour évaluer l'impact des changements climatiques futurs. Ces modèles climatiques sont une représentation mathématique simplifiée du

système climatique, fondée sur des lois physiques. Actuellement, il existe une quinzaine de modèles climatiques développés par différents centres de recherches. Sept de ces modèles sont

recommandés par l'IPCC pour étudier l'impact du changement climatique (IPCC,

2001), mais seulement 4 d'entre eux ont été étudiés ici (Tableau 3).

Tableau 3: Caractéristiques principales des quatre GCM retenus.

GCM	Résolution spatiale	Scénario d'émission	Données disponibles
CSIRO-Mk2	3.2° × 5.6°	A1,A2,B1,B2	1961-2100
ECHAM4	2.8° × 2.8°	A2,B2	1990-2100
HadCM3	2.5° × 3.75°	A2,B2	1950-2099
NCAR-PCM	2.8° × 2.8°	A1b,A2	1981-2099

Casenave (2004) a comparé les précipitations issues de ces 4 GCM sur la période 1990-1998 sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale. Les comparaisons établies au niveau des précipitations mensuelles (et même annuelles) soulignent bien les différences qui existent (i) entre les modèles climatiques entre eux et (ii) entre données simulées et observées. Les modèles climatiques semblent atteindre les limites de leurs performances là où les précipitations sont faibles (zone sahélienne) et là où se produisent deux saisons des pluies (zone guinéenne). Par ailleurs, s'ils s'avèrent relativement performants dans la zone soudano-sahélienne en termes de dynamique saisonnière, ils sont en revanche incapables de reproduire les cumuls pluviométriques ainsi que la variabilité interannuelle des précipitations. À l'heure actuelle, ces GCM ne sont pas vraiment en mesure de reproduire les précipitations observées avec un niveau de fiabilité suffisant. Ces

résultats ne permettent pas d'utiliser directement les sorties des modèles climatiques dans les études d'impacts et, *a fortiori*, dans les modèles hydrologiques. L'IPCC recommande, de ce fait, d'établir des scénarii climatiques en utilisant les champs de variations entre le climat futur et une période de référence.

De nombreuses études d'impact du changement climatique sur les ressources en eau sont basées sur le développement de scénarii climatiques hypothétiques, combinant les changements de température (exprimés en degré Celsius) à ceux des précipitations (exprimés en pourcentage) et les appliquant aux séries observées pour produire des séries perturbées (Chiew *et al.*, 1995 ; Mkankam Kamga, 2001 ; Guo *et al.*, 2002 ; Arnell, 2003). Nous proposons deux méthodes d'exploitation des données climatiques produites par les GCM. Les différences entre les précipitations représentatives de la période de référence et du climat futur sont

calculées pour chaque cellule du GCM et à chaque pas de temps (mois i , année j de la période de référence, année k de la période 2006-2095). Elles sont alors exprimées en anomalies standardisées (scénario *Anomalies*) ou en taux de variations (scénario *Horizons*) en fonction d'une climatologie moyenne tirée des simulations du GCM sur la période de référence 1969–1998:

Scénario *Anomalies*:

$$Ano_{GCM,i,k} = (X_{GCM,i,k} - \bar{X}_{GCM,i}) / \sigma_{GCM,i} \quad (1)$$

où X_{GCM} est la valeur mensuelle simulée par le GCM, \bar{X}_{GCM} est la moyenne de la série simulée sur la période de référence, σ_{GCM} est l'écart-type de la série simulée sur la période de référence.

Scénario *Horizons*:

$$\Delta_{horiz,i} = 100 \times (\bar{X}_{horiz,i} - \bar{X}_{ref,i}) / \bar{X}_{ref,i} \quad (2)$$

où \bar{X}_{horiz} est la valeur moyenne de la série simulée calculée sur un horizon donné (2020, 2050 ou 2080), \bar{X}_{ref} est la valeur moyenne de la série simulée calculée sur la période de référence.

Les variations de l'ETP pour le climat futur sont calculées de la même manière, en utilisant la période de référence 1966–1995. Les séries chronologiques de précipitations et d'ETP représentant le climat futur (période 2006–

2095) sont construites en combinant les séries chronologiques observées sur la période de référence et les deux scénarii de changement climatique, selon les formules suivantes:

avec le scénario *Anomalies*:

$$X_{SCEN,i,k} = \bar{X}_{CRU,i} + (Ano_{GCM,i,k} \times \sigma_{CRU,i}) \quad (3)$$

où \bar{X}_{CRU} est la valeur moyenne de la série observée sur la période de référence, σ_{CRU} est l'écart-type de la série observée sur la période de référence.

avec le scénario *Horizons*:

$$X_{SCEN,i,k} = X_{CRU,i,j} \times \Delta_{horiz,i} \quad (4)$$

où X_{CRU} est la valeur mensuelle observée d'une année tirée aléatoirement sur la période de référence.

Le modèle climatique retenu pour le développement et l'application de ces scénarii climatiques est HadCM3-A2. La méthode employée pour étudier l'impact du changement climatique sur les ressources en eau se divise en trois étapes:

- le modèle conceptuel GR2M est calé pour chaque bassin versant en utilisant les séries hydrologiques et climatiques observées ;
- les séries climatiques futures (période 2006–2095) sont construites à partir des séries observées sur une période de référence et de scénarii climatiques exprimant un changement dans les

précipitations et l'ETP ;

- le modèle conceptuel GR2M avec les paramètres calés simule les

écoulements en utilisant les séries chronologiques construites à partir des scénarii climatiques.

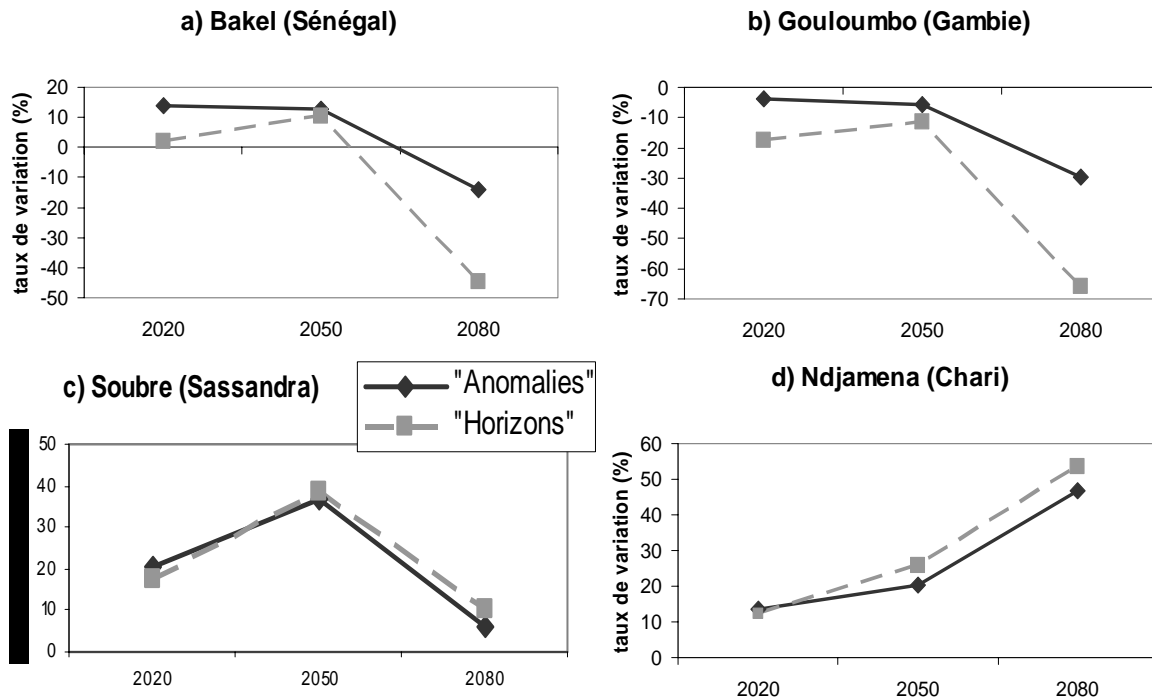


Figure 7: Évolution des taux de variations des débits moyens annuels (en %) calculés aux horizons 2020, 2050 et 2080 pour les quatre bassins versants étudiés.

IV.3 Impacts Du Changement Climatique Sur Les Ressources En Eau

Pour chaque bassin versant, les séries de précipitations et d'ETP mensuelles construites à partir des deux scénarii climatiques sont utilisées en entrée du modèle hydrologique GR2M. On suppose que la relation pluie-débit reste identique à celle formulée dans le modèle hydrologique, calé avec les séries chronologiques observées. Les valeurs de débits ainsi simulées peuvent être considérées comme des valeurs "réalistes" permettant d'aboutir à des ordres de

grandeurs et comparées aux observations pour évaluer les modifications en termes de taux de variations. Dans l'ensemble, l'impact du changement climatique sur les écoulements varie en fonction des précipitations projetées par le modèle HadCM3-A2. Il semble que l'augmentation continue de l'ETP, liée à celle de la température, affecte peu le bilan hydrologique annuel.

Pour les bassins versants du Sénégal et de la Gambie, la tendance est à

la diminution des écoulements (Figures 7a et 7b). Selon le scénario climatique choisi, les déficits moyens annuels à l'horizon 2080 varient entre -14 % et -45 % pour le bassin du Sénégal et entre -30 % et -66 % pour le bassin de la Gambie. Les débits moyens annuels simulés sur les dernières décennies du XXIème siècle seraient alors plus faibles que ceux observés sur la période 1971-1995. Au contraire, les projections climatiques du modèle HadCM3-A2 conduisent à l'augmentation des écoulements pour le bassin du Chari

mais également pour celui du Sassandra, même si les taux de variations à l'horizon 2080 sont inférieurs à ceux de l'horizon 2050 (Figures 7c et 7d). Les débits moyens annuels augmenteraient de l'ordre de +38 % (horizon 2050) et de +10 % (horizon 2080) pour le bassin du Sassandra et entre +47 % et +53 % à l'horizon 2080 pour le bassin du Chari. Toutefois, les écoulements ne semblent pas retrouver les niveaux observés avant la mise en place de la sécheresse sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale.

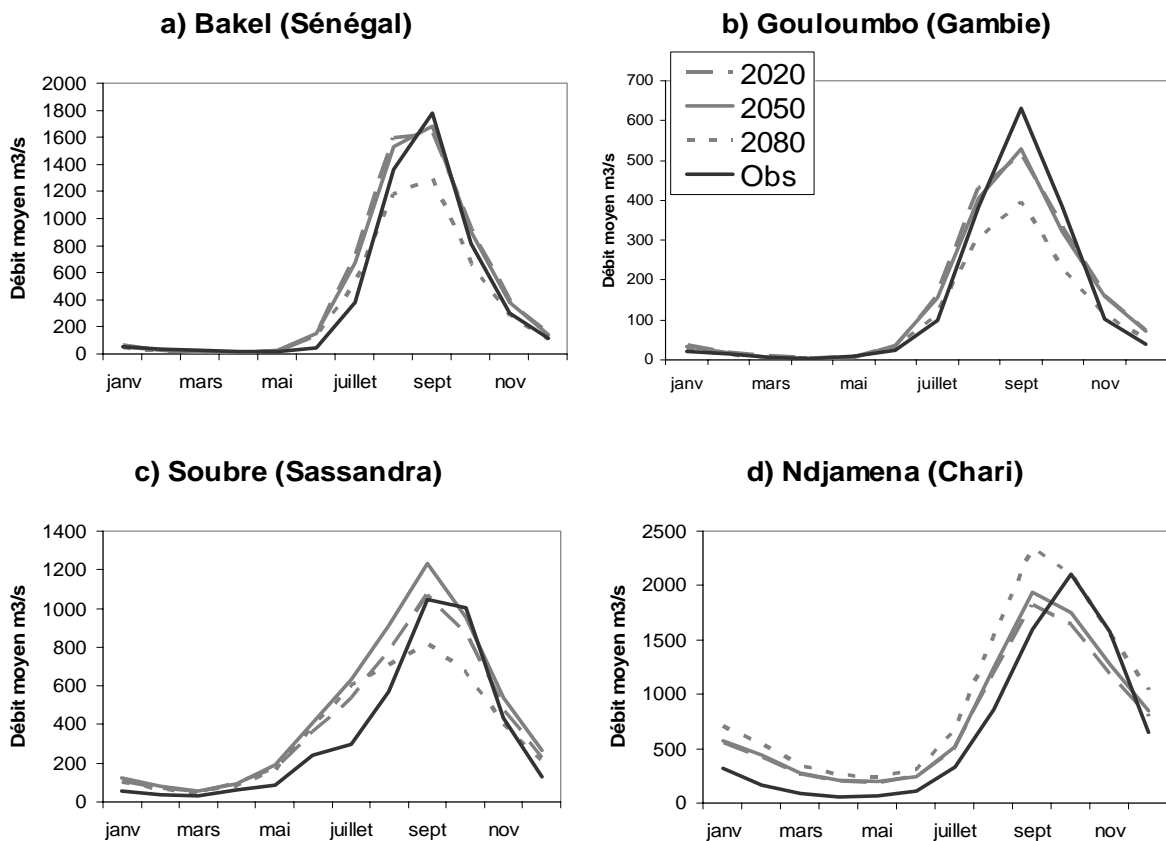


Figure 8: Hydrogrammes moyens aux trois horizons (scénario Anomalies) comparés à celui observé sur la période 1971-1995 (en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$).

En règle générale, les variations observées sur les écoulements annuels se

traduisent par une variation des volumes écoulés entre juillet et octobre. La comparaison des hydrogrammes moyens mensuels aux trois horizons avec celui de la période de référence montre qu'il n'y a pas de modification du régime hydrologique pour les bassins versants du Sénégal et de la Gambie (Figures 8a et 8b). À l'horizon 2080, les débits de pointe en septembre enregistrent une diminution de -27 % pour le bassin du Sénégal et de -37 % pour le bassin de la Gambie. En revanche pour le bassin du Sassandra (Figure 8c), les débits simulés de juin à août sont supérieurs à ceux observés et compensent en partie la diminution des écoulements en septembre-octobre à l'horizon 2080 (-22 %). Pour le bassin du Chari (Figure 8d), on observe un glissement du pic de crue d'octobre à septembre accompagné d'un accroissement des débits en période de basses eaux. À l'horizon 2080, le débit de pointe en septembre enregistre une augmentation de +12 % par rapport au débit de pointe observé en octobre sur la période 1971-1995.

Dans l'ensemble, les variations de débits suivent largement celles des précipitations malgré une ETP croissante sur tout le XXI^{ème} siècle. De plus, les variations du climat sous un scénario

donné s'amplifient depuis les horizons 2020 et 2050 vers l'horizon 2080. L'impact du changement climatique sur les écoulements varie régionalement et selon le modèle hydrologique utilisé. Les changements climatiques sur la zone soudano-sahélienne sont plus marqués que dans la zone guinéenne. Et comme il n'y a pas ou peu d'écoulement en saison sèche (de novembre à mai), les écoulements y sont particulièrement sensibles à l'augmentation de température et donc de l'ETP et à la diminution des précipitations. L'utilisation des scénarii climatiques dans les modèles hydrologiques conduisent à prévoir :

- la diminution des écoulements sur les bassins versants du Sénégal et de la Gambie. Les débits moyens annuels à l'horizon 2080 seraient encore plus faibles que ceux observés entre 1971 et 1995 ;
- l'augmentation puis la diminution des écoulements sur les bassins versants du Sassandra, mais les débits moyens annuels resteraient du même ordre de grandeur que ceux observés après 1970 ;
- l'augmentation des écoulements sur les bassins versants du Logone et du Chari, mais les niveaux observés sur les décennies 50 et 60 ne seraient jamais atteints.

V. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

V.1 Rappels Des Objectifs Et Des Etapes

L'objectif premier de ce travail était d'apporter des éléments précis de connaissances quant aux manifestations de la variabilité du climat et son lien avec celle des ressources en eau. Le second but était d'évaluer l'impact du changement climatique sur les écoulements de grandes rivières d'Afrique de l'Ouest et Centrale, en se basant sur les sorties de Modèles de Circulation Générale. Les axes principaux de cette étude tenaient en l'amélioration des connaissances sur la variabilité spatio-temporelle des régimes pluviométriques et hydrologiques et la simulation des écoulements pour le XXI^{ème} siècle en utilisant des modèles hydrologiques robustes et correctement calés.

Pour aboutir à l'évaluation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau, cette étude s'est appuyée sur un grand nombre de données (atmosphériques, climatiques, hydrologiques et caractéristiques des états de surface) et s'est déroulée en quatre étapes :

- diagnostics dynamiques atmosphériques pour identifier les signaux caractéristiques de la mousson ouest-africaine en relation avec les anomalies hydrologiques (excédents ou déficits) ;
- analyses statistiques de la variabilité spatio-temporelle des séries pluviométriques et hydrologiques, en mettant l'accent sur la décennie 90, témoin de l'évolution de la sécheresse ces dix dernières années ;
- sélection de deux modèles de bilan hydrologiques adaptés à l'échelle spatio-temporelle de la planification des ressources en eau, puis évaluation de leurs performances et de leur sensibilité aux variations sur les données d'entrée ou sur la valeur de leurs paramètres ;
- élaboration de scénarii climatiques à partir des données de température et de précipitations, issues du modèle climatique HadCM3-A2, et simulations des écoulements pour le XXI^{ème} siècle.

V.2 Synthèses Des Résultats

Une variabilité hydroclimatique qui trouve une origine dans la circulation atmosphérique tropicale

Le diagnostic de la dynamique de la mousson ouest-africaine montre des variations cohérentes et concomitantes de variables atmosphériques en accord avec celles des débits moyens annuels. Les déficits hydrologiques, témoins des déficits pluviométriques, peuvent s'expliquer par une modification de la circulation atmosphérique tropicale, conjuguant différents éléments défavorables à la pluviogénèse dans la zone soudano-sahélienne. On retiendra en particulier une position plus méridionale de la ZCIT et un dynamisme accru de l'Anticyclone des Açores associé à une réduction de puissance du flux de mousson.

Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'ouest: caractérisation de la situation de la décennie 90

L'examen des séries pluviométriques et hydrologiques annuelles au moyen de méthodes statistiques robustes montre que les trois dernières décennies sont déficitaires. Globalement, les conditions hydroclimatiques de la période 1990-1998 se rapprochent de celles observées au cours de la décennie 70, à l'opposé de la décennie 80 qui apparaît comme la plus

sèche du XX^{ème} siècle. Les années excédentaires 1994 et 1999 ne semblent pas constituer "statistiquement parlant" le signal d'un retour vers des conditions climatiques plus favorables, et de façon persistante. Il semble donc que la sécheresse se soit poursuivie en Afrique de l'Ouest et Centrale durant la décennie 90.

Les modèles pluie-débit : des outils performants adaptés à l'échelle régionale

L'évaluation des deux modèles de bilans hydrologiques permet de disposer d'un "panel" assez complet de leurs caractéristiques et d'en quantifier les conséquences lors des simulations des apports en eau sous l'influence de scénarii climatiques. Ces modèles sont particulièrement sensibles aux précipitations et aux modifications des états de surface qui participent à la détermination des réserves en eau du sol. Tous les tests mis en œuvre révèlent la performance des algorithmes utilisés.

Impacts du changement climatique sur les ressources en eau

Malgré le fait que les Modèles de Circulation Générale existants ne sont pas vraiment capables de reproduire les précipitations observées avec un niveau de fiabilité suffisant, ce sont les seuls outils à notre disposition pour évaluer l'impact du

changement climatique sur les ressources en eau. Ainsi les données pluviométriques et de température issues du modèle climatique HadCM3-A2 ont permis de générer deux scénarii climatiques. Leur introduction dans les modèles

hydrologiques correctement calés, permet la simulation des écoulements pour le XXI^{ème} siècle. Dans l'ensemble, les variations de débits suivent largement celles des précipitations, mais varient régionalement et selon le modèle utilisé.

V.3 Perspectives

Ce travail ouvre donc de nouvelles perspectives de recherche. Les résultats obtenus pour la simulation des écoulements sous un forçage climatique ont fait ressortir les limites des méthodes utilisées.

Du point de vue de la modélisation hydrologique :

- les modèles hydrologiques sont particulièrement sensibles aux modifications des états de surface. Il faudrait mieux définir leur évolution à partir de données satellites par exemple ;
- ces mêmes modèles hydrologiques sont finalement peu sensibles aux variations de l'ETP sur la zone soudano-sahélienne. On pourrait envisager de définir une nouvelle fonction de production qui s'affranchirait des données d'ETP ;
- une autre voie d'amélioration des modèles serait de s'affranchir également des problèmes de calage-validation en prédéterminant la valeur des paramètres.

Du point de vue des impacts du changement climatiques :

- en attendant une amélioration des performances des Modèles de Circulation Générale, on pourrait envisager d'utiliser les sorties de Modèles Régionaux, qui fournissent des données à une résolution plus fine
- nous n'avons retenu que le modèle HadCM3-A2 pour cette étude. Il serait intéressant d'explorer la gamme de variations des impacts potentiels en utilisant les sorties des autres modèles climatiques sous l'influence d'autres scénarii d'émissions de gaz à effet de serre mais également d'utiliser d'autres jeux de paramètres.
- tout comme pour les modèles hydrologiques, nous devons tenir compte de la réponse des écosystèmes aux changements climatiques ainsi que la part anthropique sur l'exploitation des ressources en eau.

VI. RÉFÉRENCES

- Arnell N.W., 2003. Relative multi-decadal climatic variability and changes in the mean and variability of climate due to global warming: future streamflows in Britain. *J. Hydrol.* **270**, 195-213.
- Boyer J.F., 2003. “Développements et technologies mises en œuvre à l’IRD pour la construction du Système d’Information Environnemental sur les Ressources en Eau et leur Modélisation - SIEREM.”; Séminaire Gestion et mise à disposition des données environnementales – CEMAGREF décembre 2003 Lyon, FRANCE.
- Casenave L., 2004. Hydro-climatic variability: comparison of different global circulation model in western Africa. Master thesis. University of Chalmers, Sweden. 52 p.
- Chiew F.H.S., Whetton P.H., McMahon T.A., Pittock A.B., 1995. Simulation of the impacts of climate change on runoff and soil moisture in Australian catchments. *J. Hydrol.* **167**, 121-147.
- Conway D., 1997. A water balance model of the Upper Blue Nile in Ethiopia. *Hydrol. Sci. J.* **42**(2), 265-286.
- Dieulin C. (2005) Calcul des capacités en eau des sols à partir de la carte des sols de la FAO. Note interne. UMR HydroSciences Montpellier, France.
- Dunne K.A., Willmott C.J., 1996. Global distribution of plant-extractable water capacity of soil. *Int. J. Climatol.* **16**, 841-859.
- Edijatno, Michel C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche* **2**, 113-122.
- Fontaine B., Trzaska S., Janicot S., 1998. Evolution of the relationship between near global and Atlantic SST modes and the rainy season in West Africa: statistical analyses and sensitivity experiments. *Climate Dynamics* **14**, 353-368.
- Guo S., Wang J., Xiong L., Ying A., Li D., 2002. A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China. *J. Hydrol.* **268**, 1-15.
- Hubert P., Carbonnel J.P., Chaouche A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.* **110**, 349-367.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the IPCC. (Ed. by McCarthy J.J, Canziani O.F., Leary N.A., Dokken D.J., White K.S.) Cambridge University Press, UK, 1032 p.
- Janicot S., 1997. ENSO impact on atmospheric circulation and convection over the tropical Atlantic and West Africa. *Annales Geophysicae* **15**, 471-475.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R.,

- Jenne R., Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **77**(3), 437-471.
- Mkankam Kamga F., 2001. Impact of greenhouse gas induced climate change on the runoff of the Upper Benue River (Cameroon). *J. Hydrol.* **252**, 145-156.
- Moron V., Bigot S., Roucou P., 1995. Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main SST modes (1951-1990). *Int. J. Climatol.* **15**, 1297-1322.
- Nash J.E., Sutcliffe J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I: A discussion of principle. *J. Hydrol.* **10**, 282-290.
- New M., Hulme M., Jones P., 1999. Representing twentieth century space-time climate variability. Part I: development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. *J. Clim.* **12**(3), 829-856.
- New M., Hulme M., Jones P., 2000. Representing twentieth century space-time climate variability. Part II: development of a 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Clim.* **13**(13), 2217-2238.
- Paturel J.E., Servat E., Lubes-Niel H., Delattre M.O., 1997a. Variabilité climatique et analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et centrale non sahélienne. *C.R. Acad. Sci. Paris* **325**, série IIa, 779-782.
- Paturel, J.E., Servat, E., Kouamé, B., Lubès-Niel, H., Ouedraogo, M., Masson, J.M., 1997b. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part two: an integrated regional approach. *J. Hydrol.* **191**, 16-36.
- Penman H.L., 1956. Evaporation: an introduction survey. *J. Agric. Sci.* **1**, 9-29.
- Reynolds C.A., Jackson T.J., Rawls W.J., 1999. Estimating available water content by linking the FAO Soil Map of the World with Global Soil Profile Databases and Pedo-transfer Functions. Proc. AGU 1999 Spring Conference, Boston, MA., May 31-June 4, 1999.
- Servat E., Paturel J.E., Lubes-Niel H., Kouame B., Travaglio M., Marieu B., 1997a. De la diminution des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale. *C.R. Acad. Sci. Paris* **325**, série IIa, 679-682.
- Servat E., Paturel J.E., Lubes-Niel H., Kouamé B., Ouedraogo M., Masson J.M., 1997b. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part I: Detailed analysis of the phenomenon in Côte d'Ivoire. *J. Hydrol.* **191**, 1-15.
- Smith M., 1992. Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. Report, Land and Water Development Division, UN Food and Agriculture Organization, Rome, Italy.
- Thiessen A.H., 1911. Precipitation averages for large areas. *Mon. Weather Rev.* **39**(7), 1082-1084
- Thom A.S., Oliver H.R., 1977. On Penman's equation for estimating regional evapotranspiration. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*

193, 345-357.

Contribution of Spatial Altimetry to Hydrology

The CASH Project

F. SEYLER¹, A. CAZENAVE², F. HUYNH³, F. MERCIER⁴, L. TOCQUEVILLE⁵,
S.CALMANT², M.-P. BONNET¹, G. COCHONNEAU¹, M.-C. GENNERO² &
M.MANGEAS³

¹*LMTG UMR 5563 UR 154 CNRS Université Paul Sabatier IRD*

frederique.seyler@ird.fr

²*LEGOS UMR 5566 UR065 CNRS Université Paul Sabatier IRD CNES*

³*ESPACE US 140 IRD*

⁴*CLS Collecte Localisation Satellite*

⁵*BRLi Bas Rhône Languedoc International*

Abstract CASH project « Contribution of spatial altimetry to hydrology » aims at the definition of a global, standard, fast and long term access to a set of hydrological data concerning the greatest river basins in the world. The key questions to be answered are: what are the conditions for monitoring river water stages from altimetric radar data and how is it possible to combine altimetric data with other spatial sources or/and in-situ data in order to deliver useful parameters for hydrology community, both scientific and end users. A lot of tasks to be performed for altimetric heights of continental water bodies becoming part of the scientific and end-users hydrologists day-today practice. The project has delineated the way this use could be improved in a near future, and opened very interesting perspectives for ungauged or poorly gauged great basins in the world.

Key words *Hydrology, Hydrodynamics, Radar altimetry, ungauged basins, Amazon basin*

Contribution de l'Altimétrie Spatiale pour l'Hydrologie : le Projet CASH

Résumé Le projet CASH « Contribution de l'Altimétrie Spatiale pour l'Hydrologie » a pour but la définition d'un système d'accès global, uniforme, rapide et pérenne à un ensemble de données hydrologiques sur les plus grands bassins du monde. Les

questions clés d projet sont : Quelles sont les conditions nécessaires à la surveillance des niveaux d'eau des grands fleuves par altimétrie radar, et comment les données altimétriques peuvent elles être combinées avec d'autres sources de données spatiales et avec des données in situ pour fournir des informations utiles à la communauté hydrologique, à la fois scientifiques et utilisateurs. Beaucoup reste à faire pour que les hauteurs altimétriques des plans d'eau continentaux deviennent des mesures utilisées dans la pratique hydrologique. Le projet a montré comment cet usage pourrait être amélioré dans un futur proche, et a ouvert d'intéressantes perspectives pour les bassins peu instrumentés.

Mots clefs Hydrologie, Hydrodynamique, Altimétrie Radar, Bassins non jaugés, Bassin Amazonien

I. INTRODUCTION

Le suivi et la gestion des ressources en eau seront un enjeu majeur dans les prochaines années. La plupart des grands bassins fluviaux sont situés dans des pays émergents ou en voie de développement, pour lesquels la maintenance d'un réseau de mesures in situ est difficile. Un système global de suivi de la ressource basé sur des données spatiales serait donc d'un grand intérêt.

D'autre part, les rivières et zones inondées intègrent la réponse des bassins au forçage climatique et à son évolution dans le temps. Pour l'instant les mesures de flux sont plus fiables que les moyennes spatiales de pluie, d'évapotranspiration et d'infiltration. Mais les réseaux de mesures in situ sont inégalement répartis et peu denses, ces mesures ne peuvent donc pas être assimilées dans des modèles

climatiques globaux ou régionaux. Les missions satellite d'altimétrie radar ont couvert le globe d'un maillage de mesures au cours de ces quinze dernières années et sont intéressantes, non seulement pour l'historique des hauteurs d'eau qu'elles représentent mais également pour leur accès dans un temps réduit.

Pour l'instant, il n'y a pas eu de mission dédiée à l'hydrologie, bien que plusieurs futures missions comme CRYOSAT 2, JASON-2 et Altika, ont pour objectif secondaire les hauteurs d'eau et les débits des fleuves. Calmant et Seyler (In Press) proposent une revue des travaux pionniers en matière d'altimétrie pour les eaux continentales et en particulier les grands fleuves.

La plupart de ces travaux ont été conduits par des spécialistes du spatial et

jusqu'à présent les données d'altimétrie n'ont pas été très utilisées par les hydrologues ou les gestionnaires de la ressource en eau. Le projet CASH a eu pour objet d'étudier comment ces données pouvaient être utilisées en hydrologie, même si elles ne sont pas encore adaptées

II. OBJECTIFS

Le projet CASH a été financé par le Ministère de la Recherche et de la Technologie (Réseau Terre et Espace). L'IRD (Institut Français de Recherche pour le Développement) en était le coordinateur et les deux partenaires industriels CLS (Collecte Localisation Satellite) and BRLi (Bas Rhône Languedoc). Le premier objectif du projet était de définir l'environnement scientifique et technologique nécessaires pour que les données d'altimétrie spatiale puissent compléter les réseaux de mesures in situ, voire se substituer à certaines stations éloignées et difficiles d'accès, qui délivrent des données de façon irrégulière et dans un délai de plusieurs mois, ou qui peuvent cesser de fonctionner. Il s'agissait donc de définir un système d'accès global, standardisé, rapide et pérenne à un jeu de

à l'étude des eaux continentales. En effet, les missions spatiales ne seront pas dédiées à l'hydrologie, tant que les spécifications requises ne seront pas établies, et tant qu'on n'aura pas démontré qu'il est possible de les utiliser, de façon opérationnelle.

données hydrologiques sur les grands bassins fluviaux.

Les objectifs spécifiques étaient de :

- Créer une base de données d'altitude des plans d'eau pour huit grands bassins (Amazone, Congo, Ganges, Yangtse, Parana, Lena, Mekong, et Danube) à partir des GDRs T/P (Topex/Poseidon Geophysical Data Records).
- Améliorer les données T/P en utilisant des algorithmes de retraitement et des corrections spécifiques aux eaux continentales.
- Définir et développer un système d'information pour le site test du bassin Amazonien, capable de localiser dans des bases distantes et d'utiliser des modèles et des algorithmes, des données spatiales et in-situ.

III. RESULTATS

III.1 Base De Données Hydrologiques Au LEGOS

Les produits altimétriques pour l'océan sont organisés par numéro d'orbite et suivant le cycle temporel. Il est nécessaire d'appliquer des corrections géophysiques, environnementales et instrumentales à l'estimation de hauteur (distance correspondant au temps de propagation de l'onde entre le sol et le capteur). Pour que l'organisation des données soit plus semblable à celle des données hydrologiques, la première tâche du projet a été de définir la notion de "station virtuelle" comme étant le croisement entre

la trace au sol de l'orbite du satellite et un plan d'eau (Figure 1). Les corrections nécessaires sont appliquées. Pour chaque passage, correspond une valeur de hauteur de la surface du plan d'eau, obtenue en moyennant tous les points de mesure compris dans le polygone de la station (exemple figure 2). Pour chaque station virtuelle correspond une table des variations temporelles des hauteurs d'eau (exemple figure 3) qui peut être téléchargée par ftp (<http://www.legos.obs-mip.fr/fr/soa/hydrologie/hydroweb>).

III.2 Traitement De Données Pour Les Plans D'eau Continentaux

Deux types de traitement ont été conduits à CLS pour adapter les données au cas spécifique des eaux continentales.

Le premier concerne le retraitement (retracking) des données T/P. L'énergie reçue au cours du temps par le satellite est représentée par la forme d'onde. Sur les eaux continentales, les formes d'onde sont beaucoup plus variables dans le temps (Figure 6) et dans l'espace (Figure 5) que sur l'océan (Figure 4). L'estimation de hauteur se fait à bord dans le cas T/P en comparant la forme d'onde reçue avec un schéma de forme d'onde attendue. Si la forme d'onde reçue est trop différente du schéma pré-établi, l'estimation de hauteur peut être erronée, ou même conduire à la perte momentanée du tracking.

CLS a produit un traitement

opérationnel qui: 1. lit les données brutes T/P (formes d'onde), 2. applique les quatre algorithmes de retracking qui ont été définis pour l'altimètre embarqué à bord d'ENVISAT, 3. écrit les produits retrackés dans le format PDS.

Deux des quatre algorithmes de retraitement (Ice1 et Ice2), si ils ne sont pas spécifiquement adaptés au cas des eaux continentales, sont relativement performants pour les formes d'onde de rivière et de lac (Frappart et al., 2006).

La deuxième partie des traitements développée à CLS concerne les corrections environnementales. La propagation est ralentie du fait des interactions dans la troposphère humide et la troposphère sèche. Les valeurs fournies pour la première font généralement défaut sur le

continent. La deuxième dépend de la pression atmosphérique, donnée au niveau de la mer dans le cas océan. Le traitement implémenté pour CASH utilise les champs météorologiques donnés par le modèle NCEP et la hauteur altimétrique pour

estimer la profondeur atmosphérique. Les validations ont été concluantes (Mercier and Zanife, 2006).

Les données altimétriques améliorées sont accessibles sur le site CASH: (<http://www.hydrospace-cash.fr>).

III.3 Intégration Des Données Altimétriques Dans Un Modèle Hydrodynamique

Cette partie du projet CASH était à réaliser sur le site test du bassin Amazonien. L'Amazone s'écoule depuis les Andes vers l'Océan avec le plus fort débit de la planète. Son gigantesque bassin présente une grande variété de formes, et des rivières de taille diverse. Il est particulièrement bien instrumenté pour un bassin de cette taille situé en zone forestière tropicale. L'IRD a depuis longtemps des accords de coopérations avec les agences de suivi des ressources en eau de la majeure partie des pays qui le composent. (Brésil, Pérou, Bolivie, Equateur, Colombie et Vénézuéla). Le LMTG dirige l'ORE (Observatoire de Recherches en Environnement) HYBAM, financé par l'IRD et le Ministère de la Recherche. L'ORE (<http://www.ore-hybam.org/>) assure la mise en ligne de données hydrologiques et géochimiques aux stations de référence. Le bassin Amazonien a donc été choisi pour la capacité de validation qu'il offre, mais aussi comme un exemple de ce qui pourrait être la première application de l'utilisation

des données altimétriques: le suivi de la ressource en eau d'un grand bassin transfrontalier tropical.

L'objectif de l'intégration des données altimétriques dans un modèle hydrodynamique était double: 1. évaluer le rôle de ces données dans la modélisation, et 2. Rendre les stations virtuelles aussi proches que possible d'une station hydrologique.

L'objectif de l'intégration des données altimétriques dans un modèle hydrodynamique était double: 1. évaluer le rôle de ces données dans la modélisation, et 2. Rendre les stations virtuelles aussi proches que possible d'une station hydrologique.

Les techniques de mesure de la hauteur d'eau et du débit varient avec les objectifs de la mesure, le régime hydrologique et la stabilité du canal. La fréquence et la distribution des acquisitions dépendent également de ces paramètres et de coût induit. Le débit est généralement estimé par une courbe de tarage ou relation hauteur-débit. L'agence brésilienne en

charge de la gestion du réseau de mesures pour le bassin Amazonien, procède à un relevé bi-journalier des hauteurs d'eau aux stations et au jaugeage périodique de la section. La plupart des stations ne sont pas nivelées.

Le moyen le plus simple d'obtenir un débit à une station virtuelle est d'appliquer la courbe de tarage obtenue à une station in-situ proche, en assumant la stationnarité des probabilités sur les débits (Jasinski et al., 2001, Kouraev et al., 2004; Zakharova et al., 2006). Nous avons choisi le bassin du Haut Rio Negro car il ne répond pas à cette condition, puisqu'il a un régime de crue à plusieurs pics. Un modèle de propagation (ProGUM) basé sur les équations de Muskingum-Cunge (modèle quasi dynamique) a été développé pour estimer le débit à chaque station virtuelle comprise entre deux stations in situ. L'un des paramètres requis par le modèle est la pente qui est calculée à partir des données altimétriques. La surface moyenne de chaque sous-bassin contrôlé par une station

virtuelle est environ dix fois moindre que les sous bassins de départ.

Les courbes de tarage ont été calculées pour 21 stations virtuelles sur le haut Rio Negro pour 6 stations in situ. Les paramètres de la relation ont été estimés par ajustement d'une loi en puissance. L'altitude correspondant au débit théorique nul peut être assimilée à l'altitude du lit de la rivière. La hauteur d'eau ainsi estimée a été validée par des jaugeages ADCP sous les traces, avec une différence moyenne inférieure à 1,1m. (Leon et al., 2006a).

La même méthode a été appliquée au cas du Rio Caqueta, un affluent colombien de l'Amazone, à partir d'une seule station in situ située à l'aval du bassin. Les courbes de tarage pour 13 stations virtuelles ont été estimées, avec des erreurs sur les débits entre 20% à l'amont et 10% à l'aval. Le cas du Caqueta est un cas limite pour la quasi-absence de données in situ, également pour la taille de la rivière, avec une largeur de 850m sur certains tronçons (Leon et al., 2006b).

III.4 Estimation Du Volume D'eau Stocke Dans Les Plaines D'inondation

Les volumes d'eau stockés dans les cours d'eau et plaines d'inondation du bassin du Rio Negro ont été estimés à partir du couplage entre une cartographie des surfaces inondées aux basses eaux et aux hautes eaux (mosaïque d'images radar JERS en bande L) et des hauteurs

altimétriques pour le cycle hydrologique 1995-1996 (Frappart et al., 2005). La figure 7 représente le modèle numérique de la variation des hauteurs d'eau entre basses et hautes eaux. La figure 8 représente la répartition par sous bassins du ratio entre $F =$ le volume d'eau écoulé pendant le demi

cycle hydrologique et V = le volume stocké pendant la même période, de même que les

surfaces inondées en pourcentage de la surface totale.

IV. DISCUSSION

La précision avec laquelle les hauteurs d'eau peuvent être déterminées par altimétrie est une question d'importance majeure pour l'hydrologie. Plusieurs facteurs affectent la précision des mesures altimétriques sur les plans d'eau continentaux. Les corrections environnementales sont une des causes d'erreur possible.

Plus importantes sont les incertitudes induites par la largeur du faisceau radar. Sa taille d'au moins un kilomètre, nécessaire pour les études sur l'océan, fait que la plupart des échos proviennent d'un mélange eau - îles - berges. Ces mélanges (provoquant des effets diffusifs), de même que les échos très spéculaires sur des plans d'eau lisses, rend difficile la détermination de la hauteur par les algorithmes existants. Les résultats obtenus avec l'un ou l'autre tracker sont dépendants de la localisation et de la hauteur d'eau (Frappart et al., 2006). La méthode consistant à choisir le meilleur tracker en fonction de la forme d'onde peut ainsi introduire des biais entre différents algorithmes. La méthode choisie dans CASH a été de tenter de réduire au maximum la fenêtre correspondant à la

station virtuelle. Le retracking permet d'augmenter le nombre de données valides et donc de réduire la taille de station virtuelle.

Les autres causes d'erreur sont la réflexion de plans d'eau situés à l'oblique de la visée verticale, l'accrochage du tracker, la pente du plan d'eau, ou la présence de plusieurs plans d'eau de hauteur différente.

Au cours du projet, nous avons utilisé une estimation de l'erreur basée sur la différence de hauteur d'eau avec celle enregistrée à la station in situ la plus proche, pondérée par l'écart type des mesures sur la station virtuelle, ce qui donne une estimation conservatrice de l'incertitude. Le terme écart type rend compte du bruit sur la mesure mais aussi de la variabilité spatiale du plan d'eau, et des mélanges eau végétation à l'intérieur de la station virtuelle. L'écart à la station comprend l'erreur sur la mesure altimétrique, mais aussi les erreurs sur les mesures in situ, les écarts dûs au fait que la trace est plus ou moins éloignée de la station, et rend compte également de la différence entre une mesure ponctuelle et une mesure intégrant la largeur du plan

d'eau sur quelques centaines de mètres de cours.

Quelques dizaines de validation ont été réalisées au cours du projet (Leon et al., 2006a,b; Frappart et al., 2005; et site Hydroweb). Il est illusoire de donner une valeur pour l'incertitude sur les mesures, compte tenu du nombre des causes

V. CONCLUSION

Les principaux problèmes de l'utilisation des données altimétriques pour l'hydrologie sont leur précision insuffisante pour certaines applications, la fréquence temporelle des observations sur le même point (10 jours pour T/P et 35 jours pour ENVISAT, et l'impossibilité d'obtenir des données fiables sur des rivières de moins de 1km de large.

Telles qu'elles sont actuellement, les données altimétriques permettent cependant de produire des séries temporelles de hauteur d'eau sur des bassins non jaugés, ou sur les zones d'inondation. Combinées avec quelques

d'erreur, de leur dépendance à la situation de la station et à la hauteur d'eau. Ces incertitudes varient d'une dizaine de centimètres dans les cas les plus favorables (ENVISAT) à environ 30 cm pour T/P en hautes eaux et plus d'un mètre dans certains cas en basses eaux.

données in situ, il est possible de distribuer spatialement les débits. Le couplage avec des données climatiques devient alors possible, à la résolution de la plupart des schémas de surface existant (SVAT). Les problèmes de pente référencée sur le géoïde, d'estimation de relations hauteur-débit pour les stations virtuelles, et d'estimation de la hauteur d'eau à partir de l'altitude ont été traités au cours du projet. L'altimétrie radar donne un accès global sur les grands bassins transfrontaliers à des données homogènes dans un système de référence unique.

VI. REMERCIEMENTS

M. Cauhopé (*LMTG UMR 5563 UR 154 CNRS Université Paul Sabatier IRD*), J. Divol (*ESPACE US 140 IRD*), F. Frappart (*LEGOS UMR 5566 UR065 CNRS Université Paul Sabatier IRD CNES*), K. Guyenne-Blin (*ESPACE US 140 IRD*), J.-

G. Leon (*LMTG UMR 5563 UR 154 CNRS Université Paul Sabatier IRD*), C. Maheu (*LEGOS UMR 5566 UR065 CNRS Université Paul Sabatier IRD CNES*), M. Martiny (*ESPACE US 140 IRD*), G. Rocquelain (*BRLi Bas Rhône Languedoc*

Internationa), Touraivane (*ESPACE US 140 IRD*) et O.-Z. Zanifé (*CLS Collecte*

Localisation Satellite) ont également participé aux travaux de l'équipe CASH.

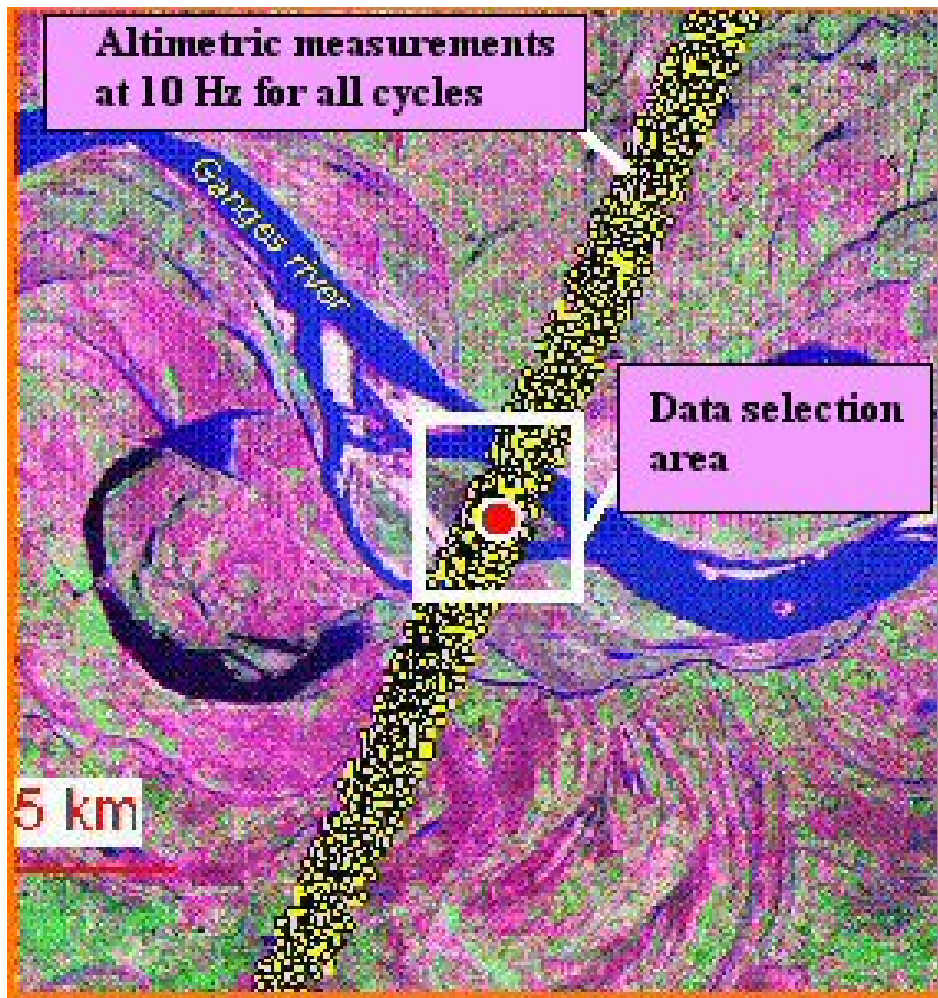


Figure 1: Definition of a virtual gauge (http://www.legos.obs-mip.fr/fr/soa/hydrologie/hydroweb/General_Info.fr.html).

I. INTRODUCTION

Water resources monitoring and management will be a major stake for the century. Surface water monitoring (water level measurements, discharge measurements) is performed at different levels - state, region, local administration, energy providers- through in situ gauging networks. Most of the great fluvial basins

in the world are located in emergent or undeveloped countries (except Mississippi and Lena), and their majority are trans-boundary. Therefore, a global water monitoring system using spatial radar altimetry could be of great interest.

Furthermore, river and wetland water stages are integrating the basin

response to climatic forcing and its current evolution. Presently, these measurements are much more reliable than the spatially averaged estimation of rain, evapotranspiration and infiltration. But the river stage measurements networks are unequally - and very often scarcely-spatially distributed and cannot be assimilated in global or regional climatic models. Radar altimetric satellite missions have covered the earth with a dense measurement network during the last decade and could provide historical record as well as fast-access data of continental water stages.

So far, not a single satellite mission has been devoted to continental water, although a number of future missions, like CRYOSAT 2, JASON-2 and Altika, feature as a secondary objective to retrieve river stage and discharge. The feasibility of using data from ocean-designed missions for land waters was established very early, in studies dedicated to the Great Lakes in the United States using Seasat data (Brooks, 1982), Geosat (Morris et Gill, 1994a) and then T/P (Morris et Gill, 1994b, Birkett, 1995a). Mason et al. (1985) conducted a prospective study of the ability of ERS1 data to measure the water stage variations in relation to climate changes. The African Great Lakes have also been the subject of various studies (Ponchaut and Cazenave, 1998; Birkett et

al., 1999; Cazenave et al., 1997; Birkett, 1995b; Mercier et al., 2002). The first studies on great river basins began with Koblinsky et al. (1993) who searched the specular GEOSAT waveforms to estimate the water levels on four sites on the Amazon. They estimated a 70 cm rms discrepancy between satellite and in-situ measurements, partly attributed to uncertainties in the in-situ record, but mostly to the uncertainty in the orbit determination. Orbit determination errors are decreasing with the new generations of satellite. From the aforementioned 50 cm error estimated for GEOSAT by Koblinsky et al. (1993), the uncertainty in radial component of satellite orbits is now estimated to 15cm for ERS-1 and 3 cm for T/P (Le Traon et al., 1995). Now, data currently used to establish the time series of water stages over the world rivers originate from the T/P (10-day repeat period, since 1992), Jason-1 (10-day repeat period since 2002) and ENVISAT (following the ERS series started in 1991 with a 35-day repeat period) missions. Time series of river stages may cover up to a decade. Satellite altimetry has also been used to determine the height profiles of rivers. Cudlip et al. (1992) used SEASAT data to establish an Amazon water profile. They used 32 crossings of the river by the satellite tracks on a 18-day period in July, 1978. These authors estimated the water

level accuracy to be between 10 cm and 20 cm. More recently, Birkett et al. (2002) published time series of stage fluctuations over the Amazon basin using T/P measurements between 1992 and 1999. It was concluded that accuracy may range from tens of centimeters to several meters (1.1 m of average rms). These authors found that the water-surface gradient of the main stem varies both spatially and temporally, with values ranging from 1.5 cm/km downstream to 4.0 cm/km for more upstream reaches. Overall, they demonstrated that altimetric data from the T/P mission is successfully monitoring the

transient flood waves of this continental-scale river basin.

Most of these studies were conducted by spatial field specialists and so far, hydrologists have not currently used altimetric measurements in hydrological models or water monitoring studies. The aim of the CASH project was then to study the way the hydrologists could use these data, as inadequate as they presently are, due to their dedication to ocean or ice studies. Actually, space missions will not be fully dedicated to continental waters as long as requirements are not formulated, and operational use is not demonstrated.

II. OBJECTIVE

The CASH project was funded by the French Ministry of Research and Technology (Réseau Terre et Espace). The coordinator of the project was IRD (Institut Français de Recherche pour le Développement) and the industrial partners were CLS (data supply from satellite-based systems for studying and monitoring the environment) and BRLi (consultant in water and the environment). The scientific teams involved were LEGOS (altimetric and geodesic data processing and interpretation), LMTG (hydrology and geodynamic of the great river basins, in particular the Amazon basin), and ESPACE (remote sensing, reception

station network and decision support systems). The first goal of the project was then to define the scientific and technological environment necessary to complement the existing in-situ gauges network, or even to substitute spatial measurements to some distant gauges, delivering in several months inaccurate or irregular data, or to gauges that are not functioning any more. The target was therefore the definition of a global, standard, fast and long term access to a set of hydrological data concerning the greatest river basins in the world.

Specific aims were:

- Create an elevation database for the

water bodies of eight great basins (Amazon, Congo, Ganges, Yangtze, Parana, Lena, Mekong, and Danube) from T/P GDR (Topex/Poseidon Geophysical Data Records).

- Improve T/P data by using retracking algorithms and geophysical/environmental corrections designed specifically for

continental waters.

- Define and develop an information system for the test site of the Amazon basin able to get from distant database and mix models and processes, spatial data and in-situ data, implying key hydrological knowledge.

III. RESULTS

III.1 Hydrological Database at LEGOS

Altimetric ocean products (GDRs or Geophysical Data Records) for Topex/Poseidon (T/P hereafter) mission are stored in the AVISO database (<http://www-aviso.cnes.fr>) as data sheets organized following satellite orbit tracks and cycles. The values of the geophysical corrections are stored separately from the range data, i.e. the estimation of the height between the satellite orbit path and the surface level, corresponding to the travel time to and from the reflecting surface. Investigators who are not specialist in satellite altimetry may have some difficulty in processing such data. The first task of the project was then to organize the data in a structure similar to that of the hydrometric in-situ records. This imposed to create the notion of "virtual gauge", being the crossing area between the satellite ground track and the river. The

definition of a virtual station implicates a fully different way of considering altimetric data, and it has some advantages and some limitations that we will further discuss, in relation to the physical properties of both satellite sensor and reflecting surface.

Geophysical (solid earth tide) and environmental (ionospheric, wet and dry tropospheric delay effect on the propagation) corrections are applied to the height estimate. Some corrections specific to ocean surface are not applied, such as ocean tide, ocean tide loading, inverted barometer effect and sea state bias. Some corrections are not applied when missing, such as the wet tropospheric correction which is often lacking over continents in the GDRs. This is one of the problems that had to be solved within the scope of the CASH project as it is described in the next

paragraph. Some instrumental drifts and and have to be applied.
bias are updated in the GDRs by T/P team

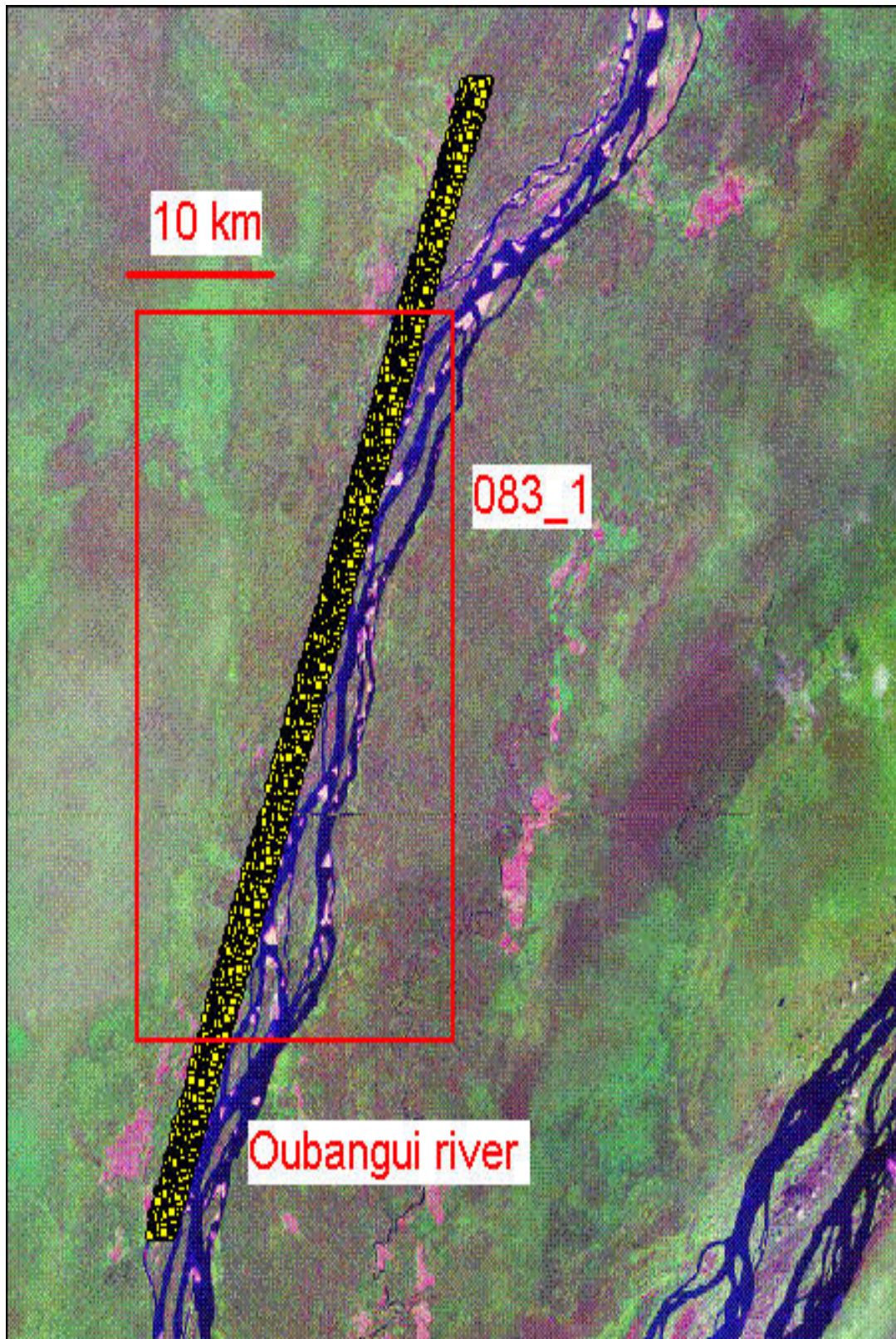


Figure 2: Example of a virtual gauge over the Oubangui River, in Congo basin http://www.legos.obs-mip.fr/soa/hydrologie/hydroweb/StationsVirtuelles/Congo_oubangui_tablo.html.

The virtual gauges are defined visually, laying out the localization of altimetric data over a satellite image of the basins studied (Figure 1). For each crossing time, the water stage at the virtual gauge is obtained by averaging all measurements located within the area delimited. The location linked to the virtual gauge is the geometric centre of the dataset.

The virtual gauge database is online (<http://www.legos.obs-mip.fr/fr/soa/hydrologie/hydroweb>) It counts with 220 virtual gauges over main rivers and 135 over flooded area within 19 great fluvial basins in the world. For each virtual gauge, the stage variation over time is recorded as a time series and can be retrieved by ftp. A time series example is given in Figure 3 for the virtual gauge represented in Figure 2.

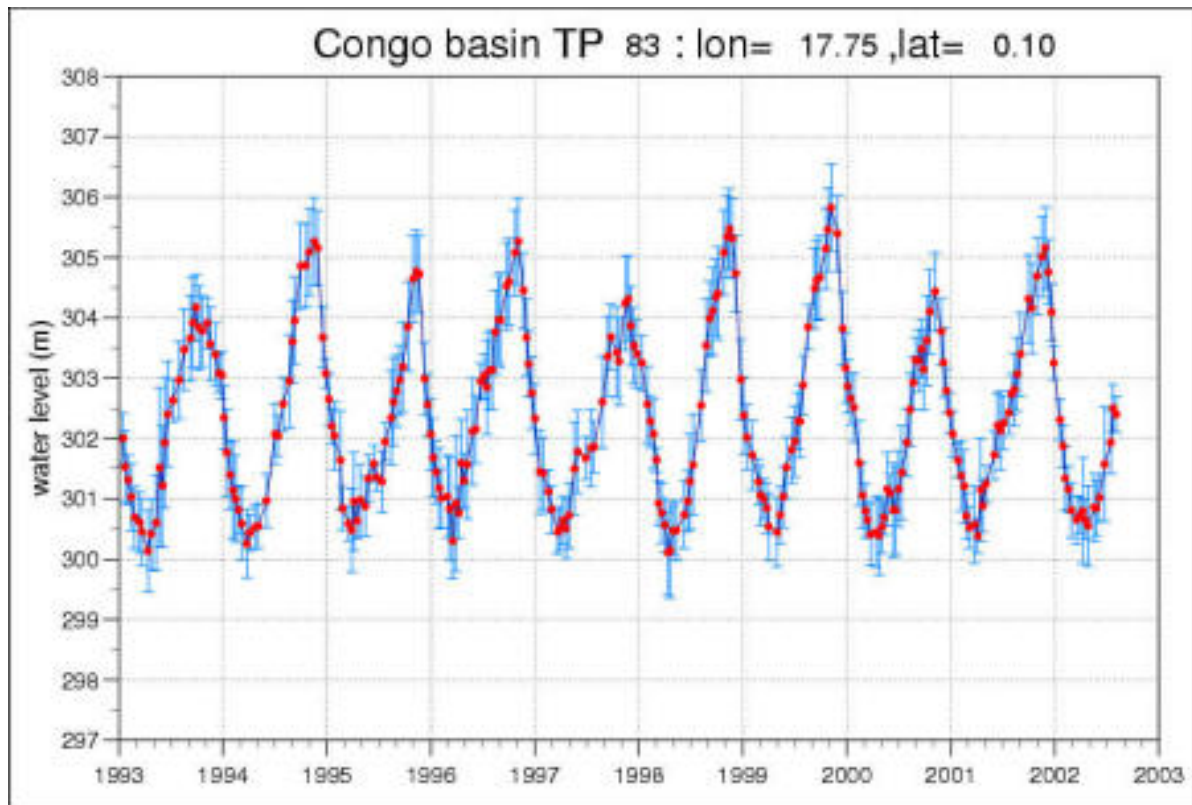


Figure 3: Time series at virtual gauge over Oubangui River.

III.2 Data Processing For Continental Water Bodies

Two types of data processing specific for continental waters have been conducted at CLS. The first one concerns the retracking of the T/P data. The spread over time of the energy received at the satellite antenna

(averaged over ~100 elementary pulses) determines the so-called waveform. Smith (1997) stated that the major difficulty in retrieving ranges over continental waters results from the variability in shape of the

return waveforms when onboard trackers are designed for a typical ocean waveform. Regular “ocean-type” trackers expect long tail shapes of energy distribution (Figure 4), when echoes bouncing off rivers are often specular (Guskowska, 1997) or a combination of specular echoes. Moreover, waveforms over continental water bodies are considerably more variable with space (Figure 5) and time (Figure 6) than those over ocean. The antenna-reflector range is determined on board for the T/P mission

by fitting the waveform with a predefined analytical function (so-called waveform “tracker”). If the analytical function is not well-suited to the waveform shape, tracking can lead to wrong estimates of the height value. In the worst case, the altimeter loses tracking. It is then necessary to perform a retracking, which consists in applying to the raw data an algorithm better fitted for non-oceanic waveform, aiming at positioning precisely the ascending edge of the waveform.

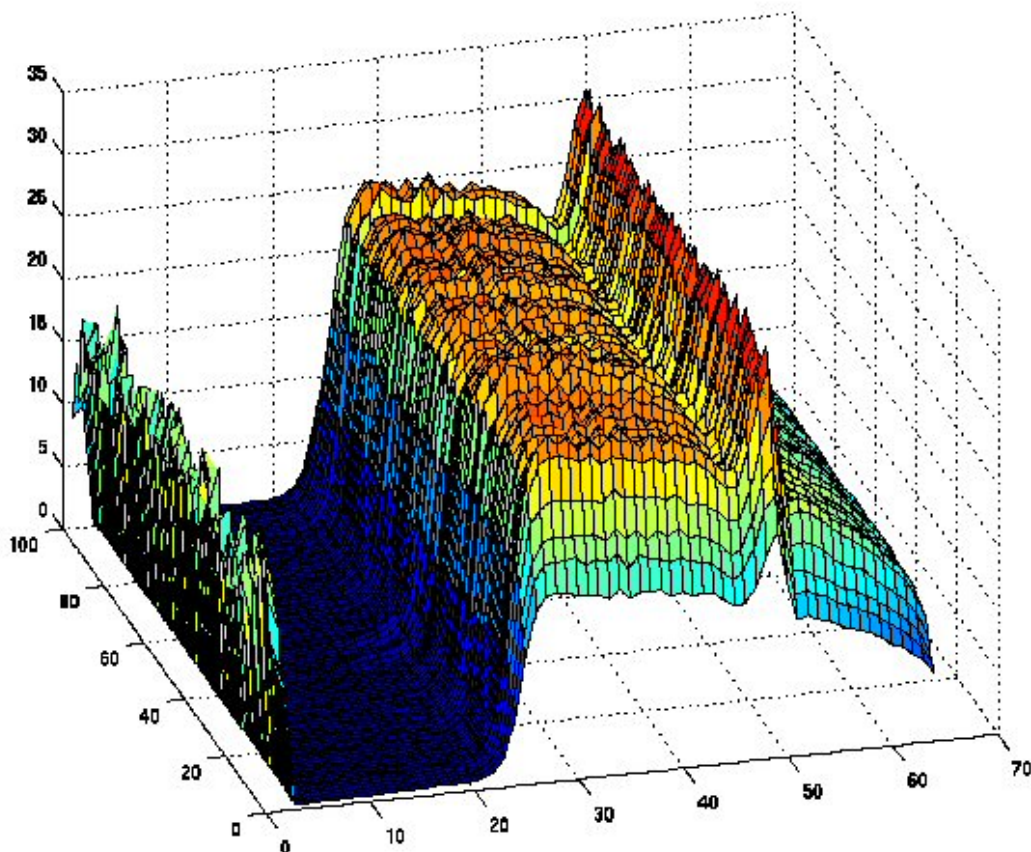


Figure 4: Typical waveforms 50kms along track over ocean. (<http://www.hydrospace-cash.fr>).

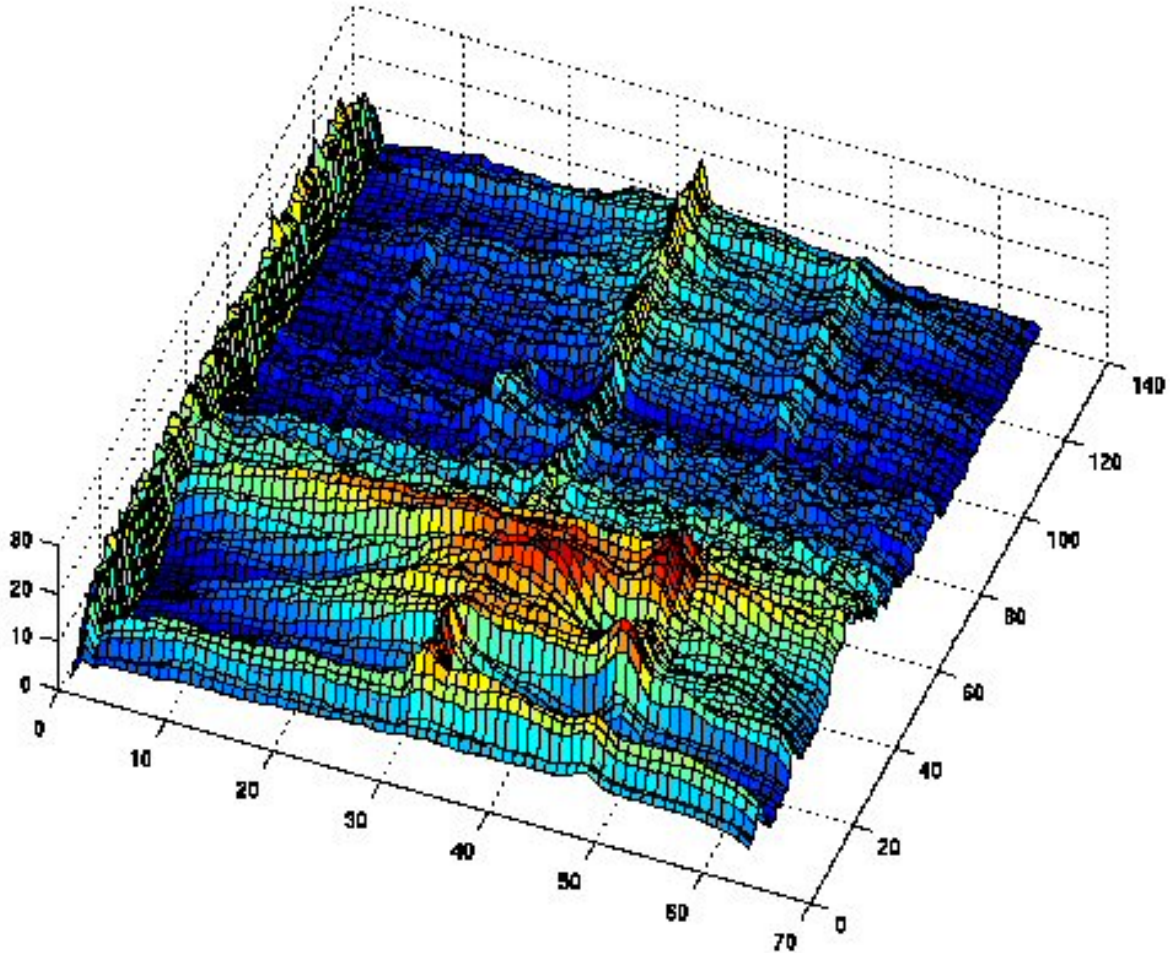


Figure 5: Waveforms at crossing the Congo river near the estuary, 70km along track.

(<http://www.hydro-space-cash.fr>).

CLS has produced an operational process 1. to read the waveform product of the T/P mission, which is stored in the SDR (Sensor Data Record), 2. to apply the four algorithms of retracking used for ENVISAT waveforms, i.e. Ocean, Ice1, Ice2, and SeaIce, and 3. to write the products in the PDS format, namely that of the ENVISAT products.

The two algorithms Ice1 and Ice2, if they are not specially optimized for continental water, have been demonstrated to offer a good reliability for rivers and

lake waveforms (Frappart et al., 2006). The Ice2 algorithm is looking for the ascending edge independently from the overall shape of the waveform, and Ice1 is relatively robust in the case of a one-peaked specular waveform, as it calculates the gravity center of the shape.

The second part of the data processing performed at CLS concerns the environmental corrections: correction of the propagation delay induced by the water vapour (wet troposphere correction) and the dry gases (mainly oxygen and nitrogen,

dry troposphere correction) within the troposphere. The first correction can amount 50 cm, with an annual cycle amplitude of up to 20 cm, and is usually computed over oceans with simultaneous radiometric measurements (TMR). Such measurements generally default over non-ocean surfaces and it is therefore necessary to estimate the value of these corrections from meteorological fields. The latter correction is much larger ($> 2\text{m}$), but its temporal fluctuations are very low and only amount a few cm. It is computed from surface pressure values extracted from meteorological model outputs. The

estimation produced in the scope of the CASH project used the fields of the NCEP model, estimating the depth of the atmosphere from the altimetric height. Some validations over great continental seas, where TMR measurements are available, have been performed and have concluded to the good performance of the implemented method (Mercier and Zanife, 2006).

The altimetric time series at the virtual gauges, specifically improved for continental water, are available online at the CASH website (<http://www.hydro-space-cash.fr>), in NetCDF format.

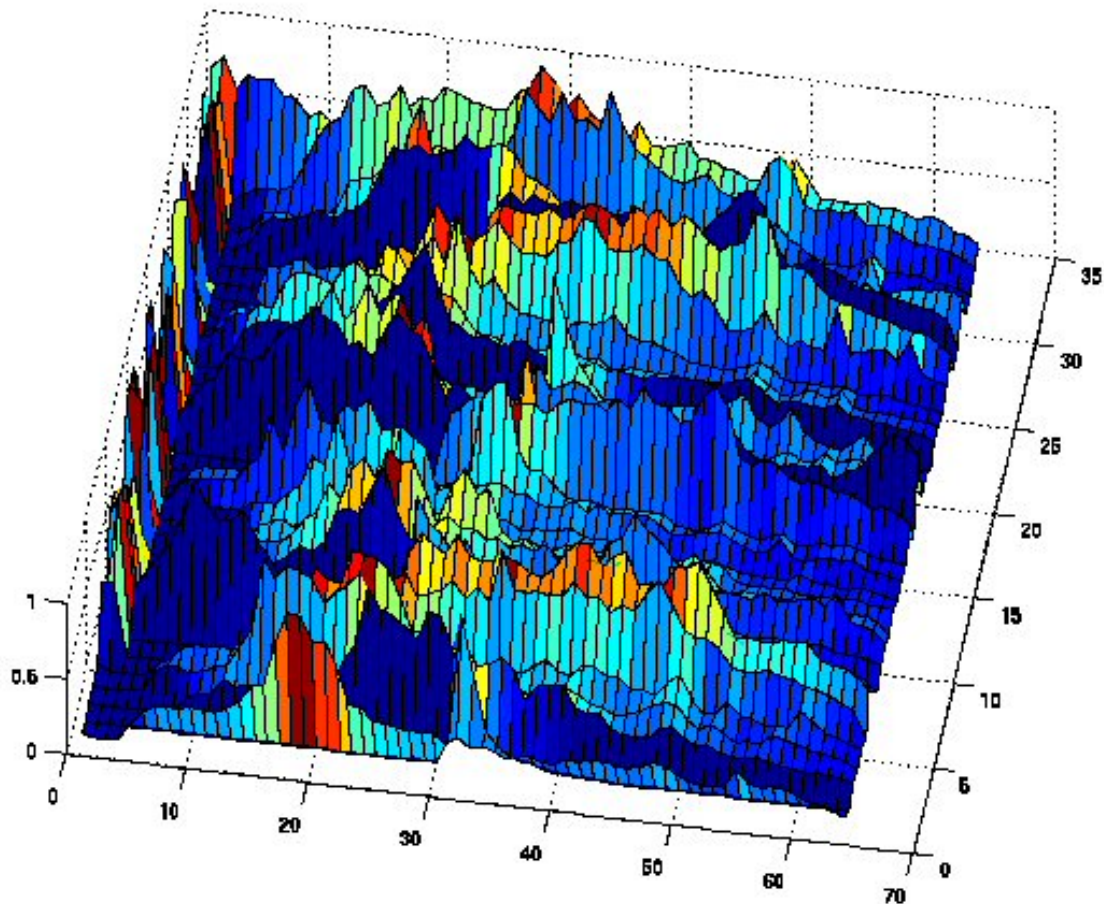


Figure 6: One year of waveforms over a single point of the Congo river. (<http://www.hydro-space-cash.fr>).

III.3 Integration Of Altimetric Data In Hydrodynamical Models

This part of the CASH project was to be performed on the test site of the Amazon basin. The Amazon River flows from the Andean Mountains to the Atlantic Ocean, with the biggest discharge in the world. Its huge basin displays a variety of geomorphologic features, a wide range of river depth, width and slope, and it is uncommonly monitored in its Brazilian part (the largest) being a rain forest tropical basin of continental size. IRD established long time ago partnership contracts with the monitoring national agencies of most countries sharing the basin area, namely. Brazil, Peru, Ecuador, Bolivia, Colombia, and Venezuela. LMTG took the lead of the ORE (Observatoire de Recherches en Environnement) HYBAM, jointly funded by IRD and the French Ministry of Research, ensuring the online accessibility (<http://www.ore-hybam.org/>) of both hydrological (stage and discharge) and chemical (amount of MES, concentration in major cations and anions, trace elements, and COD) parameters at key gauging stations. These reference gauges are controlling the main tributaries of the Amazon at their entering the Andean Piedmont and at the main confluences. The Amazon basin has then been chosen as a test site for the capability of validation it offers but also as being an example of what

could be the best application of altimetry data: global to continental monitoring of trans-boundary basins.

The objective of altimetric data integration into hydrodynamical modelling was twofold 1. Evaluate the role altimetric data could play in such a modelling; 2 Render virtual gauges as similar as possible to ground gauging stations.

There are several problems using altimetric height for hydrology. First, the altimetric height is referenced to an ellipsoid. It is then necessary when dealing with river flow to transform the height in elevation above sea level by adding a geoid height. Secondly, the altitude of the river surface at the crossing point with the satellite ground track is not equivalent to the river stage, which is the water level above the river bed. Finally, water level measurement is adequate for some science field as ecology or applications like navigation or energy management, but the key parameter of hydrology remains the river discharge, which only allows the estimation of water balance, sediment load and chemical element fluxes.

Hydrometric techniques of stage and discharge vary with the objectives of the measurement (management or monitoring essentially), flow regime and stability of the channel reach. The

frequency of the measurements and the density of the gauging network depend on these parameters and on the cost involved. Following De Gagne et al., (1996) "Discharges in rivers are typically estimated by combining water level records with a functional relation, or suite of relations, describing variations in measured discharges with changing water levels". This functional relation is called rating curve. The Brazilian agency (ANA) procedure for Amazonian basin gauging network consists in measurement of water stage twice a day, and periodic discharge measurement. Different techniques are used to estimate the flow velocity, from rotor current-meter to Doppler Effect measurements (ADCP). Most gauges are not related to a common geodesic reference level.

The simplest way of obtaining discharge at a virtual gauge consists in applying a rating curve obtained at a conventional gauge and assuming stationarity of discharge probabilities (Jasinski et al., 2001, Kouraev et al., 2004; Zakharova et al., 2006). We chose the basin of the upper Rio Negro as a case where this condition cannot be accepted, as the river in this part of the basin has a multi-peak hydrological regime. We built a Muskingum-Cunge flow routing model with diffusion-cum-dynamic wave propagation assumption (ProGUM) in

order to estimate outflows at each virtual gauge comprised between two ground stations with discharge estimation through stage-discharge relationship. One of the requirements of the model is the slope of the free water surface, and it has been estimated from altimetric data, referenced to the static geoid of GRACE (GGM01 solution published by Tapley et al., 2004). The slope estimation, along with the development of interpolation method, both in time and space, allowed the topographic leveling of the in situ gauges. The calibration phase led to differences less than 4% between measured and estimated outflows and validation has yielded errors less than 10%. The mean area of the sub-basins drained by each virtual gauge is about 2500 km² and is ten times smaller than the surface of sub-basins delimited by in situ gauges.

Two validation field campaigns have been realized, partly funded by the CASH project: The first one in May of 2005 on the Rio Negro at high water stage, and the second one on the Rio Solimões in November of 2005. ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) transect and GPS measurements under the ground tracks of the satellite have been performed in each case and have been used as validation.

The stage-discharge relations have been computed for 21 virtual gauges from altimetric temporal variations of water

level and modelled outflows. Rating curve parameters were estimated by fitting heights and discharges with a power law. The altimetric height being referenced to an ellipsoid, the theoretical value of the height corresponding to a null flow ought to be the elevation of the river bed in the same reference system. The water depth approximated by this method has been

compared with the mean depth measured by Acoustic Doppler Profiler at each virtual station, leading to a mean absolute difference lesser than 1.1m. The Manning roughness coefficient can also be estimated from the rating curve for the reaches controlled by the virtual gauges (Leon et al., 2006a).

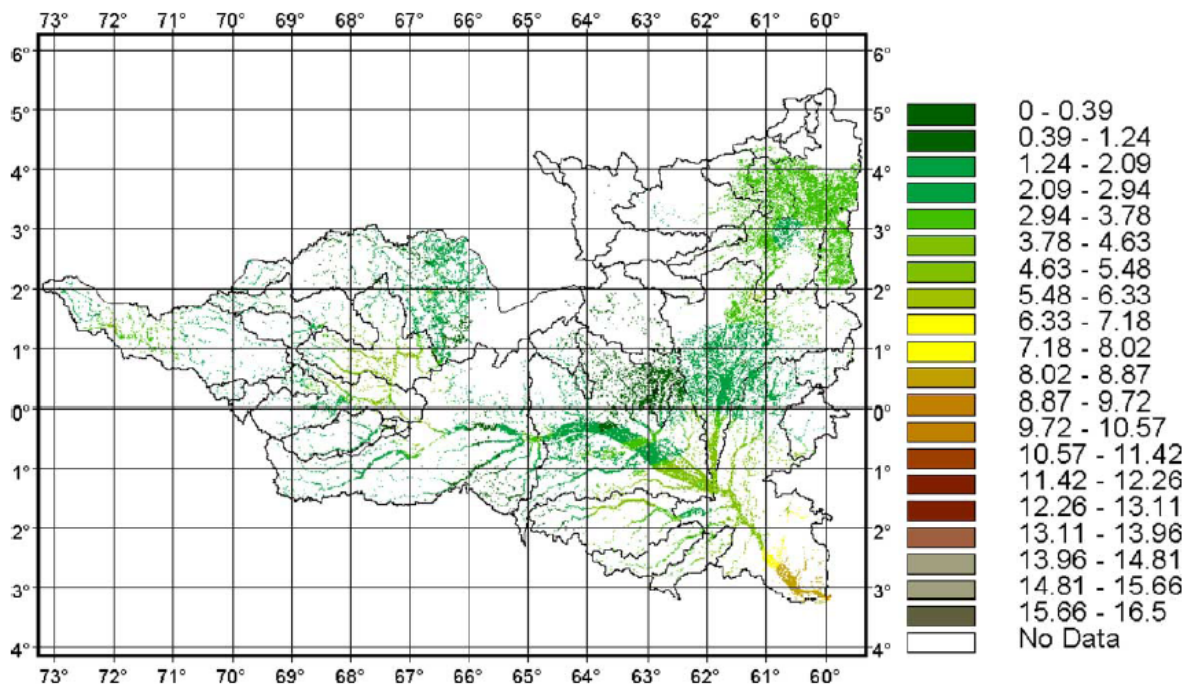


Figure 7: Numerical model of the volume of water stored within the Rio Negro sub-basin.

We applied the methods established in the Rio Negro study site to a very poorly gauged basin: the basin of the Rio Caqueta, a Colombian tributary of the Amazon. This river 1270 km long drains the Andean Piedmont up to the Amazonian plain where it becomes the Rio Japura in Brazil. 32 gauged stations have once been recording river stage along the course of the Caqueta, out of which 26 were abandoned before the

eighties, for economical reasons and/or for the inaccessibility due to social conflicts in the region. Only the six remaining stations are monitored by IDEAM (Colombian hydrologic network institute). This is typical of the situation prevailing in countries sharing the Amazon Basin, except Brazil. From these 6 gauges, only one has been used in the modeling process, since its records were available until 2004.

The 5 other stations have been used for validation, as their records suffered various interruptions, and did not pass over year 2000. The gauge which data were used in the model, Vila Betancourt, is located at the border between Colombia and Brazil, and the discharge at this point range between 2000 and 33400 m³.s⁻¹.

Rating curves were computed for 13 virtual stations from T/P and ENVISAT altimeter data and modelled discharge. Outflow errors ranged from 10% to 20% between the lower basin and the upper basin, respectively. Again, mean absolute differences less than 1.10 m were found between estimated equivalent water depth

and measured water depth. Finally, a $1.2 \times 10^{-4} \text{ m m}^{-1}$ mean bottom slope has been obtained for the 730 km long reach of the Caqueta main stream considered. The study case of the Caqueta basin is an extreme case: It is quite ungauged and the limit of the method is reached in term of size of the river. The river width is about 850m at some places of the river reach. Therefore, the number of the altimetric data available is limited and the fitting coefficient of the rating curves evidences a lesser quality of the estimation of the water stage from altimetric ranges. (Leon et al., 2006b).

III.4 Estimation Of The Water Volume Stored In River And Inundation Plain

A method based on remote sensing image classification and altimetric heights determination has been performed in order to estimate the volume of water stored in the rivers and inundated areas of the Rio Negro sub-basin during the hydrological cycle 1995-1996 (Frappart et al., 2005).

Mapping of free water surface and inundated area have been performed from the mosaic of JERS-1 images (L band radar images NASDA - National Space Development Agency of Japan). These images have been mosaicked at 100m resolution by the GRFM project, for two period, one at low water stage from September to December 1995 and the other

one at high water stage from March to May 1996. L band is specularly reflected by smooth free water surface (image values near 0 as the sensor is operating in lateral pointing mode); it is diffused over tree canopy (medium range image values), specularly reflected by smooth water surface under canopy but re-bounced in direction to the sensor by the tree trunks by the so called double-bounce effect (Rosenqvist, et al., 2000) (high image values). From the two seasons and the three main classes of each image, were mapped the area of inundated areas s.l. (including free water surface and water under vegetation canopy) at low water

stage and at high water stage.

The altitude of the water bodies at each date, referenced to EIGENGRACE02C (Reigber, et al., 2005) were determined from 88 virtual T/P gauges out of which 34 are located over rivers and 54 over floodplain. We also used the stage data at 8 ground hydrometric stations (from the 25 gauges operating in the Rio Negro basin over the 95-96 period, only 8 are located within the network formed by the T/P ground track and have then been levelled, the other one could not be used to determine an altitude of the water surface). These altitudes were linearly interpolated (8 nearest neighbour method, Arc-View TIN format) to obtain a numerical model of the water surface at each season (200m spatial resolution, 10 cm elevation resolution). The difference between the two grids is the numerical model of the volume of water stored within

III.5 Some Tools For Spatial Hydrology

Some tools have been developed in the scope of the CASH project and are integrated in the CASH information system. All the software integrated and developed is due to be freeware and open-source. The different modules are:

- ALTINIV: environment of gauge levelling,
- ProGUM: Muskingum-Cunge flow routing model with diffusion-cum-dynamic

the basin during a half-hydrological cycle, from low water to flood peak (Figure 7).

We have estimated for each gauged sub-basins, the ratio R as follow: $R = F/V$, $F =$ water volume flown during a hydrological half-cycle, calculated by discharge integration at the gauge.

$V =$ volume of water stored in the same period of time.

$1/R$ is a global indicator of the water residence time within the basin. R ranges from 1 to 5, the highest value of R indicating that the volume stored in the basin is small in comparison to the volume flown at the outlet, and then that the transient flux of water within the sub-basin ought to be rapid. As shown Figure 8, this global estimator of the basin response could not be guessed from the percentage of the basin surface being flooded during high flow (percentage area).

wave propagation assumption,

- STADIS: a rating curve estimation module,
- SATextra: environment of virtual gauges 3-D extraction, and of basin delimitation for the virtual gauge outlet, done within the framework of GRASS.

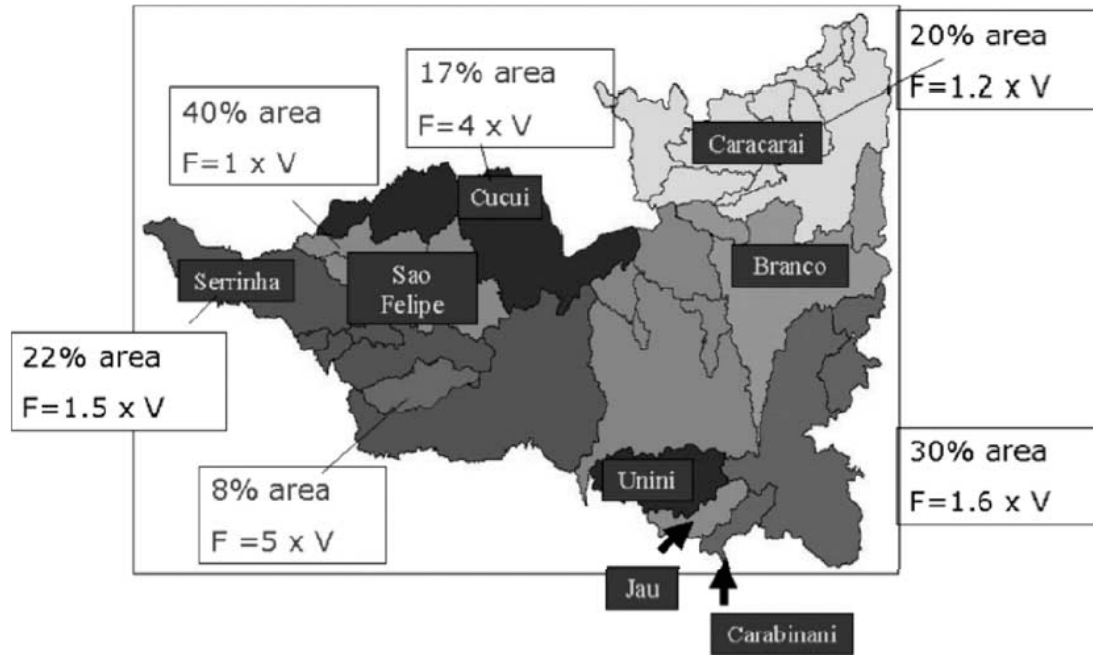


Figure 8: Ratio value calculated as $F = \text{water volume flown during a hydrological half-cycle, calculated by discharge integration at the gauge; } V = \text{volume of water stored in the same period of time; the percentage area is calculated as a ratio of the surfaces, inundated vs total.}$

IV. DISCUSSION

The ability of the satellite radar measurement to determine water stage with a useful accuracy is a major concern towards the community of investigators in hydrology. The intrinsic accuracy of the altimetric measurement ranges from 1 to 3 cm for T/P, until 6 to 7cm for ENVISAT. The difference is partly due to the great stability of the T/P orbit, which is positioned very high (1336 km) in comparison with ENVISAT (785 km). But several factors of error are affecting the measurement accuracy when using altimetric data for continental waters. The environmental corrections may not totally account for or overestimate the signal

delay. This kind of error is difficult to evaluate, but it is of the order of the cm and little variable in space and time.

More problematic are the uncertainties induced by the width of the beam. As far as ocean-oriented missions are concerned, the beam is several kilometers wide since surface average is needed over oceans to reduce as much as possible height measurement corruption due to wind waves. The Ku band was thus selected for the radar wavelength. The drawback for hydrology studies is that echoes over rivers whose width is less than 1km – that is, most of them- are noised by energy reverberated by riverbanks or islets.

For this reason (vegetation is adding some diffusive elements to the reflected signal) or due to the specular form of the reflection over smooth water bodies, we have seen that the retracking algorithm can be unadjusted to continental water waveforms. The errors that are induced by the incorrect determination of the range are not yet well characterized but can reach several centimetres up to several decimetres. When examining the results obtained on the Amazon with the four ENVISAT trackers (Frappart et al., 2006), it is not possible to determine that one tracker will be best fitted any time. Even if ICE1 seems best fitted to the continental water case complexity, each one of the other tracker can give a better estimation at some location. The quality of the fit may also vary with the water level. This last variability turns out problematic the choice of one or other tracker in relation to the waveform, as it can induce variable bias. In the scope of the CASH project, we have partly dealt with this error source by selecting the virtual gauge as precisely as possible. The retracking of the data increases the number of measurements available, turning out possible to constrict the perimeter that delimitates the virtual station.

Another problem that occurs only on continental waters is the off-nadir reflection, when a small water body is

reflecting brightly at the edge of the footprint. This geometric error of up to several centimetres is not easy to correct either. Much easy to interpret is the hooking of the range value when the onboard tracker remains locked on a water body when crossing it, increasing up to several meters the determination of the range before and after the crossing.

Another factor impacting accuracy is a geometrical effect related to the slope of the water surface. Indeed, within a radar footprint a few kilometers wide, the river height can change significantly, in particular in the along stream direction. This changes the waveform shape and affects the range determination. Also, in braided reaches, branches may have different heights, which will spread the return time of energy and contribute to a blurred range determination. It is worth noting that the local shape of the geoid impacts the scatter of radar measurements and thus the stage uncertainty.

Furthermore, within the perimeter defined as a virtual station, several successive measurements are averaged along track at each pass to produce the height that is imparted to the water body. If a slope or various water bodies of different height are included in the data selection, this will spread the water level measurements around a mean value and increase the data uncertainty.

In the scope of the CASH study we have used a normalized global uncertainty, based on the deviation to the nearest ground station measurements, normalized by the standard deviation of the altimetric measurement, which gives a conservative estimation of the data uncertainty.

Each term of this global uncertainty comprises various elements. The second one (standard deviation of the averaged estimation of the altitude) encompasses the noise of the measurement, the variability of the reflecting water body (slope, variable heights), and the mixture within the footprint (water and banks, islets, vegetation). The first one (deviation to the ground measurement) encompasses also the in-situ uncertainties and errors, the deviation due to the varying distance to the validation point, and the intrinsic difference of the measurements: punctual for the ground measurement versus integrative of a highly spatially variable target for the altimetric one.

This term is useful to detect systematic bias, errors due to off-nadir pointing, or errors in the determination of the range. But it does not represent accurately the altimetric measurement error. Another way to determine this uncertainty is the validation by GPS

ground measurement. The results of the field campaigns that have been realized have enhanced the variability with time and space of the river surface, and the part it plays in the uncertainty budget, which have certainly been quite overlooked before.

A few tens of comparisons between in-situ and altimetric time series over rivers have been performed in the frame of the CASH project. The results can be found in Leon et al. (2006a,b), Frappart et al. (2005) and in the web site Hydroweb. Clearly, given the large number of error sources in the stage determinations from radar altimetry data that are location dependent for many of them, including the quality of the in-situ series, it is meaningless to search for a single number standing for the discrepancy between the in-situ and altimetric series over rivers. Instead, it can be stated that this discrepancy range from a ten of cm in the best cases (ENVISAT series over the Upper Rio Negro for example) to 30 cm for T/P at high waters up to metric errors for T/P at low waters when radar echoes are polluted by lands within the footprint.

V. CONCLUSION

Concluding remarks will focus on the advantages and drawbacks of using altimetric data for hydrology.

The main drawback of satellite data –primarily dedicated to oceanography as they currently are- for hydrology is that investigators –either hydrologists, or researchers using hydrological data for other fields- have no capability to adjust the data collection scheme to their needs. This in particular addresses the problem of product accuracy and space and time sampling. Time sampling ranges between 10 and 35 days for the current missions. This sampling rate can be improved by combining data from different tracks –and eventually different missions- if a cross-over is formed over a river. Yet, this lucky case is quite rare. Then, many applications, such as rapid stage variations and flooding cannot be addressed with the current satellite data. The other current drawback is the width of the river reach for which clean echoes are bounced and then where water stage can be computed. Presently, this width is more or less 1 km, which is the typical size of the radar footprints. Then, satellite altimetry presently only addresses study of the major streams of the world’s large basins. The spatial sampling is a characteristic of the mission and varies (at the equator) from 400 km for T/P and JASON to 80km for the ERS-ENVISAT series. Clearly, the number of possible

virtual stations will increase with the number of ground tracks, e.g. contrarily to the track spacing. It is worth noting that the space and time sampling are related and it results of a compromise.

As they are, altimetric data can provide stage series where no in-situ measurements are collected, in particular in remote areas or in areas where it is practically infeasible, such as in wetlands. When combined with in situ data, as in the case of the Brazilian Amazon basin, discharge can be spatially distributed. This allows the coupling of water fluxes with climatic data at a resolution compatible with that of most Surface, Vegetation and Atmosphere Transfer (SVAT) schemes. The three problems occurring when dealing with altimetric data have been addressed in the scope of this project: slopes referenced to geoid, estimation of discharge at the virtual gauges through rating curves, and estimation of the water depth from the relation altitude-discharge. For poorly gauged basin, as the Caqueta basin in Colombia, discharge and key hydrological parameters as depth, width, slope and Manning roughness coefficient can be estimated from space, combined with one outlet. Also, altimetry provides a worldwide –open- coverage of the river basins. This specificity implies that no state boundary and/or policy limits the data availability, in particular for the study of

trans-boundary basins, that all the series are consistent, in particular in terms of

geodetic reference, time span and sampling rate.

VI. ACKNOWLEDGEMENTS

We acknowledge valuable contributions by M. Cauhopé (*LMTG UMR 5563 UR 154 CNRS Université Paul Sabatier IRD*), J. Divol (*ESPACE US 140 IRD*), F. Frappart (*LEGOS UMR 5566 UR065 CNRS Université Paul Sabatier IRD CNES*), K. Guyenne-Blin (*ESPACE US 140 IRD*), J.-G. Leon (*LMTG UMR 5563 UR 154 CNRS Université Paul Sabatier IRD*), C. Maheu

(*LEGOS UMR 5566 UR065 CNRS Université Paul Sabatier IRD CNES*), M. Martiny (*ESPACE US 140 IRD*), G. Rocquelain (*BRLi Bas Rhône Languedoc Internationa*), Touraivane (*ESPACE US 140 IRD*) and O.-Z. Zanifé (*CLS Collecte Localisation Satellite*) to activities of the CASH project.

VII. REFERENCES

- Birkett, C. M. (1995a). The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *J. Geophys. Res.*, 100 (C12):25179-25204.
- Birkett, C. M. (1995b). The global remote sensing of lakes, wetlands and rivers for hydrological and climate research. *IEEE*, 1979-1981.
- Birkett, C. M., Murtugudde, R., and Allan T. (1999). Indian Ocean climate event brings floods to East Africa's lakes and the Sudd Marsh. *Geophys. Res. Lett.* 26: 1031-1034.
- Birkett, C. M., Mertes L. A. K., Dunne, T., Costa, M. and Jasinski, J. (2002). Altimetric remote sensing of the Amazon: Application of satellite radar altimetry. *J. Geophys. Res.*, 107 (D20), 8059, 10.1029/2001JD000609.
- Brooks, R. L. (1982). Lake elevation from satellite radar altimetry from a validation area in Canada. Report, Geosci. Res. CorpSalisbury, Maryland, USA.
- Calmant S., Seyler F., Continental surface water from satellite altimetry. In press: Thematic issue « Observing the Earth from Space », *Geosciences Comptes Rendus* (French Academy of sciences).
- Cazenave, A., Bonnefond, P., DoMinh, K. (1997). Caspian sea level from Topex/Poseidon altimetry: level now falling. *Geophys. Res. Lett.* 24:881-884.
- Cudlip, W., Ridley, J. K. and Rapley, C. G. (1992). The use of satellite radar altimetry for monitoring wetlands. In: *Remote Sensing and Global Change* (Proc. 16th Annual Conf. Remote

- Sensing Society, London, UK), 207-216.
- Frappart F., Seyler F., Martinez J.-M., León J. G. and Cazenave A., (2005). Floodplain Water Storage in the Negro River Basin Estimated from Microwave Remote Sensing of Inundation Area and Water Levels. *Remote Sensing of Environment*, 99 (2005) 387 – 399.
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhope, M., Seyler, F. and Cazenave, A., (2006). Preliminary results of envisat RA-2-derived water levels validation over the amazon basin.. *Remote Sensing of Environment*, 100, 2, 252-264 JAN 2006.
- Guzkowska, M. A. J., Rapley, C. G., Rideley, J. K., Cudlip, W., Birkett, C. M. and R. F. Scott. (1990). Developments in inland water and land altimetry. ESA contract report 78391881FIFL.
- Jasinski, M.J., Birkett, C.M., Chinn, S., and Costa, M.H. 2001. Abstract, NASA/NOAA GAPP and Hydrology Principal Investigators Meeting, April 30-May, Potomac MD.
- Koblinsky, C. J., Clarke, R.T., Brenner, A. C. and Frey, H. (1993). Measurements of river level variations with satellite altimetry, *Wat. Resour. Res.*, 29(6): 1839-1848.
- Kouraev, A. V., Zakharova, E.A., Samainc, O., Mognarda, N. and Cazenave, A. 2004. Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992–2002). *Remote Sensing of Environment* 93 (2004) 238– 245.
- Leon J.G., Calmant S, Seyler F., Bonnet M.P., Cauhopé M. (2006a). Rating curves and average water depth estimation at the upper Rio Negro from altimetric spatial data and calculated remote discharges. *Journal of Hydrology*, 328, 481-496.
- Leon J.G., Seyler F., Calmant S., Bonnet M., Cauhope M. (2006). Hydrological parameter estimation for ungauged basin based on satellite altimeter data and discharge modeling. A simulation for the Caqueta River (Amazonian Basin, Colombia). *Hydrology and Earth System Sciences*. SRef-ID: 1812-2116/hessd/2006-3-3023.
- Le Traon, P. Y., Gaspar, P., Bouysse, F. and Makhmara, H. (1995). Using Topex/Poseidon data to enhance ERS1 data. *American Meteorological Society* 161-170.
- Mason, I. M., Rapley, C. G., Street-Perrott, F. A., and Guzkowska, M. (1985). ERS-1 observations of lakes for climate research. *Proc. EARSeL/ESA Symposium “European Remote Sensing Opportunities”*, Strasbourg, 31 March-3 April 1985.
- Mercier, F., Cazenave, A., Maheu, C. (2002). Interannual lake level fluctuations (1993-1999) in Africa from Topex/Poseidon: connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian ocean, *Global and Planetary Changes*, 32, 141-163.

- Mercier, F. and Zanife O-Z., (2006). Improvement of the Topex/poseidon altimetric data processing for hydrological purposes (CASH project). Proceedings of 15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium, Venice Lido, Italy, 13-18 March 2006.
- Morris, C. S. and Gill, S. K. (1994a). Variation of Great Lakes waters from Geosat altimetry. *Water Resour. Res.*, 30:1009-1017.
- Morris, C. S. and Gill, S. K. (1994b). Evaluation of the Topex/Poseidon altimeter system over the great Lakes. *J. Geophys. Res.*, 99 (C12): 24527-24539.
- Ponchaut, F. and Cazenave, A. (1998). Continental lake level variations from Topex/Poseidon (1993-1996). *C. R. Acad. Sci. Paris* 326: 13-20.
- Rosenqvist, A., Shimada, M., Chapman, B., Freeman, A., de Grandi, G., Saatchi, S. and Raustet, Y., 2000. The global rain forest mapping project - a review. *Int. J. Remote Sensing*, 21, 6 &7, 1375-1387.
- Smith, L. C. (1997). Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: A review. *Hydrological Processes*, 11, 1427-1439.
- Tapley, B. D., Bettadpur S., Watkins M.M. and Reigber C. 2004. The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.
- Zakharova E. A., Kouraev A. V., Cazenave A., Seyler F., (2006). Amazon river discharge estimated from TOPEX/Poseidon altimetry. *Geosciences Comptes Rendus* (French Academy of sciences). 338 (3): 188-196 FEB 2006.

Téledétection Radar des Précipitations Intenses en Région Méditerranéenne

GUY DELRIEU

*Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement LTHE, UMR
5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF), Grenoble, France*

Guy.Delrieu@hmg.inpg.fr

Résumé Cet article résume un ensemble de travaux concernant l'estimation des précipitations méditerranéennes intenses par radar météorologique effectués dans le cadre d'une coopération entre le LTHE, Météo-France/CMR, le LCPC et la société ALICIME. Après quelques rappels sur la physique de la mesure, nous présentons le dispositif d'observation radar disponible dans les régions méditerranéennes françaises et sa « visibilité hydrologique ». Puis nous décrivons le principe des traitements régionalisés et adaptatifs développés suite à l'expérimentation Bollène 2002 et donnons un aperçu de la qualité des estimations radar effectuées par référence aux mesures des données pluviométriques au sol collectées par l'OHM-CV. Enfin, nous présentons quelques éléments concernant l'évolution des systèmes d'observation des précipitations dans la perspective de la réalisation à l'horizon 2010 du projet HyMeX.

Mots clefs *Radar météorologique, estimation quantitative des précipitations,
Méditerranée*

Radar Remote Sensing of Intense Mediterranean Rainfall

Abstract This paper summarizes a cooperative work, realized by LTHE, Météo France, LCPC, ALICIME, dedicated to radar quantitative precipitation estimation of intense Mediterranean rainfall. After a brief review of the radar rainfall measurement principles, the « hydrologic visibility » of the radar network covering the French Mediterranean region is presented. The regionalized and adaptive data processing techniques developed since 2002 (Bollène 2002 experiment) are then described and assessed with respect to the raingauge datasets of the OHM-CV. Finally, the evolution

of the rainfall observation system is evoked in the perspective of the 2010 HyMeX experiment.

Key words Weather radar, quantitative precipitation estimation, Mediterranean region

I. INTRODUCTION

Cet article résume un ensemble de travaux récents concernant l'estimation des précipitations méditerranéennes intenses par radar météorologique effectués dans le cadre d'une coopération entre le Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), le Centre de Météorologie Radar de Météo France (Météo-France/CMR), le Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC) et la société ALICIME. Après quelques rappels sur la physique de la mesure, nous présentons le dispositif d'observation radar disponible dans les régions méditerranéennes françaises et introduisons le concept de visibilité hydrologique de ce réseau. Puis nous décrivons le principe des traitements régionalisés et adaptatifs développés suite

à l'expérimentation Bollène 2002 et donnons un aperçu de la qualité des estimations radar effectuées dans ce contexte par référence aux mesures des données pluviométriques au sol collectées par l'Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais (site Internet : <http://www.lthe.hmg.inpg.fr/OHM-CV/index.php>). Enfin, nous présentons quelques éléments concernant l'évolution des systèmes d'observation des précipitations dans la perspective de la réalisation à l'horizon 2010 d'un « Chantier Méditerranée » consacré en particulier à l'étude couplée du cycle de l'eau (projet « Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment » – HyMeX-site Internet : <http://www.cnrm.meteo.fr/hymex/>).

II. PHYSIQUE DE LA MESURE DES PRECIPITATIONS PAR RADAR METEOROLOGIQUE

Le principe de la mesure des précipitations par radar météorologique est décrit en détail dans divers ouvrages et articles de revue (Sauvageot 1984, Doviak and Zrnica

1993, Joss and Waldvogel 1990). Nous retiendrons simplement ici les éléments suivants :

(croquis : J.D. Creutin)

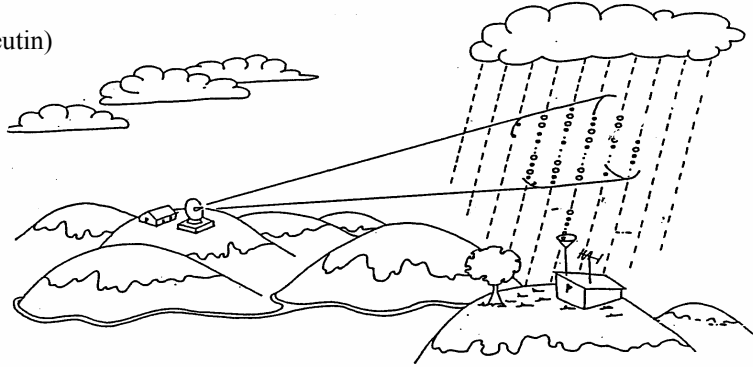


Figure 1: Vue schématique de la configuration de mesure des précipitations par radar météorologique

Les radars à impulsions non cohérents mesurent la puissance rétrodiffusée par une population d'hydrométéores présents au sein d'un volume de résolution dont la taille et l'altitude évoluent en fonction de la distance au radar :

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = \frac{P_t \lambda^2}{(4\pi)^3} \iiint_V \frac{I(r, \theta, \phi) W_0(r, \theta, \phi) \eta(r, \theta, \phi)}{r^4} dV \quad (1)$$

où (r_0, θ_0, ϕ_0) et (r, θ, ϕ) représentent respectivement les coordonnées sphériques du centre du volume de résolution radar et d'un volume élémentaire d'atmosphère. Les termes P_t [L2MT-3] et λ [L] sont la puissance transmise (quelques dizaines à centaines de kilowatts) et la longueur d'onde de l'impulsion (variant de 3 cm – bande X- à 10 cm – bande S- pour la détection des hydrométéores précipitants). La section efficace de rétrodiffusion totale par unité de volume $\eta(r, \theta, \phi)$ [L2L-3] rend compte de la capacité des hydrométéores à rétrodiffuser l'énergie transmise par le

radar. Le terme $W_0(r, \theta, \phi)$ [-] peut être vu comme une fonction de pondération de la contribution des hydrométéores au signal rétrodiffusé en fonction de leur distance au centre du volume de résolution : il dépend du diagramme de rayonnement de l'antenne (pondération angulaire) et des caractéristiques du récepteur (pondération radiale). Le terme $I(r, \theta, \phi)$ [-] rend compte d'éventuelles interceptions de la puissance sous l'effet d'obstacles (masques) ou par absorption et diffusion par les hydrométéores présents (atténuation) entre le radar et le volume de résolution. Ce dernier phénomène, qui limite de fait la capacité d'exploration en profondeur des systèmes pluvieux, est important en bande X (Delrieu et al. 1997 ; Delrieu et al. 2000) et peut être considéré comme négligeable en bande S. Enfin, la distance radar – cible r [L] intervient à la puissance 4 au dénominateur de l'intégrale

Moyennant un ensemble d'hypothèses très fortes (homogénéité de la distribution granulométrique des hydrométéores – en terme de forme et de phase - au sein du volume de résolution, absence d'effets d'atténuation, de masque, et de tout autre phénomène parasite lié par exemple aux interférences avec le relief ou à la propagation « anormale » du faisceau...), on écrit classiquement l'équation du radar météorologique sous la forme suivante :

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = C \frac{Z(r_0, \theta_0, \phi_0)}{r^2} \quad (2)$$

où C est la « constante radar » qui ne dépend que des paramètres du capteur (puissance transmise, longueur d'onde, diagramme d'antenne, etc) et Z la « réflectivité » de la cible hydrométéorologique. On note que la distance radar – cible intervient à la puissance 2 dans cette expression en raison de la dépendance de la taille du volume de résolution à la puissance 2 de r .

L'exploitation des réflectivités en terme d'intensité de pluie, la variable utile pour l'hydrologie, requiert la modélisation de la distribution de taille et de vitesse des hydrométéores ainsi que des propriétés liées aux interactions ondes électromagnétiques – hydrométéores (modèle de diffusion). La théorie de Mie fournit un cadre satisfaisant pour les hydrométéores sphériques et l'approxi-

mation de Rayleigh permet des simplifications acceptables dans le cas où la longueur d'onde est « grande » devant la taille des hydrométéores, ce qui est vrai en bande S (10 cm), les plus grosses gouttes de pluie ayant des diamètres de l'ordre de 0,6 à 0,8 cm. Dans ce cas, la réflectivité Z [L6L-3] est proportionnelle au moment d'ordre 6 de la distribution granulométrique des gouttes.

$$Z = C_Z \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD \quad (3)$$

où C_Z est une constante numérique fonction des unités choisies et $N(D)dD$ [L-3] le nombre de gouttes de diamètre compris entre $[D - dD/2, D + dD/2]$ par unité de volume d'atmosphère. L'intensité de pluie R [LT-1] s'exprime également en fonction de la distribution granulométrique des hydrométéores ainsi que de leur vitesse terminale de chute $V_t(D)$ [LT-1] :

$$R = C_R \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^3 V_t(D) dD \quad (4)$$

Atlas et Ulbrich (1977) ont proposé le modèle suivant pour la vitesse terminale de chute en fonction du diamètre: $V_t(D) = 3.78 D^{0.67}$. En acceptant ce modèle, l'intensité de pluie est proportionnelle au moment d'ordre 3,67 de la distribution granulométrique des hydrométéores. Celle-ci est accessible expérimentalement à l'aide de capteurs à principe optique ou électro-mécanique permettant l'échan-

tillonnage de $N(D)$ sur des volumes de quelques centaines de cm^3 . Ces mesures granulométriques sont effectuées au sol ou au sein même des systèmes précipitants à l'aide d'avions instrumentés. L'établissement de modèles puissance pour les relations Z - R à l'aide des données

granulométriques peut se faire de différentes manières et la figure 2 illustre la forte influence du mode d'ajustement. La dispersion des nuages de points expérimentaux traduit également la relative faiblesse du lien entre ces deux moments de la granulométrie des pluies.

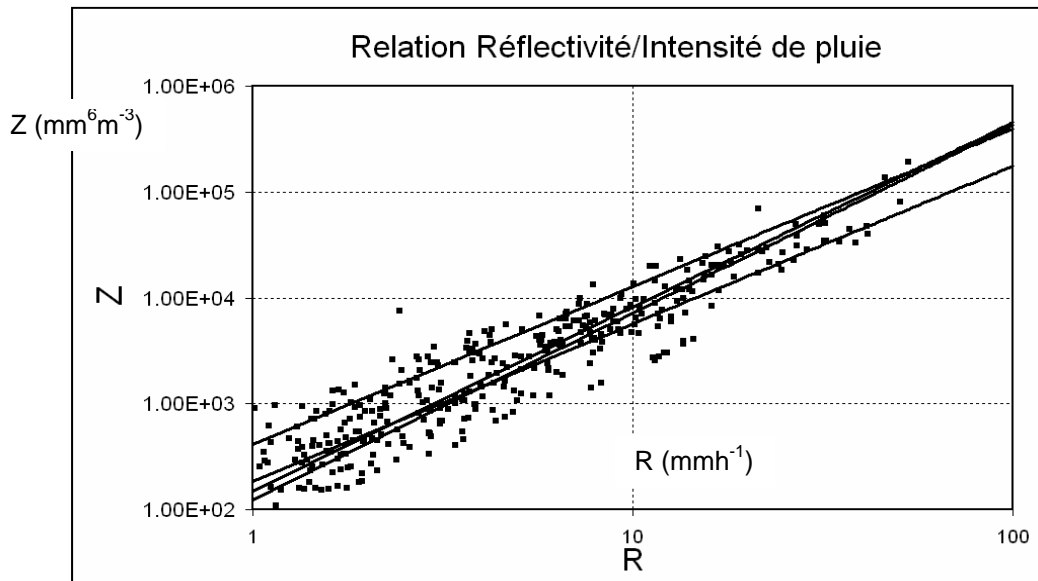


Figure 2: Relations Z - R établies à partir des données granulométriques de l'expérimentation Alès 2004 (Chapon 2006). Les points correspondent aux estimations de Z et de R effectuées pour chaque spectre granulométrique intégré sur un intervalle de temps de 5 minutes. Les quatre lignes correspondent à quatre façons d'estimer le modèle puissance liant Z et R . Deux d'entre elles utilisent des régressions (log-log et non linéaire) sur le nuage de points expérimentaux. Les deux autres utilisent une phase intermédiaire de modélisation de la granulométrie selon une loi d'échelle $N(D, R) = R^\alpha g(D/R^\beta)$ avec considération de modèles exponentiel négatif et gamma pour la représentation de la fonction de forme g .

Une difficulté supplémentaire dans l'estimation quantitative des pluies par radar est liée à l'hétérogénéité verticale des précipitations. Celle-ci est déterminée par un ensemble de processus micro-physiques et dynamiques complexes conduisant à des profils du type (glace, pluie...) et de la

granulométrie des hydrométéores que l'on peut répartir de façon très grossière en deux classes : stratiforme et convectif. Deux difficultés météorologiques en résultent. La première est liée au fait que le faisceau radar, de par son extension verticale, intègre ces profils sur une

gamme d'altitude atteignant plusieurs kilomètres (exemple : 3.5 km à 100 km de distance pour un faisceau de 2° d'ouverture). La seconde vient de ce que la réflectivité que l'on pourrait éventuellement mesurer parfaitement en altitude avec un faisceau très fin peut être notablement différente de celle au voisinage du sol. Il est ainsi nécessaire d'identifier le profil vertical de réflectivité (PVR) par inversion de mesures radar volumiques en prenant en compte les effets d'intégration du faisceau radar (Andrieu et Creutin 1995, Andrieu et al. 1995, Vignal et al. 1999). Le PVR identifié peut être vu

comme une fonction de transfert permettant d'estimer la réflectivité au voisinage du sol à partir d'une ou plusieurs mesures radar effectuées au droit du point d'intérêt. La très forte variabilité de la structure tri-dimensionnelle des précipitations rend toutefois cette procédure d'inversion et de correction particulièrement délicate. Elle impose une prise de moyenne sur des domaines géographiques et temporels de taille suffisante, avec des hypothèses implicites d'homogénéité de la structure verticale des pluies sur ces domaines.

III. « VISIBILITE HYDROLOGIQUE » DU RESEAU ARAMIS EN MEDITERRANEE

Dans le cadre du projet « Arc Méditerranée », Météo France a considérablement renforcé la couverture radar des régions méditerranéennes au cours de la période 1999-2004 avec l'installation de quatre radars bande S à Oppoul, Bollène, Collobrières et Aléria qui complètent le radar bande S de Nîmes. Pour la caractérisation des pluies cévenoles et de leurs éventuels débordements sur le bassin de la Haute-Loire, il convient de mentionner également l'intérêt du radar bande C (5 cm de longueur d'onde) de Sembadel près du Puy. Le choix de la bande S (longueur d'onde non atténuée) est

très pertinent dans le contexte méditerranéen compte tenu des très fortes intensités et cumuls de pluie que l'on peut observer dans ces régions (Jacq 1994 ; Rivrain 1998). Celles-ci sont par ailleurs caractérisées par un relief marqué (Pyrénées, Massif Central et Alpes) qui pose un problème majeur pour la détection et la mesure des pluies par radar. Pour être plus spécifique sur ce point, la figure 3 présente la « visibilité hydrologique » de ce réseau. Cette procédure, proposée par Pellarin et al. (2002), vise à estimer l'erreur sur la mesure de l'intensité de pluie résultant des interactions ondes

électromagnétiques – relief (échos de sol et masques) et de la structure verticale des précipitations. Cette évaluation s'appuie sur la description du relief à l'aide d'un modèle numérique de terrain, ainsi que sur la connaissance d'une climatologie du profil vertical de réflectivité et des caractéristiques des radars considérés (localisation, protocole de balayage, paramètres de l'antenne).

On constate sur cette carte que les erreurs restent limitées (moins de 10%) jusqu'à une distance d'environ 100 km et augmentent ensuite rapidement (sous

estimation de 50% à 160 km). On note des problèmes parfois très sévères de masques pour certains radars (Oppoul, Aléria). Il importe de préciser que la procédure de calcul sous-estime notablement l'impact des échos de sol, et ne prend en particulier pas en compte les échos liés aux réflexions des lobes secondaires de l'antenne sur les cibles anthropiques (urbanisation, réseaux routiers et ferrés...) présentes au voisinage des radars. Ces effets sont particulièrement importants pour les radars situés dans la vallée du Rhône (Bollène et Nîmes).

IV. TRAITEMENTS REGIONALISES ET ADAPTATIFS DES DONNEES RADAR POUR L'HYDROLOGIE

L'expérimentation Bollène 2002 a été conduite durant l'automne 2002 par Météo France pour tester l'apport d'un protocole de balayage volumique pour le traitement des données radar en région montagneuse. Le protocole utilisé précédemment en mode opérationnel comportait seulement les trois angles de site représentés en italique dans le tableau de la figure 4. Ceux-ci ont été explorés toutes les cinq minutes lors de l'expérimentation et ont permis de continuer à fournir les produits opérationnels en temps réel. Ils ont été complétés par deux séries de cinq balayages permettant une exploration plus complète de la structure tri-dimensionnelle

des champs de pluie. Les vitesses de balayage de l'antenne ont dû être adaptées pour garantir le bon fonctionnement de l'éliminateur d'échos fixes ainsi que la réalisation de huit balayages en cinq minutes.

En parallèle aux travaux menés à Météo-France pour améliorer la qualité des traitements radar pour l'hydrologie à l'aide des données de l'expérimentation Bollène 2002 (Tabary 2007, Tabary et al. 2007), le LTHE a développé en liaison avec le LCPC et ALICIME une procédure de traitements régionalisés et adaptatifs (TRADHy) qui s'articule en quatre étapes (Nicol et al. 2007) :

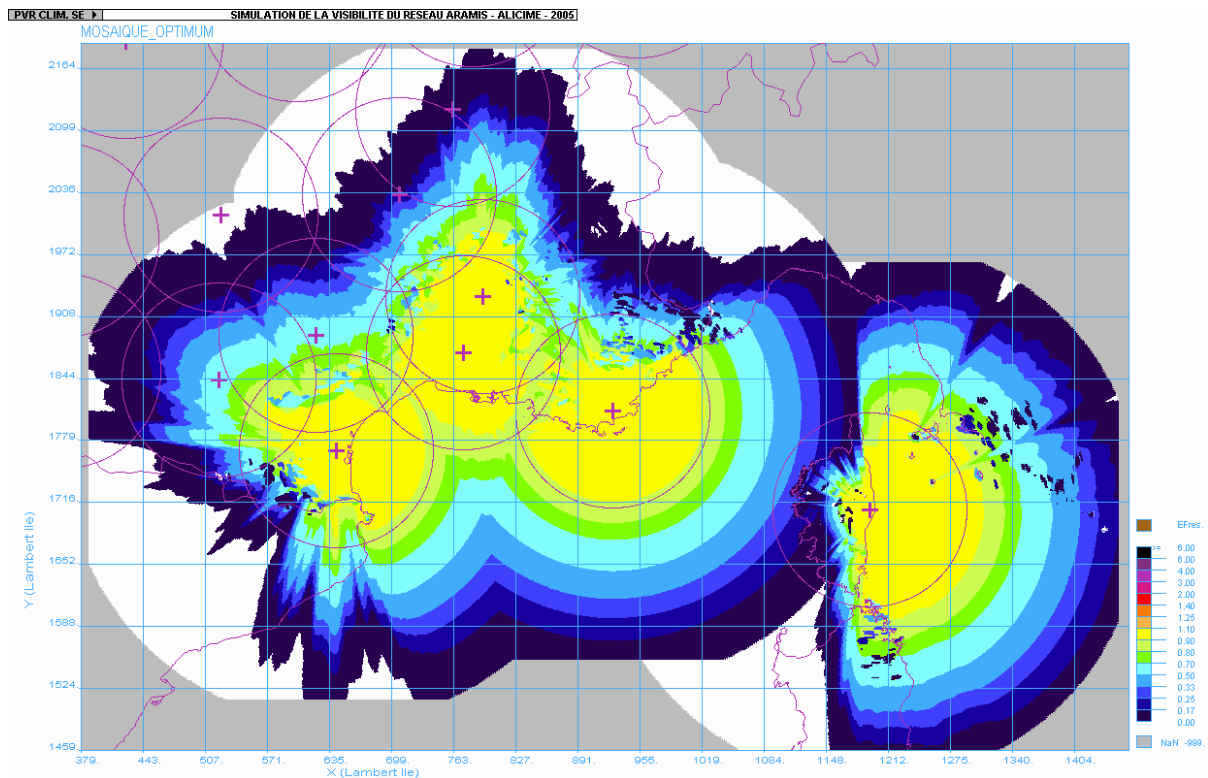
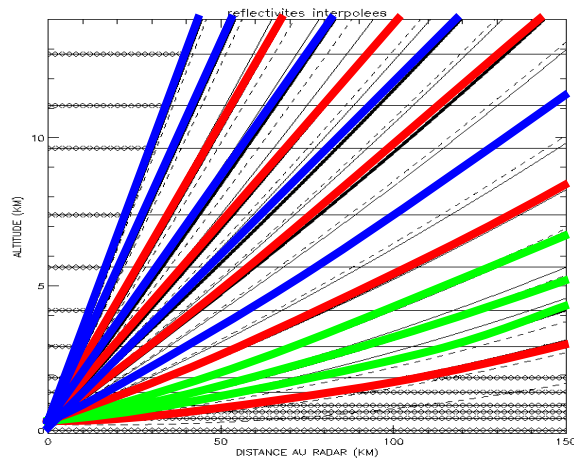


Figure 3: Carte des erreurs d'estimation des précipitations par radar (rapport entre estimation radar et pluie vraie au sol) simulées pour le réseau ARAMIS en région méditerranéenne (réalisation : ALICIME 2005). Seuls les radars d'Oppoul, Nîmes, Bollène, Collobrières et Aléria sont pris en compte, avec leurs balayages opérationnels en 2004. Ces estimations sont relatives à un profil vertical de réflectivité moyen établi grâce aux données des expérimentations Cévennes 1986-1988 et Bollène 2002. La carte composite est obtenue en retenant pour tout point du domaine l'information du radar donnant lieu à l'erreur minimale.

a) Pré-traitements et contrôle de stabilité

Il s'agit d'abord de caractériser le domaine de détection du radar : pour cela, les évaluations des effets de masques aux différents angles de site sont réalisées et les zones affectées d'échos fixes permanents par temps sec sont déterminées. On s'assure ensuite de la stabilité de long terme de la chaîne d'émission-réception en analysant l'évolution temporelle de la valeur moyenne et de l'écart-type d'une

cible d'échos fixes. Cette procédure complète efficacement les procédures d'étalonnage électronique réalisées de façon automatique par Météo-France. Notons qu'il est également possible d'utiliser les échos de relief pour tester le positionnement angulaire du radar avec une précision de l'ordre du dixième de degré (Delrieu et al. 1995).



Cycle 1	Angle de site (°)	Vitesse de balayage (°/s)	Cycle 2	Angle de site (°)	Vitesse de balayage (°/s)
1	0.4	15	1	17.0	15
2	14.0	15	2	11.0	15
3	9.0	15	3	7.2	15
4	6.0	15	4	4.8	15
5	3.6	15	5	2.4	15
6	1.8	10	6	1.8	10
7	1.2	10	7	1.2	10
8	0.8	10	8	0.8	10

Figure 3: Protocole à deux cycles de 8 balayages effectués chacun en cinq minutes lors de l'expérimentation Bollène 2002.

b) Identification dynamique des échos parasites

Après avoir tiré profit des échos parasites pour différentes opérations de contrôle-qualité des mesures, il est capital d'identifier et de supprimer ces échos en raison de leur très fort impact négatif sur l'estimation quantitative des pluies. Les difficultés sont liées au caractère non permanent de certains de ces échos (propagation anormale, avions...) et à la superposition du signal parasite au signal de pluie, signal utile que l'on peut espérer récupérer sous certaines conditions. Grâce aux données collectées par Météo-France sur la variabilité tir à tir de la réflectivité, nous avons pu proposer une méthode d'identification dynamique qui permet un traitement satisfaisant de ces problèmes. Le critère de variabilité archivé est une moyenne des différences absolues (MAD) entre valeurs de réflectivité successives évaluée sur les pixels cartésiens de 1 km de

côté. Ce critère présente des valeurs faibles (1 à 4 dBZ) pour les échos parasites et plus fortes (3 à 7 dBZ) pour les échos de précipitations. Un réglage des seuils en fonction du nombre de tirs moyennés, de leur séparation temporelle, de la vitesse de balayage de l'antenne, etc..., a d'abord été effectué avec un jeu de données tir à tir complet collecté à l'aide du radar de Trappes. Il s'est avéré intéressant de prendre en compte un deuxième critère (gradient de réflectivité moyen) pour mieux traiter les effets de bord des zones d'échos fixes où leur forte variation d'amplitude peut augmenter artificiellement la valeur du MAD et inhiber ainsi leur détection. L'algorithme finalement mis en œuvre considère des seuils variables en fonction des caractéristiques de temps sec (moyenne, MAD, pourcentage d'occurrence) pour un

traitement différencié de diverses classes d'échos parasites (permanents à occasionnels). La substitution des valeurs parasites est réalisée par simple

interpolation horizontale quand on estime que l'information pluie disponible au voisinage est suffisante.

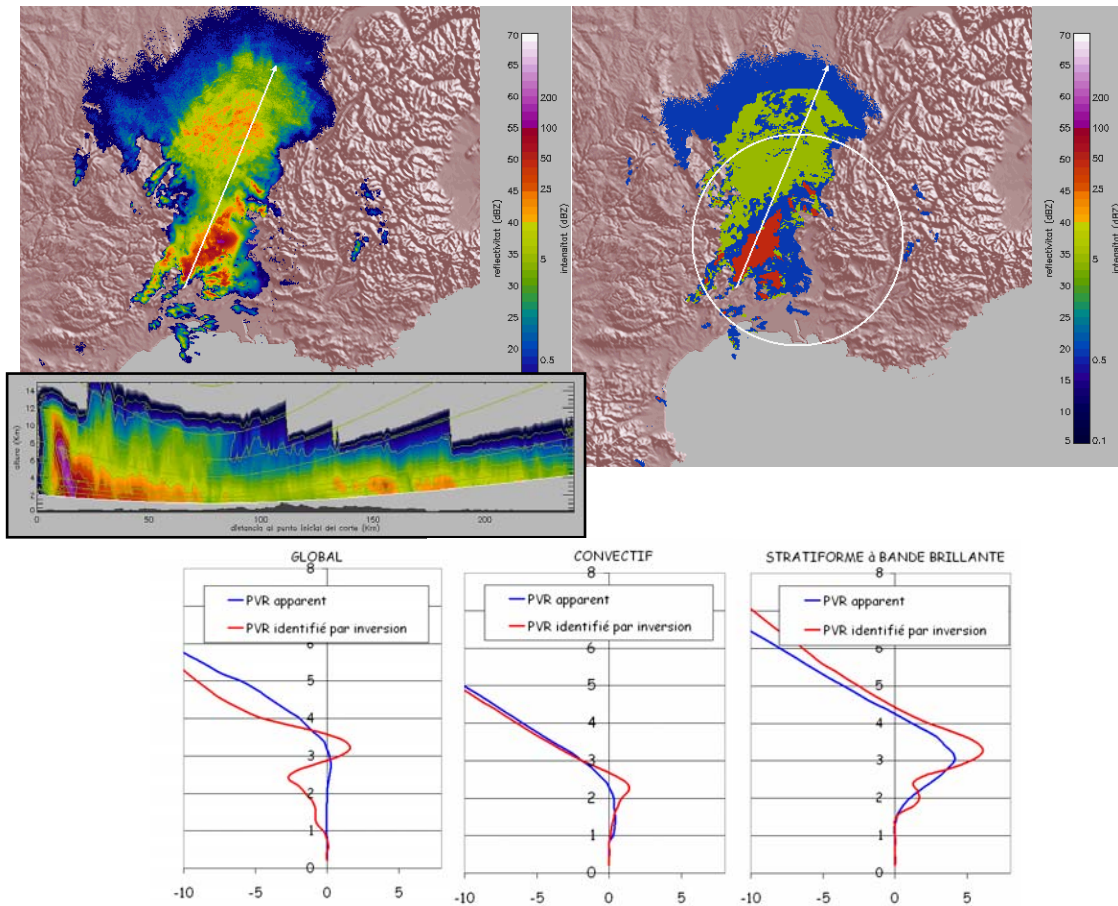


Figure 5: exemple de partition des types de pluie et d'identification de la structure verticale des réflectivités pour l'épisode du 9 septembre 2002 à 0200 UTC. Les images du haut à gauche montrent les réflectivités corrigées des échos fixes dans le plan horizontal (angle de site de 1.2°) et pour une coupe verticale permettant de visualiser les différences entre partie convective et stratiforme de ce système convectif de méso-échelle. On montre en haut à droite la partition en zones convectives (rouge), stratiformes (vert) et de transition ou indéterminées (bleu). Le cercle indique la limite théorique de détection de la bande brillante, et l'on constate ainsi que l'algorithme développé a une capacité de détection appréciable au-delà de cette limite. Les graphes du bas montrent les PVR apparents (c'est-à-dire influencés par les effets d'intégration du faisceau) et identifiés par inversion pour l'ensemble des données (gauche), pour la partie convective (centre) et pour la partie stratiforme (droite). On constate (i) la difficulté de produire une estimation raisonnable du PVR sans partition (ii) la forte amplitude du phénomène de bande brillante en bande S et (iii) un certain manque de représentativité du PVR convectif identifié vis-à-vis des zones de convection profonde. Une partition convection profonde – convection peu profonde est en cours de développement pour améliorer ce point.

c) Identification couplée du type de pluie et des profils verticaux de réflectivité

L'identification automatique des types de pluie à partir de l'imagerie radar 3D est une question relativement difficile. Une première mise en œuvre de deux algorithmes proposés pour l'identification des zones convectives (Steiner et al. 1995) et des zones stratiformes (Sanchez-Diezma et al. 2000) nous a permis de constater que les caractéristiques d'échantillonnage du radar limitaient considérablement leurs performances, d'autant que l'on s'éloigne du capteur. Dès lors, nous avons développé un algorithme plus complet, illustré Figure 5, comportant trois étapes :

Première partition: celle-ci s'appuie sur les deux algorithmes évoqués précédemment avec un certain nombre d'adaptations et la mise en place d'un arbre de décision. L'algorithme de détection convective est basé sur deux critères : une recherche par seuil et une recherche par contraste entre la valeur du pixel et la valeur moyenne sur un voisinage de 10 km de rayon. Ces deux critères s'avèrent très complémentaires, le deuxième permettant en particulier des détections convectives pour des zones de faible extension spatiale et/ou situées à plus grande distance du radar. L'algorithme de détection stratiforme recherche un pic dans le profil vertical de réflectivité qui est une signature possible du phénomène de bande brillante

généralisé par la fusion des hydrométéores en phase solide au franchissement de l'isotherme 0°C. S'il permet une évaluation satisfaisante de l'altitude de la bande brillante, les capacités de délimitation précise des zones stratiformes de l'algorithme se sont avérées relativement limitées pour le protocole à huit angles de site considéré. On a également pu constater que l'algorithme convectif pouvait générer de fausses détections dans les zones stratiformes en raison des très fortes valeurs de réflectivité auxquelles la bande brillante peut donner lieu en bande S. L'arbre de décision développé a permis une première partition satisfaisante et robuste dans les zones proches du radar.

Inversion des PVR par type de pluie: à l'aide de cette première partition, il est possible d'inverser des PVR pour les zones convectives, stratiformes et indéterminées. On a adapté pour cela l'algorithme d'Andrieu et Creutin (1995) au cas de supports géométriques variables au cours du temps. La relative constance de la structure verticale des pluies sur une durée de l'ordre d'une heure est utilisée pour stabiliser l'estimation des PVR.

Affinement de la partition des types de pluies: on utilise les PVR identifiés à l'étape précédente pour affiner la

séparation des types de pluie. Pour cela, on compare les profils verticaux moyennés localement aux trois profils identifiés (convectif, stratiforme, indéterminé) en tenant compte des effets d'échantillonnage

radar à la distance considérée et l'on ré-affecte éventuellement quelques pixels indéterminés dans les classes convective ou stratiforme.

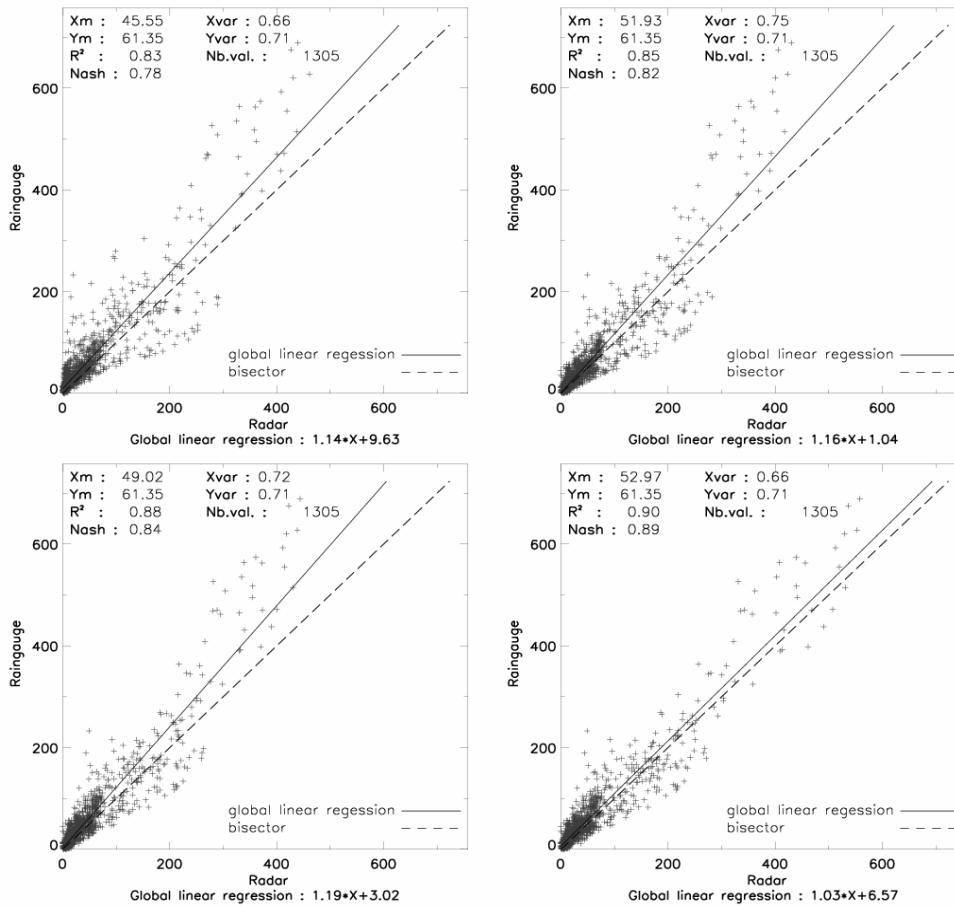


Figure 6: Qualité des estimations radar par référence aux mesures pluviométriques de l’OHM-CV pour l’ensemble des données collectées au cours de l’automne 2002.

d) Estimation des précipitations au sol

Après les phases d’identification (échos parasites, types de pluie et PVR), on évalue pour chaque pixel et chaque angle de site un facteur correctif des mesures de réflectivité selon le principe de la visibilité hydrologique (Pellarin et al. 2002) : ce facteur prend en compte le masque et le PVR du type de pluie identifié en ce point.

On dispose ainsi pour chaque pixel de huit estimations de la réflectivité au voisinage du sol. La façon la plus efficace de les sélectionner ou combiner pour estimer l’intensité de pluie s’est avérée être une moyenne pondérée de l’ensemble des huit valeurs, les poids étant pris proportionnels à une fonction du facteur correctif.

Disposant de la réflectivité au voisinage du sol, on effectue ensuite la conversion réflectivité-intensité de pluie avec des relations spécifiques au type de pluie. Enfin, on procède à l'intégration temporelle des mesures d'intensité au pas

de temps hydrologique d'intérêt (15 min, 1 heure...) en prenant en compte l'advection des pluies afin de distribuer spatialement les intensités de pluie de façon réaliste entre deux pas de temps successifs.

V. QUALITE DES ESTIMATIONS DE PLUIE PAR RADAR

Boudevillain et al. (2007) présentent le détail des évaluations menées pour apprécier l'apport des nouveaux algorithmes régionalisées et adaptatifs. Les mesures pluviométriques de l'OHM-CV sont utilisées pour établir une pluie de référence pour divers pas de temps d'intégration (de l'heure à la durée de l'événement) et divers pas d'espace (du km² à quelques centaines de km²). Une procédure géostatistique (Creutin et al. 1988 ; Delrieu et al. 1988) permet de critiquer les données pluviométriques et d'apprécier la qualité des valeurs de référence grâce à la variance d'estimation du krigeage.

On présente figure 6 les nuages de régression entre estimations radar et valeurs de référence au pas de temps événementiel pour des domaines spatiaux de 1 km² contenant un pluviomètre. On considère ici un ensemble de cinq épisodes pluvieux observés au cours de l'automne 2002. Parmi ceux-ci figure l'événement exceptionnel des 8 et 9 septembre 2002 qui

a donné lieu localement à des cumuls atteignant 700 mm. L'événement des 10-12 décembre 2002 a également donné lieu à des cumuls maximum importants (près de 300 mm). Les trois autres événements sont moins intenses (100 à 150 mm) mais présentent des structures et des dynamiques variées, complétant bien le jeu de données disponible.

Quatre stratégies de traitement des données radar ont été mises en œuvre et comparées :

OPER 2002: Cette stratégie correspond aux traitements opérationnels en 2002. Les échos parasites sont déterminés à l'aide d'une procédure d'identification dynamique fondée sur la variabilité tir à tir du signal radar, et fonctionnant à l'époque sur un principe analogique. Les masques dus au relief sont corrigés mais il n'y a pas d'identification ni de correction des effets liés au PVR. La composition des mesures aux divers angles de site est basée seulement sur la distance au radar (pseudo-CAPPI). La relation de

Marshall-Palmer ($Z = 200R^{1.6}$) est utilisée pour la conversion réflectivité-intensité de pluie.

Les trois autres stratégies utilisent toutes l'éliminateur dynamique d'échos fixes et les mêmes procédures d'estimation de la pluie au sol (moyenne pondérée des valeurs aux divers angles de site, advection). Leurs spécificités sont les suivantes :

DYN1: le PVR identifié au voisinage du radar (distances inférieures à 80 km environ) au cours du temps, sans partition convectif-stratiforme, est utilisé pour une correction portant sur l'ensemble du domaine de détection radar. Cette approche correspond sensiblement à la « nouvelle lame d'eau » mise en place de façon opérationnelle par Météo-France depuis 2006 (Tabary 2007).

DYN2: les PVR convectif et stratiforme estimés au cours du temps dans les zones proches du radar sont utilisés pour la correction régionalisée sur l'ensemble du domaine. Une relation Z-R unique est toutefois considérée.

DYN3: identique à *DYN2* mais avec régionalisation de la conversion réflectivité – intensité ($Z = 200R^{1.6}$ pour les zones non convectives et $Z = 300R^{1.4}$ pour les zones convectives, en conformité avec les relations utilisées dans le cadre du réseau étasunien NEXRAD).

On constate d'abord figure 6 le bon niveau de cohérence des estimations radar et des valeurs de référence qui rappellent-les sont établies à partir de mesures indépendantes et sans calibration aucune des données radar à l'aide des mesures pluviographiques. Une amélioration progressive des critères (biais, coefficient de détermination, coefficient de Nash) est notable pour les quatre stratégies de traitement, montrant l'apport (i) de la prise en compte de l'information volumique (PVR global fonction du temps et moyenne pondérée des réflectivités sur la verticale entre *DYN1* et *OPER2002*), (ii) de la régionalisation du type de pluie et du PVR (*DYN2* par rapport à *DYN1*) et (iii) de la régionalisation de la conversion Z-R (*DYN3* par rapport à *DYN2*). Ces résultats sont en grande partie marqués par les bonnes performances obtenues pour l'événement des 8-9 septembre 2002. Celles-ci s'expliquent par la localisation de l'événement dans des zones de bonne couverture du radar et par la forte extension verticale du système pluvieux (bonne visibilité hydrologique). Pour d'autres épisodes, les résultats et progrès entre les différentes stratégies sont plus mitigés, on peut même observer quelques baisses de performance pour les méthodes les plus élaborées. Cela pose le problème de leur robustesse. Différents travaux sont en cours pour améliorer ce point (seuils

d'information requis pour estimer les PVR et recours à des informations climatologiques au cas où cette information est jugée insuffisante...). Il est clair par ailleurs que la composition de données

issues de plusieurs radars constitue une voie d'amélioration potentiellement très importante de ces estimations à l'échelle régionale.

VI. CONCLUSIONS ET OUVERTURES

La télédétection radar des précipitations intenses en régions méditerranéennes présente un intérêt et des difficultés importantes en raison de l'intensité des phénomènes et de la présence d'un relief marqué ainsi que de la forte anthropisation de ces régions. Des progrès certains ont été obtenus ces dernières années en termes de couverture et d'exploitation opérationnelle des données radar pour l'hydrologie (Tabary et al. 2007). La régionalisation des traitements radar proposée en parallèle par le LTHE, le LCPC et ALICIME présente un potentiel d'amélioration non négligeable, qui prendra sans doute toute son ampleur dans le cadre de la fusion des données radar de l'ensemble du réseau. Il importe par ailleurs de documenter la granulométrie des pluies cévenoles pour améliorer notre connaissance des relations Z-R par type de pluie. Les premiers essais effectués dans le cadre de la thèse de B. Chapon (2006) montrent la complexité de cette question mais aussi son apport en termes d'estimation quantitative des pluies. La pérennisation d'un site d'observation de

la granulométrie des pluies est en cours à Alès dans le cadre de l'OHM-CV.

Dans le cadre plus large de l'étude des systèmes précipitants méditerranéens qui se profile avec l'expérimentation HyMeX et concernera la prévisibilité des extrêmes mais également l'étude des ressources en eau des surfaces continentales et le bilan d'eau de la mer Méditerranée, plusieurs éléments peuvent être mentionnés :

- La mise en œuvre de paramètres radar additionnels (Doppler, polarimétrie) prévue sur les radars opérationnels du réseau ARAMIS constituera un apport essentiel pour la caractérisation de la dynamique et de la micro-physique des pluies méditerranéennes.
- Le déploiement d'un réseau d'observation de la vapeur d'eau atmosphérique par GPS est également un point fort pour la caractérisation des flux d'humidité atmosphérique et l'étude du lien entre vapeur d'eau et précipitations.
- Le futur modèle atmosphérique à méso-échelle AROME (Ducrocq et al.,

2005) sera doté d'un module d'assimilation de données à méso-échelle concernant en particulier les données GPS, radar et satellitaires. Des opérateurs d'observation GPS et radar ont été développés dans cette perspective (Brenot 2006 ; Caumont et al. 2006).

- Enfin, diverses expérimentations concernant la caractérisation de la structure

à fine échelle des précipitations sont programmées dans le cadre de l'OHM-CV et du projet FRAMEA (Diss et al., 2006). Elles verront le développement et la mise en œuvre de divers capteurs (radars bande X à diversité de phase et de polarisation, radars UHF-VHF, granulomètres...) complétant utilement les moyens d'observation opérationnels.

VII. REMERCIEMENTS

Cet article s'appuie sur des travaux réalisés au cours des années passées en collaboration avec un ensemble de chercheurs, ingénieurs et doctorants que l'auteur tient à citer et remercier : Hervé Andrieu, Alexis Berne, Brice Boudevillain,

Benoît Chapon, Jean-Dominique Creutin, Kim Do Khac, Dominique Faure, Marielle Gosset, Pierre-Emmanuel Kirstetter, John Nicol, Jacques Parent du Châtelet, Thierry Pellarin, Laurent Périer, Pierre Tabary, Bertrand Vignal.

VIII. REFERENCES

Atlas, D. and C.W. Ulbrich, 1977 : Path- and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *Journal of Applied Meteorology*, 16, 1322-1331.

Andrieu, H. and J. D. Creutin, 1995: Identification of vertical profiles of radar reflectivity using an inverse method : 1 - Formulation. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 225-239.

Andrieu, H., G. Delrieu, and J. D. Creutin, 1995: Identification of vertical profiles of radar reflectivity using an inverse method : 2 - Sensitivity analysis and case study. *Journal of Applied*

Meteorology, 34, 240-259.

Boudevillain, B., G. Delrieu, B. Chapon, P.-E. Kirstetter, and J. Nicol, 2007: Bollène 2002 experiment: radar rainfall estimation in the Cévennes-Vivarais region, France. Part 2 implementation and evaluation of several processing strategies. *Journal of Hydro-meteorology*, soumis.

Brenot, H., 2006 : Potentiel de la mesure GPS sol pour l'étude des pluies intenses méditerranéennes. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 281 p.

Caumont, O., V. Ducrocq, G. Delrieu, M.

- Gosset, J. Parent du Chatelet, J. P. Pinty, H. Andrieu, Y. Lemaitre, and G. Scialom, 2006: A Radar Observation Operator for high-resolution Non-hydrostatic Models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 1049-1067.
- Chapon, B., 2006: Etude des pluies intenses en région Cévennes-Vivarais à l'aide du radar météorologique - Régionalisation des traitements radar et analyse granulométrique des pluies au sol, thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, 189 p.
- Creutin, J. D., G. Delrieu, and T. Lebel, 1988: Rain measurement by raingage-radar combination: A geostatistical approach. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **5**, 102-115.
- Delrieu, G., H. Andrieu, and J. D. Creutin, 2000: Quantification of path-integrated attenuation for X- and C-band weather radar systems operating in heavy rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 840-850.
- Delrieu, G., S. Caoudal, and J. D. Creutin, 1997: Feasibility of using mountain return for the correction of ground based X-band weather radar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **14**, 368-385.
- Delrieu, G., J. D. Creutin, and H. Andrieu, 1995: Simulation of X-band weather radar mountain returns using a digitized terrain model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 1038-1049.
- Diss, S., G. Scialom, E. Le Bouar, J. Testud, J. Lavabre and J.-L. Chèze, 2006 : FRAMEA, an experimental campaign for severe storm survey and flood warning, associating an X-band weather radar and a hydrological model. Proceedings of ERAD 2006, Barcelona (Spain) September 2006, 3 p.
- Doviak, R. J., and D. S. Zrnich, 1993: *Doppler radar and weather observations*, 2nd Edition. Academic Press, 562 pp.
- Ducrocq, V., F. Bouttier, S. Malardel, T. Montmerle, and Y. Seity, 2005 : The ARAOME project. *La Houille Blanche*, N°2, 2005.
- Jacq, V., 1994: Inventaire des situations à précipitations diluviennes sur les régions Languedoc-Roussillon, PACA et Corse, période 1958-1994 (Inventory of extreme precipitation events in the Languedoc-Roussillon, Provence Côte d'Azur and Corse regions in the period 1958-1994). 190 pp.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1990: Precipitation measurement and hydrology. *Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference*, D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc., 577-606.
- Nicol, J., G. Delrieu, B. Chapon, B. Boudevillain, and H. Andrieu, 2007: Bollène 2002 experiment: radar rainfall estimation in the Cévennes-Vivarais region, France. Part 1: innovative identification procedures.

- Journal of Hydrometeorology*, soumis.
- Pellarin, T., G. Delrieu, G. M. Saulnier, H. Andrieu, B. Vignal, and J. D. Creutin, 2002: Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions: Case study for the Ardèche catchment (France). *Journal of Hydrometeorology*, **3**, 539-555.
- Rivrain, J. C., 1998: Les épisodes orageux à précipitations extrêmes dans les régions méditerranéennes du sud de la France (Storm-floods in the Mediterranean region of southern France). 93 pp.
- Sanchez-Diezma, R., I. Zawadzki, and D. Sempere-Torres, 2000: Identification of the bright band through the analysis of volumetric radar data. *Journal of Geophysical Research*, **105(D2)**, 2225-2236.
- Sauvageot, H. 1982: Radarmétéorologie, télédétection active de l'atmosphère. Eyrolles éditeur, 296 pp.
- Steiner, M., R. A. J. Houze, and S. E. Yuter, 1995: Characterization of three dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 1978-2007.
- Tabary, P., 2007: The new French operational radar rainfall product: Part I, methodology. *Weather and forecasting*, submitted.
- Tabary, P., J. Desplats, K. Dokhac, F. Eideliman, C. Guéguen, and J.-C. Heinrich, 2007: The new French operational radar rainfall product. *Weather and forecasting*, submitted.
- Vignal, B., H. Andrieu, and J. D. Creutin, 1999: Identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 1214-1228.

Hydrologie et Télédétection : Altimétrie, Géodésie et Gravimétrie Appliquées à l'Hydrologie

PASCAL KOSUTH

Cemagref, UMR TETIS (Cemagref-CIRAD-ENGREF)

Maison de la Télédétection, 500 rue J.F. Breton 34093 Montpellier Cedex 5

pascal.kosuth@teledetection.fr

Résumé Le développement des techniques spatiales d'observation de la Terre par satellites ouvre aux sciences hydrologiques l'accès à des variables mesurées de façon homogène et répétitive sur l'ensemble du globe. Nous présentons ici les avancées dans le domaine de la mesure de niveau des eaux de surface continentales par altimétrie satellitaire radar et dans le domaine de la mesure des variations spatio-temporelles de stocks d'eau continentaux par gravimétrie satellitaire. Nous détaillons pour ces deux domaines les principes de mesure, méthodes de traitement, performances et perspectives de développement.

Mots clefs : Hydrologie, télédétection, Satellites, Altimétrie radar, Gravimétrie, Niveau d'eau, Stockage d'eau

Hydrology and Satellite Earth Observation Techniques : Altimetry, Geodesy and Gravimetry applied to Hydrology

Abstract The development of satellite Earth Observation techniques opens to hydrologists access to homogeneous measurement of water cycle variables with global coverage and temporal repetitivity. This paper presents recent advances in the domain of inland water level measurement through satellite radar altimetry, and in the domain of continental water storage measurement through satellite gravimetry. Details are given about measurement concepts, data processing techniques, measurement quality and future developments.

Key words : Hydrology, Remote Sensing, Satellites, Earth Observation, Radar Altimetry, Gravimetry, Water level, Water storage

I. LES ENJEUX DE LA TELEDETECTION SPATIALE APPLIQUEE A L'HYDROLOGIE

Au-delà de son statut de discipline scientifique dédiée à la compréhension des processus biophysiques qui régulent le cycle de l'eau (de l'échelle microscopique à l'échelle planétaire), l'Hydrologie est un domaine où la communauté scientifique et la communauté des gestionnaires interagissent de façons multiples. A l'échelle annuelle, l'homme utilise environ 10% du flux d'eau échangé entre les

océans et les continents et ce chiffre est appelé à croître sous l'effet conjugué de la pression démographique et du développement socio-économique. Les enjeux de la gestion intégrée de l'eau (ressources, milieux et usages) sont donc déterminants et, malgré des différences majeures, rappellent sous bien des aspects les enjeux liés au pétrole (Figure 1).

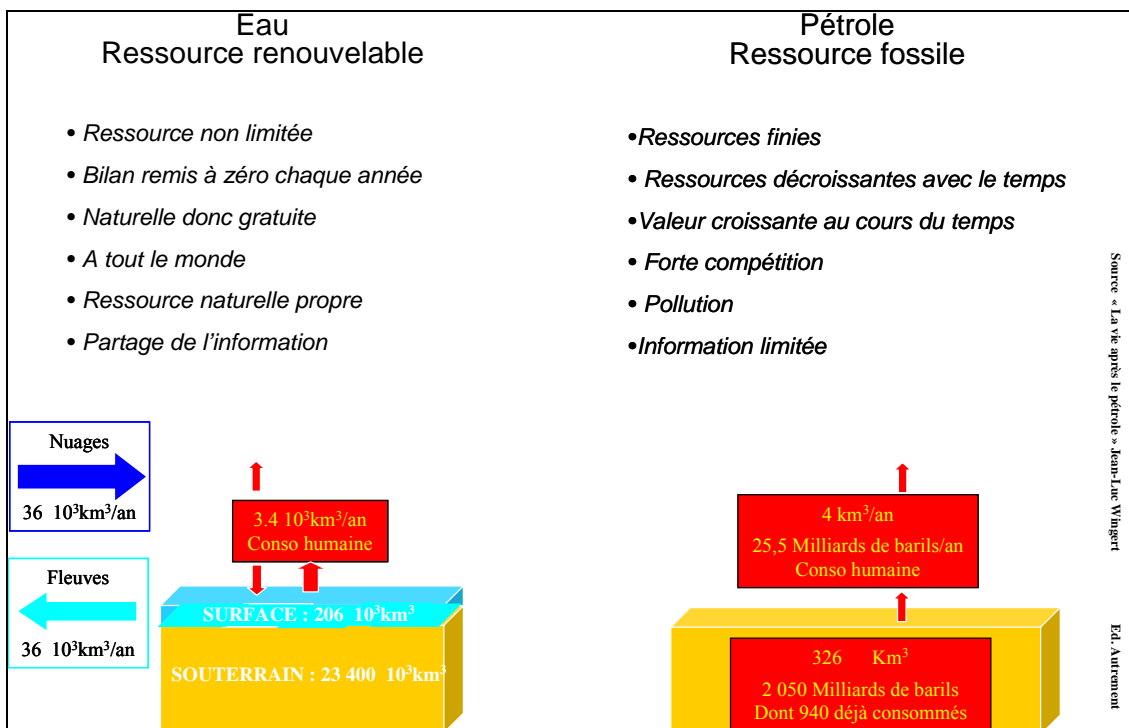


Figure 1: Eau (Ressource renouvelable) /Pétrole (Ressource fossile) : des différences majeures mais des enjeux comparables : usages économiques, valeur et coût, raréfaction, pollution, difficulté d'accès à l'information (données sur l'eau : Peixoto et Ketani 1973 ; données sur le pétrole :JL Wingert 2005).

L'interdépendance entre scientifiques et gestionnaires prend des formes diverses: du fait de la pression quasi-omniprésente de l'activité anthropique sur le cycle de l'eau il n'existe plus, à partir d'une certaine taille, de « systèmes hydrologiques naturels » et les scientifiques sont contraints à prendre en compte les processus liés à l'homme ; les enjeux économiques poussent les gestionnaires à solliciter l'expertise des scientifiques et en retour orientent une grande partie de l'effort de recherche

(causes et impacts du changement climatique ; prévision ; optimisation) ; l'acquisition des données relatives à l'eau est pour la plus grande part assurée par les gestionnaires ...

Nous nous intéresserons ici plus particulièrement à l'acquisition des données relatives à l'eau (précipitations, stocks, débits, qualité,...) et à la nécessité d'une stratégie intégrée de suivi des ressources en eau depuis les échelles locales et régionales jusqu'aux échelles continentales et globale.

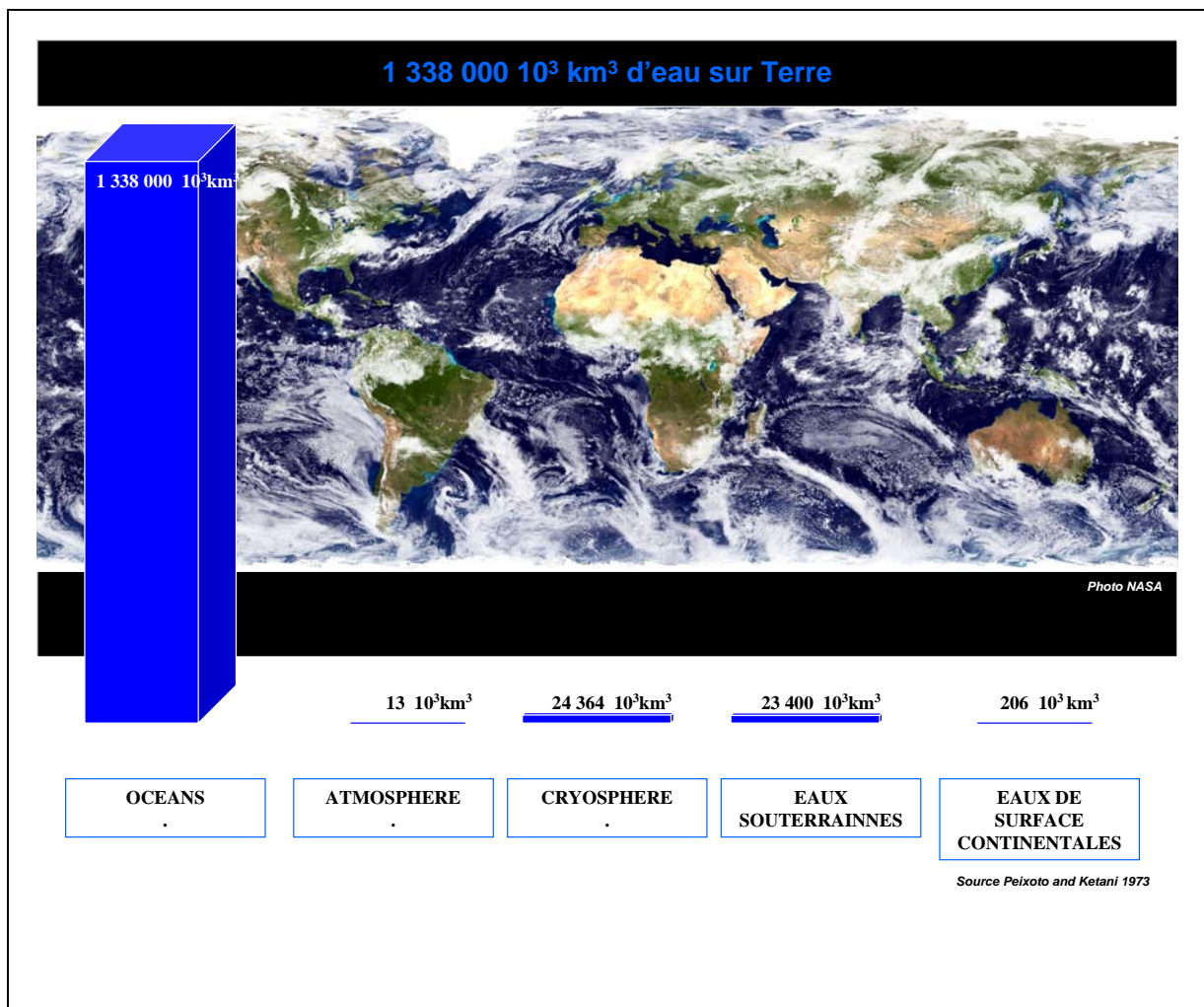


Figure 2: La distribution de l'eau sur Terre (d'après les données de Peixoto et Ketani 1973).

Du fait de l'extension spatiale des systèmes hydrologiques (bassins, réseaux, aquifères,...) et de leur dynamique temporelle à la fois rapide et présentant des évolutions marquées sur le long terme, l'acquisition de données relatives à l'eau requiert des dispositifs coûteux, en investissement comme en fonctionnement. Les gestionnaires, publics ou privés, mettent en place et en œuvre, pour les besoins de leur gestion, des réseaux de mesure assurant un mode d'échantillonnage spatial et temporel adapté à leurs missions. Le dimensionnement de ces réseaux est le fruit d'un compromis entre, d'un côté, les missions du gestionnaire et la valeur de

l'information par rapport à ces missions, et de l'autre le coût d'acquisition et les moyens disponibles : il est donc très variable d'un pays à l'autre, d'un gestionnaire à l'autre.

La communauté scientifique s'appuie le plus souvent sur les dispositifs de mesure des gestionnaires et investit elle-même dans des dispositifs complémentaires : soit des dispositifs expérimentaux permettant le suivi spatio-temporel détaillé d'un système limité en taille (bassins expérimentaux et observatoires de recherche en environnement), soit des campagnes de mesure permettant, sur une période limitée, le suivi spatial détaillé d'un système étendu.

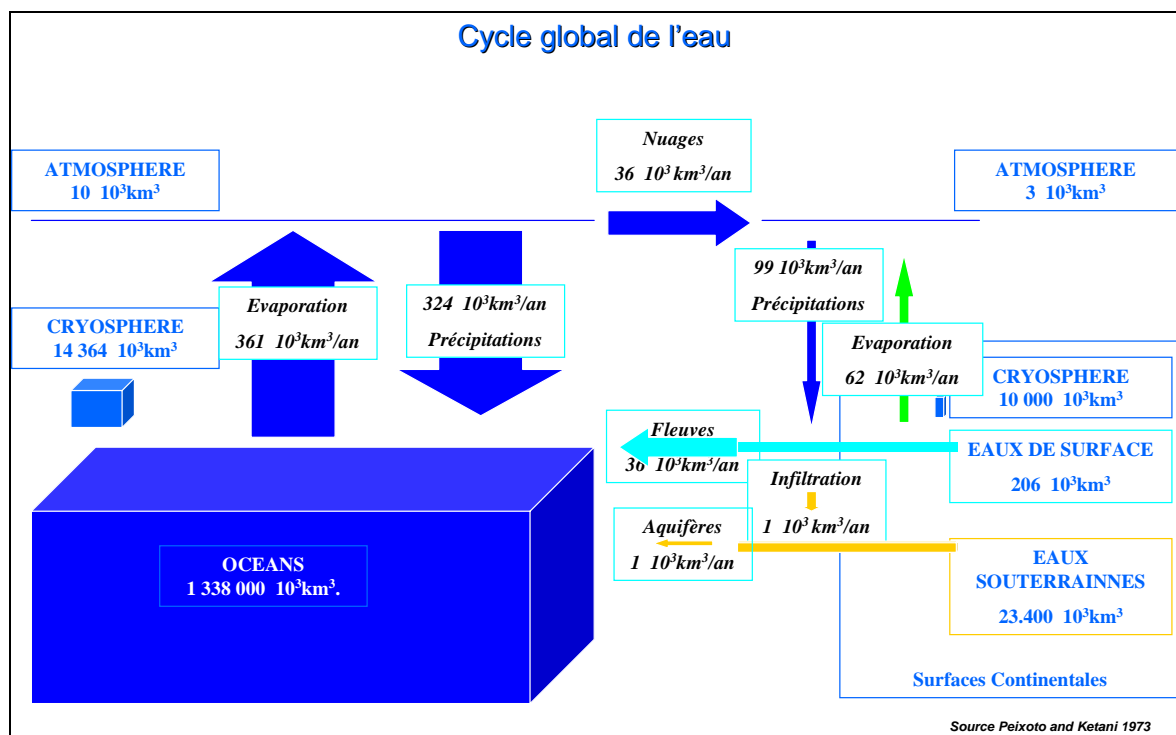


Figure 3: Le cycle de l'eau sur Terre : volume stocké dans les différents compartiments et estimation des flux annuels (d'après les données de Peixoto et Ketani 1973).

L'enjeu spatio-temporel de la mesure hydrologique, de sa valeur informative et de son coût structure ainsi beaucoup de dispositifs d'acquisition et fait régulièrement revenir sur le devant de la scène (au moins dans la communauté scientifique) des questions comme :

- comment avoir accès à la donnée hydrologique de façon homogène, spatialement dense et temporellement répétitive sur de grands systèmes ? (Figures 2 et 3)
- Comment spatialiser (interpoler ou extrapoler spatialement) des mesures réalisées de façon continue en quelques stations d'un réseau ?
- Comment généraliser (transposer dans d'autres régions) la connaissance des processus acquise sur des dispositifs expérimentaux ?
- Comment la représentation des processus dépend-elle de l'échelle à laquelle un système est observé ? et comment assurer une continuité ou une cohérence de ces représentations entre différentes échelles ?

Le développement de la modélisation mathématique des systèmes hydrologiques (notamment au cours des trois dernières décennies avec l'explosion de la capacité informatique) a fait fortement évoluer les approches scientifiques en fournissant les outils pour tester et comparer différents modes de représentation et de

formalisation, différents paramétrages.

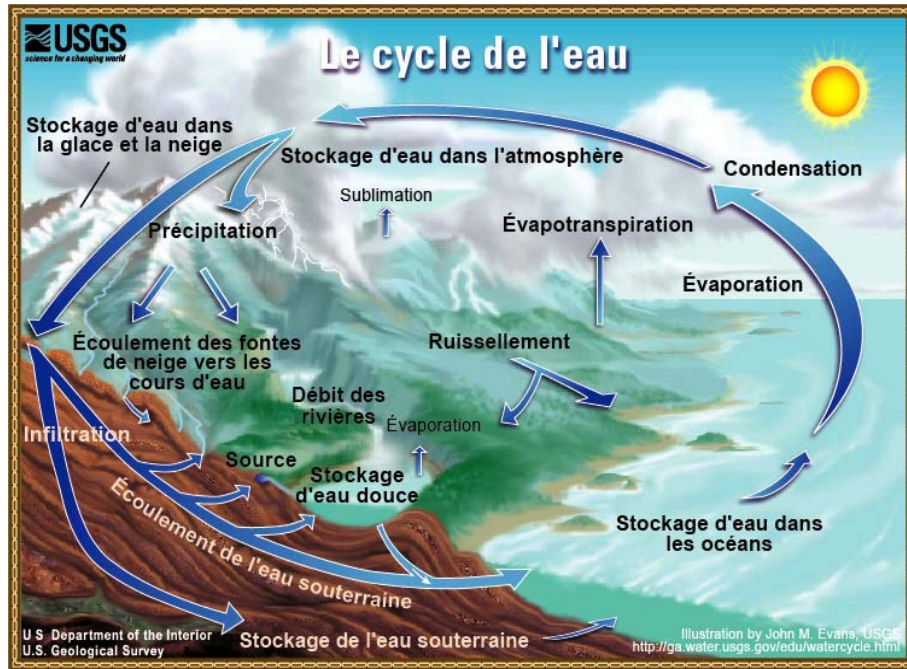
La télédétection satellitaire, par sa couverture homogène du globe, sa répétitivité, et une remarquable créativité technologique¹ porte les prémices d'une nouvelle étape dans le développement de l'hydrologie tant pour la communauté scientifique que pour la communauté des gestionnaires. Elle contribue en effet à répondre à deux enjeux majeurs :

- la compréhension globale du cycle de l'eau et la mise en cohérence de différentes échelles d'observation ;
- le suivi spatio-temporel des ressources en eau et des milieux aquatiques en appui à la gestion.

La figure 4 illustre le cycle de l'eau et les principaux systèmes qui le composent, et présente quelques variables accessibles par la télédétection satellitaire.

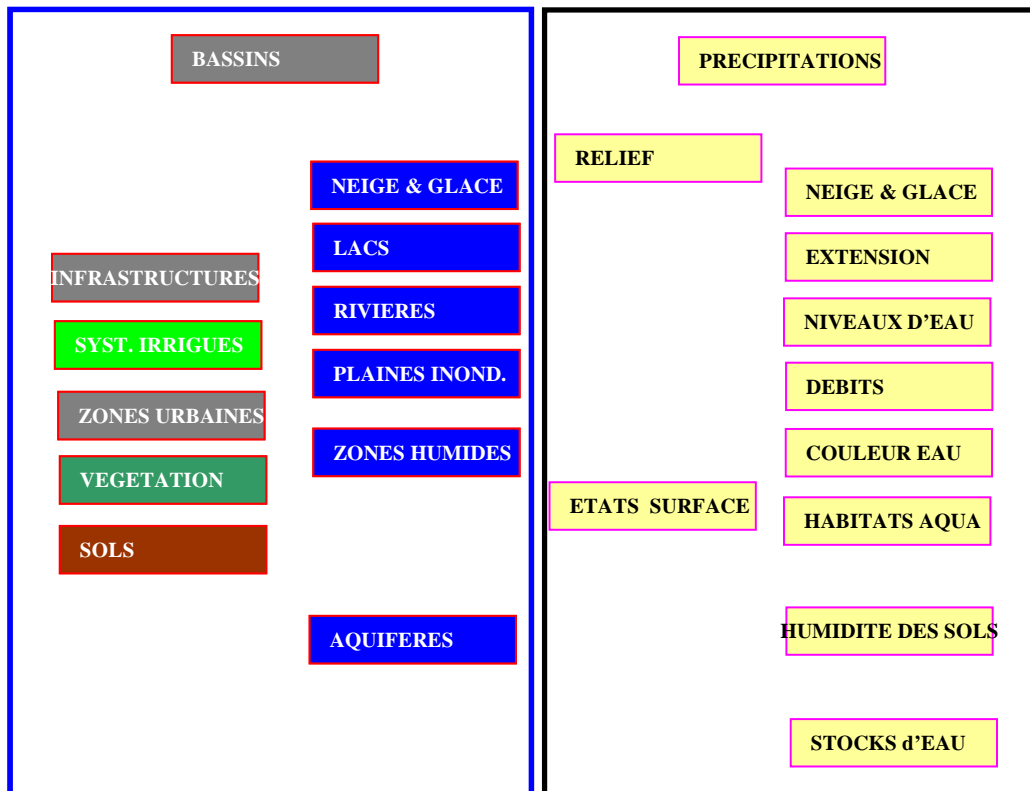
Les tableaux de la figure 5, issus de la composante « Cycle de l'Eau » de IGOS (Partnership for an Integrated Global Observing Strategy) donnent une vision d'ensemble des principales variables du cycle de l'eau, des besoins de mesure correspondant (fréquence temporelle,

¹ 50 ans après la première mise en orbite d'un satellite, la télédétection satellitaire permet de mesurer la température et le niveau des océans, de fournir des modèles numériques de terrain de très haute résolution et précision, de suivre l'évolution mensuelle de la biomasse sur l'ensemble du globe, de quantifier les changements de distribution de l'eau terrestre à la surface du globe au cours du cycle annuel,...



U.S. Geological Survey: The water cycle <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclesummary.html>

(a)



(b)

Figure 4: Le cycle de l'eau (a) et les objets observables et variables mesurables par télédétection satellitaire (b).

HYDROLOGIE ET TELEDETECTION

Table 2. Summary of Existing or Planned Remote Sensing and *In-Situ* Terrestrial Water Cycle Observation Capabilities.

	<i>In-Situ</i>	Remote-Sensing	Model Products
Precipitation	Surface gauges (manual and automatic)	SSM/I, TRMM, AMSR, MASR-E, Geostationary Environmental Satellites, Polar Orbiting Meteorological Satellites, GPM, NPOESS, Doppler Radar	Corrected NWP-derived fields
Soil Moisture	Mesonets, Climate Reference Networks, Regional Soil Moisture Networks	SMMR, AMSR, HYDROS, SMOS, Scatterometers	GSWP and LDAS Products
Streamflow and Surface Water Storage	Streamflow gauges, Field Observation, Global Runoff Data Center	Laser/Radar Altimeter	Interpolated/ extrapolated fields of runoff, discharge and changes in storage terms
Snow Cover, Depth, Water (SWE)	Snow Pillow Networks, Snow Surveys Snow depth measurements	Geostationary Environmental Satellites, Polar Orbiting Meteorological Satellites, ATSR-2/ATSR, MERIS, MODIS, SSM/I, AMSR, NPOESS	NWP and global climate model outputs, including 4DDA schemes
Freeze/Thaw	Soil temperature Measurements from boreholes	ICESat, Cryosat and others	Interpolated/extrapolated fields from hydrologic models
Clouds and Water Vapor	Radiosondes, Meteorological Surface Networks	Meteorological Satellites, WALES, EarthCARE, Scatterometers	
Evapotranspiration	Flux Towers, Flux Aircraft, Gradient Observations, Pan Evaporation Networks	Derived estimates from satellites (e.g., enhanced vegetation index – MODIS, MERIS and NPOESS)	Values inferred through models or water balance estimates, (e.g., GSWP, LDAS)
Groundwater	Observation Wells	GRACE, GOCE, interferometric SAR	New generation coupled groundwater surface water models
Energy/ Radiation	DOE-ARM, Mesonets, USDA-ARS, NWS-ASOS	MODIS, SSM/I Geostationary Environmental Satellites, Polar Orbiting Meteorological Satellites, NPOESS	Linked energy/ water balance simulations
Vegetation	Field Surveys	Geostationary Environmental Satellites, Polar Orbiting Meteorological Satellites, TM, VCL, MODIS, MERIS	NPP and dynamic vegetation models
Water Quality	In-Stream Sampling	MERIS, MODIS, Landsat-7	Geospatial biogeochemical modeling
Engineering and water use data	Inventories		Hydrologic models with explicit water use

(a)

Table 3. Summary of the Requirements for Water Cycle Variables.

Water Cycle Parameter	IGOS Member using the data	Horz. Res.	Vert. Res.	Obs. Cycle	Delay	Acc. RMS
Surface Liquid Precipitation	WCRP, WMO, GCOS	10-50 km		3 h	3 h	0.5 mm/h
Surface Solid Precipitation	WCRP, GCOS	10-50 km		3 h	3 h	0.5 mm/h
Atmospheric Precipitation	WCRP, GCOS	10-50 km		3 h	3 h	0.5 mm/d
Soil moisture (surface)	WCRP, GTOS	10-100 km	10 cm	1 day	1 day	10 g/kg
Soil moisture (vadose zone)	WCRP, GTOS	10-100 km	30-100 cm	1-10 days		
Streamflow	WCRP, GTOS, UNEP	Basins: 1-10 km Global: 50-200 km		1-10 days		
Lake Levels	WMO, GTOS	1-10 km		1 wk-1 mo		
Reservoirs	WMO, GTOS	1-10 km		1 wk-1 mo		
Snow-cover	WCRP, GCOS	1-10 km		24 h	24 h	10%
Snow Water Equivalent	WCRP, GCOS, WMO	10 km		24 h	24 h	5 mm
Ground Ice	WCRP	10 km		5-10 days		5%
Permafrost	WCRP	10 km		30 days		5%
Glaciers	WCRP	1-10 km		1 y		5%
Clouds	WCRP, GCOS, WMO	100 m-10 km	.1 km	3 h	3 h	5%
Water Vapor (Specific Humidity)	WCRP, GCOS, WMO	10-100 km	.1 km	3 h	3 h	5%
Evaporation (Derived Variable)	WCRP, WMO, GCOS	10-100 km	.1 km	3 h	3 h	
Groundwater	WMO, UNESCO, FAO	100 km	.1 km	1-3 mo		
Nutrient Cycling	IGBP, GTOS	1-100 km	.1 km	1-3 mo		
Vegetation	WCRP, IGBP, GTOS	1-10 km		1 wk	3 mo	
Short-wave Radiation	WCRP, WMO	10-50 km		3 h	3 h	5 W/m ²
Long-wave Radiation	WCRP, WMO	10-50 km		3 h	3 h	5 W/m ²
Topography	WCRP	1-100 km	11 cm-1 m	1 y	1 y	10 cm

(b)

Figure 5: Tableaux (a)-(b) des variables du cycle hydrologique et des moyens de mesure correspondants (source : IGOSP).

résolution spatiale,...), des dispositifs de mesure in situ, des plateformes satellitaires adaptées à ces mesures.

Nous allons illustrer le potentiel de la télédétection satellitaire au service de l'hydrologie sur deux branches de la mesure hydrologique : la mesure par

altimétrie radar des niveaux des eaux de surface (Streamflow and surface water storage Fig.5 (a)); l'estimation par gravimétrie satellitaire des changements de distribution spatiale de l'eau à la surface de la planète (groundwater Fig.5(a)).

II. ALTIMETRIE ET MESURE DE NIVEAU DES EAUX CONTINENTALES

L'altimétrie satellitaire radar s'est développée au cours des trois dernières décennies, avec pour objectif de fournir

aux modèles de circulation générale océanique des données de variation spatio-temporelle du niveau des mers.

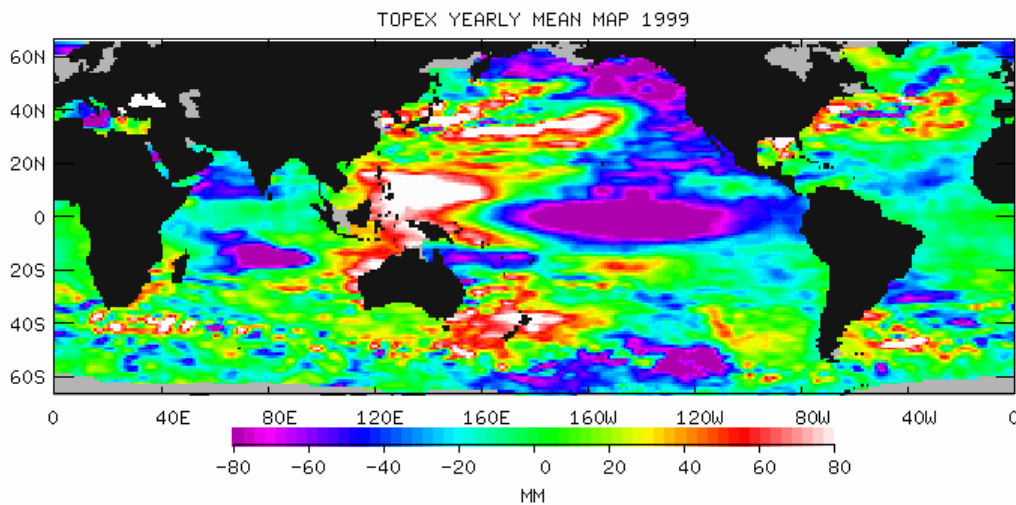


Figure 6: Carte du niveau 1999 des océans (moyenne annuelle exprimée en anomalie par rapport à 1993-1999) (source NOAA http://www.cdc.noaa.gov/map/clim/sst_olr/old_sst/sst_9899_anim.shtml)

Les mesures fournies par les satellites précurseurs comme Skylab, GEOS-3, SEASAT ou GEOSAT ont rapidement mis en lumière les perspectives qu'ouvrait cette technique pour l'étude des surfaces

océaniques et de la topographie continentale. Toutefois les difficultés techniques pour obtenir des précisions suffisantes et le manque de répétitivité et de longévité de ces précurseurs ont retardé

le développement de recherches applicatives. Avec la mise en orbite à partir de 1990 de plusieurs satellites dotés de performances accrues en termes de précision, fiabilité et pérennité (Topex Poseidon, ERS, Envisat, Jason) les recherches ont pu investir un spectre élargi de domaines d'application jusqu'à alimenter le domaine opérationnel (océanographie).

En quinze ans cette technique spatiale a bouleversé le domaine de l'océanographie physique en permettant de quantifier les variations spatio-temporelles des niveaux des océans avec une grande précision (la mesure de niveau moyen en milieu océanique présente une précision de 3cm) et d'améliorer les modèles de circulation

océanique (Figure 6). L'altimétrie satellitaire a également permis d'aborder une grande diversité d'applications : cartographie du relief des fonds marins, quantification de la dilatation des masses d'eau océaniques sous l'effet de leur réchauffement, suivi couplé en niveau et température du phénomène El Niño, suivi de l'évolution à long terme du niveau des océans et mise en relation avec le changement climatique,...

En 2006 un Séminaire international co-organisé par le CNES et l'ESA a permis de faire le point sur l'ensemble de ces avancées (i.e., « 15 years of progress in satellite radar altimetry » Venise, Italie, 13-17 mars 2006).

L'altimètre radar du satellite Topex Poseidon émet des pulses micro-onde (13.6/5.3 GHz) à une fréquence d'émission de 2000 Hz. Deux émissions successives de pulses sont séparées de 500 μs, correspondant à des mesures au sol distantes de 3m.

Une fois un pulse émis par le satellite, le signal arrivant au sol est assimilable à une portion de coquille sphérique d'épaisseur donnée qui va être réfléchi par la surface. La figure n°7 illustre la réflexion d'un pulse sur une surface plane et indique la forme de l'onde écho enregistrée par le satellite. La tache au sol contribuant au signal retour d'un pulse est de quelques kilomètres de diamètre. Le signal écho parvenant au satellite est échantillonné et enregistré.

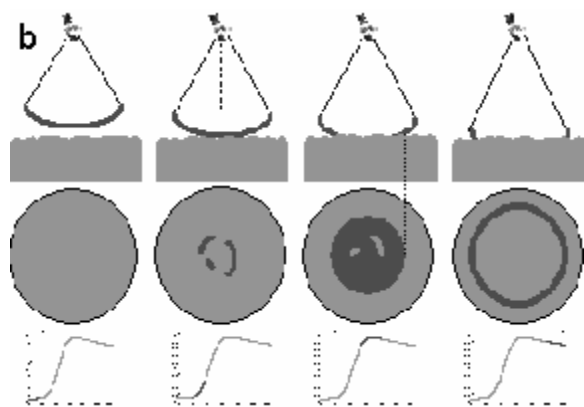


Figure 7: Formation de l'écho sur une surface idéalement plate (d'après Chelton et al., 2001)

II.1 Le Principe de l'Altimétrie Satellitaire Radar

Le principe de l'altimétrie satellitaire radar est simple : un satellite dont l'orbite est

connue avec une très grande précision émet au nadir des pulses d'ondes radar et

enregistre les échos réfléchis par la surface terrestre ; le délai entre émission d'un pulse et réception de son écho permet de déterminer la distance entre le satellite et la surface réfléchissante ; connaissant la position du satellite et la distance verticale entre satellite et surface réfléchissante il est possible de déterminer la position de la surface réfléchissante dans un référentiel ellipsoïdal puis, à l'aide d'un modèle de géoïde, de la traduire en position dans un référentiel géoïdal. Nous donnons ci-dessous quelques détails supplémentaires. La position des satellites peut être connue à tout instant avec une précision centimétrique grâce à des techniques de télémétrie laser et de positionnement GPS et Doris.

Pour une distance entre le satellite et la surface terrestre de 1400 km l'écho revient environ 9333 μ s après l'émission du pulse. Une fréquence d'émission de 2000 Hz implique qu'une vingtaine de pulses radar ont été émis avant que l'écho du premier pulse ne soit enregistré par le satellite. Toutefois une méprise dans l'identification du pulse émis auquel correspond un écho engendrerait une erreur de 75km dans l'estimation du niveau, erreur facilement identifiable.

La distance séparant le satellite de la surface est calculée à partir de la durée séparant l'émission du pulse de la réception de l'écho. Cette durée est

quantifiée grâce à des algorithmes de traitement des formes d'onde écho (ou « waveform retracking algorithms »). Il existe plusieurs de ces algorithmes, une approche consistant par exemple à calculer le délai entre le début d'émission du pulse et le milieu du front de montée de l'onde réfléchi. Une pratique consiste à identifier au préalable le type de la forme d'onde écho (spéculaire, océanique,...) parmi des formes de référence et à sélectionner un algorithme adapté à ce type de forme d'onde.

La durée entre émission du pulse et réception de l'écho est traduite en distance en la multipliant par la célérité de propagation de l'onde. Au préalable elle est corrigée des effets de propagation (interaction de l'onde radar avec les différents milieux rencontrés : vapeur d'eau dans la troposphère, électrons libres dans l'ionosphère,...) en utilisant l'information sur les différences de délais de propagation à deux fréquences différentes, ou des modèles de correction basés sur des informations de profils atmosphériques. L'énergie totale reçue par l'altimètre (intégrale de l'onde rétrodiffusée), rapportée à l'énergie émise, fournit le coefficient de rétrodiffusion σ_0 (exprimé en dB) qui renseigne sur la nature et l'état (rugosité) de la surface réfléchissante.

Les surfaces d'eau présentent un

plus grand pouvoir de rétrodiffusion des ondes radar que les surfaces en sol ou végétation qui dispersent et absorbent fortement le signal. L'altimétrie satellitaire radar est donc une technique de mesure particulièrement performante sur les surfaces en eau comme les océans.

Dans le cas général, l'irrégularité de la surface introduit des bruits à haute

fréquence dans le signal reçu qui doit être filtré. Dans le cas du satellite Topex Poseidon ce filtrage est réalisé en effectuant la moyenne de 200 échos successifs, ce qui fournit une forme d'onde moyenne tous les 0.1s. On dispose ainsi d'une information à 10Hz, soit une distance au sol de 600m entre deux mesures successives.

II.2 Application à la Mesure de Niveau des Eaux Continentales

Parallèlement aux travaux dans le domaine océanique et sur la même période (1990-2005), de nombreux travaux ont montré le potentiel de cette technique dans le domaine des eaux continentales : tout d'abord sur les mers intérieures, puis les grands lacs, les grands fleuves,... [1], [3], [5]. Récemment plusieurs groupes de recherche se sont investis pour :

1. Construire des bases de données de niveaux des eaux continentales (fleuves et lacs) dérivés de l'altimétrie satellitaire radar (Projet "Global reservoir and lake monitor", Projet

"River and Lake", Projet "CASH", MSSL Global Lakes Database);

2. Caractériser la précision de la mesure de niveau des eaux continentales par altimétrie satellitaire radar ;
3. Développer des algorithmes de traitement des formes d'onde [2] avec l'objectif d'améliorer cette précision.
4. Développer de nouveaux concepts de mesure [3] pour le suivi des eaux continentales (interférométrie radar, LiDAR altimétrique).

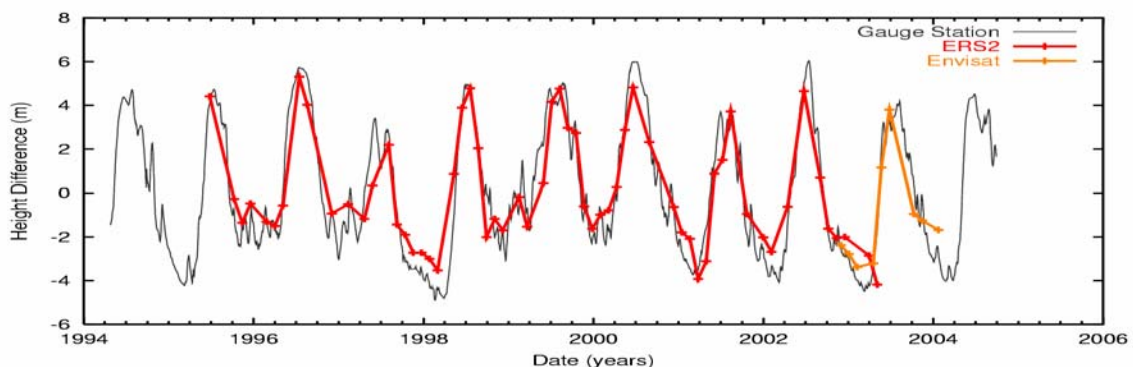


Figure 8: Projet « River and Lake » : série de niveaux du Rio Bravo (bassin Amazonien) obtenus par altimétrie radar (ERS2 et Envisat) comparée aux mesures in situ (source : Andersen et al 2006).

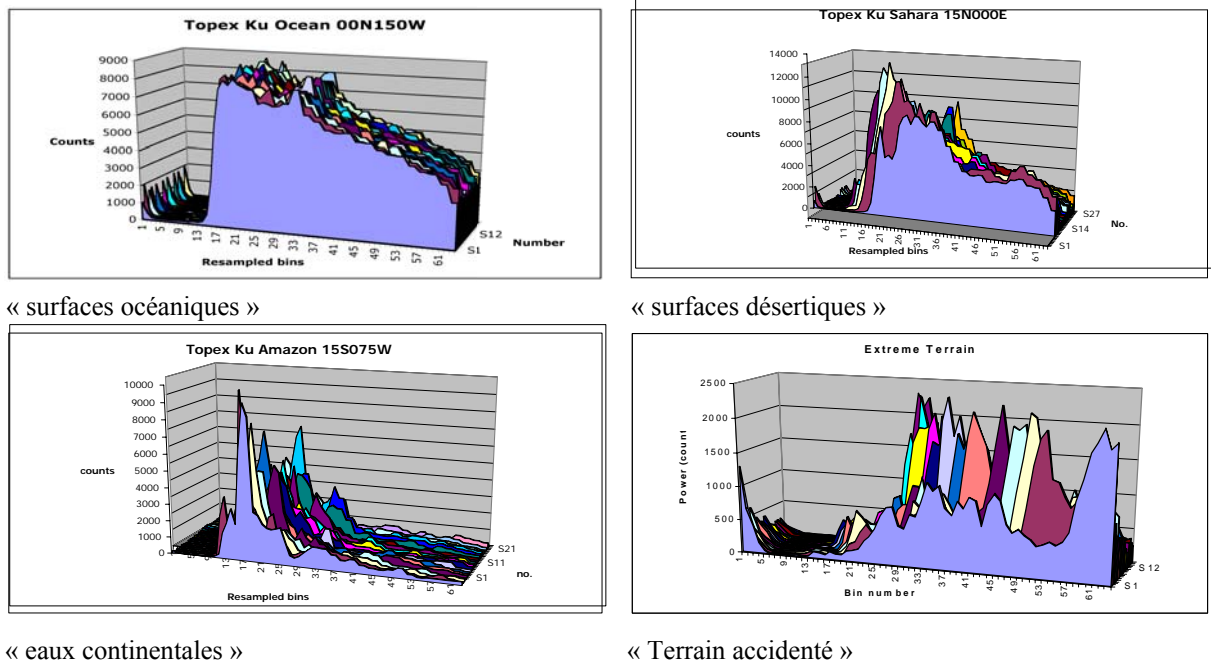


Figure 9: Illustration de quelques catégories de formes d'onde dépendant de la surface réfléchissante (source :Dowson et al, 2006).

II.2.1 Les Bases De Données D'altimétrie Satellitaire Radar Des Eaux Continentales

Plusieurs bases de données d'altimétrie satellitaire radar sur les eaux continentales ont été constituées à l'occasion de projets financés par les Agences Spatiales (NASA, CNES, ESA étant les principaux acteurs du domaine) ou les instances de financement de la Recherche (Réseau RTE en France). On peut citer en exemple deux Projets majeurs :

Projet « River and Lake » (ESA, De Montfort University,...) - Ce projet, financé par l'Agence Spatiale Européenne et piloté par De Montfort University, a pour objectif de traiter les données des satellites altimétriques de l'ESA (ERS1, ERS2, Envisat), valoriser leurs résultats et fournir des niveaux de cours d'eau et de lacs. Certaines données sont accessibles

via le site web du projet (Fig.8).

Le Projet « River and Lake » s'appuie sur un système expert d'analyse des formes d'onde enregistrées par les satellites. Les profils de forme d'onde sont classés en 10 catégories, chacune représentative d'un type de surface (Fig.9); un algorithme de retracking (retracker) spécifique à chaque catégorie est appliqué. Le retracker « forme d'onde quasi-spéculaire » est le plus utilisé pour les eaux continentales.

Le Projet a produit un Modèle Numérique de Terrain (ACE Altimeter Corrected Elevation) à partir de la mission géodésique ERS1, utilisant ces données homogènes sur la surface du globe pour recalculer en altitude les dalles du modèle

GTOPO30. Le même travail est envisagé en couplant les données des satellites altimétriques au MNT de la mission SRTM (NASA) (Berry 2006).

Le Projet développe une capacité de traitement en temps quasi-réel des

mesures satellitaires sur certains cours d'eau pour délivrer l'information hydrologique en quelques jours. Il réunit un groupe d'utilisateurs pour valider les données et confirmer leur pertinence hydrologique.

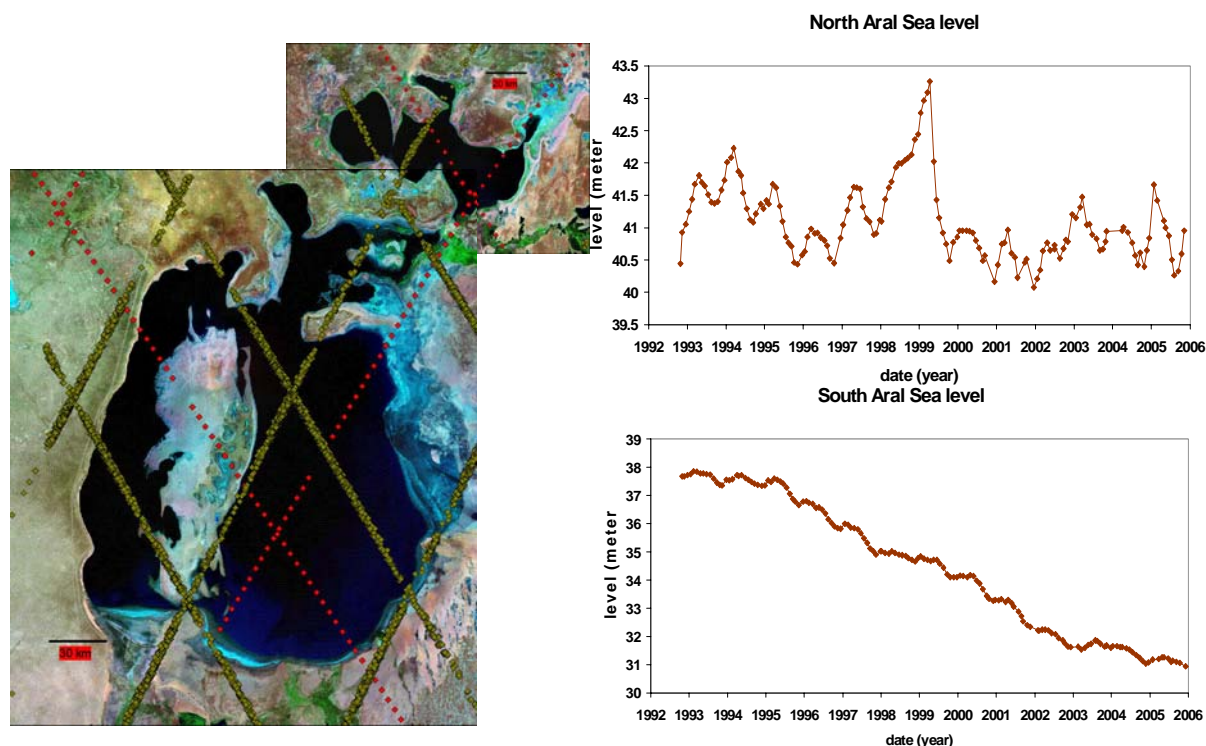


Figure 10: Projet CASH : Suivi de la dynamique du niveau de la Mer d'Aral par le satellite Topex Poseidon (extr. Crétaux et al 2006) (en haut : Petite Mer, stabilisée par barrage ; en bas : Grande Mer, dont le niveau a décré de 7m en 13 ans)

Projet « CASH » Contribution de l'altimétrie satellitaire à l'Hydrologie (Ministère de la Recherche français, IRD, CNES, CLS,...) – Ce projet, financé par le Réseau Terre et Espace (RTE) du Ministère de la Recherche français et piloté par l'IRD Institut de Recherche pour le Développement, regroupe plusieurs laboratoires et a pour vocation première de traiter les données des deux satellites d'altimétrie radar du CNES

(Topex Poseidon et Jason), ainsi que les satellites de l'ESA (ERS1, ERS2, Envisat) sur les surfaces continentales.

Les données sont accessibles sur le site web du projet ainsi que sur le site Hydroweb du LEGOS (150 lacs et 160 stations virtuelles sur des cours d'eau). Elles illustrent le potentiel de l'altimétrie radar sur différents types de plans d'eau, comme par exemple le suivi de la Mer d'Aral illustré ci-dessous (Figure 10).

Au-delà de l'enrichissement de leur base de données, les équipes du Projet CASH s'investissent actuellement dans l'utilisation des données d'altimétrie radar

pour la modélisation hydrologique, pour l'estimation des débits, et dans les méthodes de fusion entre données in situ et données d'altimétrie radar.

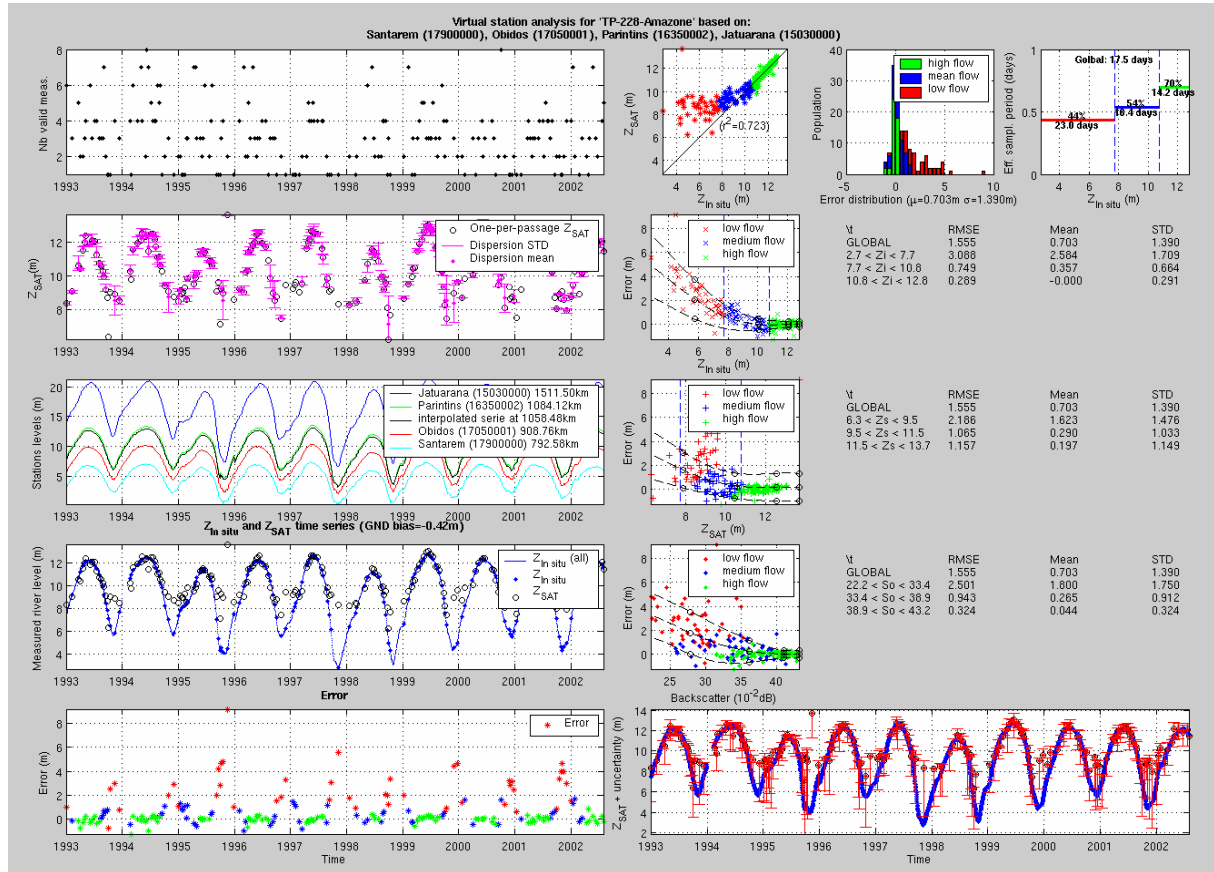


Figure 11: Analyse de la précision des mesures d'altimétrie radar (Topex Poseidon, tracker de bord) sur le Fleuve Amazone en 2.41°S, 56.51°W (filtrage à 3 sigma). Comparaison à une série in situ reconstituée à partir des stations in situ de Santarem, Obidos, Parintins et Jatuarana (station la plus proche Parintins, à 26km de la trace). L'erreur moyenne (RMS) est de 1.45m (1.55m dont 0.1 m imputables à la série in situ reconstituée en raison de la distance à la station hydrométrique la plus proche). La période effective d'échantillonnage est de 17.5 jours, soit 43% de perte de mesure. (source Bercher et al 2006).

II.2.2 Précision De La Mesure D'altimétrie Radar Sur Les Eaux Continentales

La précision effective des mesures de niveau des eaux continentales par altimétrie radar reste une question ouverte. Paradoxalement, l'émulation entre laboratoires pour présenter leurs travaux

respectifs et mettre en avant la qualité de certains satellites, algorithmes, méthodes et résultats a jusqu'ici freiné une approche commune partagée du problème de la précision des mesures. Le message

actuellement véhiculé sur cette précision est trompeur : les valeurs de « quelques centimètres », « 25cm sur les eaux continentales » régulièrement évoquées lors de congrès internationaux ne sont dans la pratique qu'exceptionnellement atteintes et une analyse statistique sur les données mises à disposition par les différents projets montre que l'on est aujourd'hui plus proche d'une précision métrique (Figure 12) que décimétrique.

Il est pourtant indispensable de progresser dans la voie d'une caractérisation standardisée de la précision des mesures d'altimétrie radar pour fournir aux hydrologues des séries temporelles qualifiées : les hydrologues utilisent le plus souvent des mesures in situ recueillies quotidiennement à des stations hydrométriques avec une précision centimétrique (<5cm) ; ils sont indéniablement intéressés à mobiliser de nouvelles informations si elles les renseignent sur des zones non équipées (ou pour lesquelles les données recueillies ne sont pas facilement accessibles) selon un échantillonnage temporel et une précision correspondant à leurs applications. Pour certaines applications une mesure mensuelle avec une précision de 10% de l'amplitude de fluctuation annuelle des niveaux sont suffisantes (par exemple pour le suivi aux échelles continentales des cycles hydrologiques

annuels et de leur évolution), alors que pour d'autres applications la précision doit être meilleure que décimétrique et la fréquence d'échantillonnage adaptée à l'hydrologie du cours d'eau (prévision de crue, estimation des ressources en eau,...).

Plusieurs difficultés doivent être prises en compte et correctement traitées pour caractériser la qualité des mesures d'altimétrie :

- *Les chaînes de traitement* : la précision de la mesure d'altimétrie radar n'est pas la précision d'un satellite ou d'un algorithme de retracking, mais celle d'une chaîne de traitement. L'établissement d'une série temporelle de niveaux d'un plan d'eau (lac ou rivière) par altimétrie radar résulte en effet d'une chaîne de traitement en sept étapes : (1) le choix d'un satellite, (2) la délimitation d'une fenêtre géographique au dessus de l'intersection entre la trace du satellite et le plan d'eau considéré, (3) le traitement, par un algorithme de retracking adapté, des formes d'onde echo recueillies au dessus de cette fenêtre géographique, (4) la prise en compte de corrections liées à l'atmosphère et à l'ionosphère, (5) la traduction des hauteurs ellipsoïdales en hauteurs orthométriques à l'aide d'un modèle de géoïde, (6) le filtrage des valeurs obtenues pour écarter les

valeurs aberrantes, (7) le choix, à partir des mesures réalisées lors d'un même passage du satellite, d'une valeur unique de niveau à cette date.

- *Le problème du filtrage* : l'automatisation d'une chaîne de traitement implique l'absence d'« intervention manuelle » sur les données. Un exemple d'une telle intervention « interdite » est le filtrage manuel des données d'altimétrie en comparaison avec des données in situ. Un tel filtrage, légitime lorsqu'on cherche à extraire une information de données in situ et satellitaires (par exemple pour améliorer un nivellement [4]), ne doit pas être pratiqué lorsqu'on cherche à déterminer la précision de la chaîne de traitement automatique. Certaines des performances de précision centimétrique annoncées résultent d'un tel filtrage manuel.
- *Le problème de l'absence de mesures in situ* : une difficulté majeure de la quantification de la précision des mesures d'altimétrie radar résulte de l'absence de mesures in situ sous la trace des satellites. Dans le cas des lacs on fait le plus souvent l'hypothèse d'un niveau horizontal et on compare directement, sur le même lac, les mesures satellitaires et les mesures in situ distantes. Ceci

introduit un biais, indépendant de la chaîne de traitement, qui peut parfois atteindre quelques décimètres en cas d'effets liés au vent.

Dans le cas des rivières quantifier la précision de la mesure d'altimétrie radar implique soit de se limiter aux traces passant à proximité immédiate d'une station hydrométrique in situ, soit de reconstituer des séries « pseudo-in situ » sous les traces du satellite par interpolation entre les stations hydrométriques amont et aval (interpolation par modèle de propagation ou interpolation polynomiale). Une telle reconstitution introduit un biais lié à la distance de la station la plus proche et à l'hydrologie du cours d'eau. Ce biais a été estimé à 4mm/km sur l'Amazone (analyse statistique à partir de 88 stations reconstituées).

- *Précision absolue, précision relative* : dans la plupart des cas la comparaison entre une série in situ ou « in situ reconstituée » et une série d'altimétrie satellitaire implique de gérer une incertitude dans les nivellements respectifs de la série in situ (nivellement direct) et de la série d'altimétrie radar (modèle de géoïde). On s'autorise donc une translation verticale des séries pour les superposer ce qui permet la quantification de la

précision relative de l'altimétrie radar, non de sa précision absolue.

Les figures 11 et 12 illustrent une approche de quantification de la précision d'altimétrie radar appliquée à une chaîne de traitement particulière *{(1) Satellite Topex Poseidon ; (2) fenêtre d'extraction ajustée sur les berges du cours d'eau ; (3) tracker de bord du satellite ; (4) corrections troposphère sèche et humide ; (5) modèle de géoïde EGM96 ; (6) filtrage des mesures à [moyenne +/- 3 écart-types] ; (7) valeur pour un passage : médiane des mesures au cours du passage}*.

La Figure 11 illustre le travail

réalisé pour chaque fenêtre d'extraction : les mesures satellitaires sont comparées à une série in situ reconstituée à partir de 4 stations hydrométriques à l'amont et l'aval de la trace ; la série d'erreur est analysée ; on en déduit la précision (RMS) et la période d'échantillonnage effective (ou le taux de perte de mesures, exprimant la différence entre le nombre de passages du satellite et le nombre effectif de valeurs de niveau retenues). Le biais introduit par la reconstitution de la série in situ à partir de stations hydrométriques distantes est ensuite estimé et retranché du RMS.

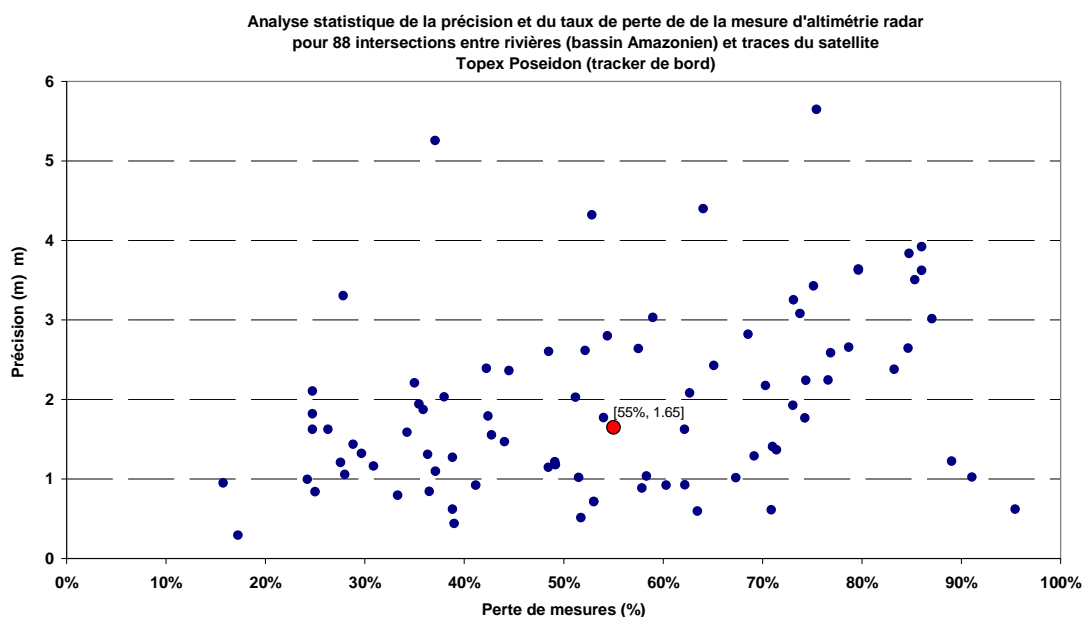


Figure 12: distribution statistique de la précision de mesure et du taux de perte de mesure par le tracker de bord du satellite Topex Poseidon sur 88 tronçons de rivière du bassin Amazonien, de largeurs comprises entre 80m et 17000m (source Bercher et al 2006).

La Figure 12 synthétise la distribution de la précision et du taux de perte de mesure pour 88 fenêtres d'extraction sur le réseau hydrographique

amazonien, pour des rivières dont la largeur varie de 80m à 17000m. La précision moyenne est de 1.65m et le taux de perte de mesure de 55% (soit une

période effective d'échantillonnage de 20 jours).

Une chaîne de traitement améliorée doit se traduire par une nouvelle distribution de la précision et du taux de perte de mesure, le nuage de point migrant vers le coin

inférieur gauche du graphique (précision améliorée et taux de perte réduit). Cette approche fournit ainsi une base de comparaison des différentes chaînes de traitement.

III. GRAVIMETRIE ET MESURE DES VARIATIONS TEMPORELLES DES STOCKS D'EAU CONTINENTALE

La mission satellitaire GRACE (NASA (USA) –DLR (Allemagne)) mesure par satellite les gradients du champ de potentiel de gravité terrestre.

Cette mesure est réalisée par quantification des gradients d'accélération entre deux satellites qui se suivent sur une même orbite, leur distance relative étant déterminée par télémétrie laser (Figure 13). Les variations spatio-temporelles du champ de potentiel de gravité sont liées

aux redistributions de masse au sein de la planète.

Certaines de ces redistributions sont lentes et connues (ex. la tectonique des plaques, le rebond post-glaciaire). Les plus rapides, et moins connues sont liées au cycle de l'eau. Une des applications de la mission GRACE est l'estimation des variations temporelles de distribution spatiale des masses d'eau stockées sur les continents.

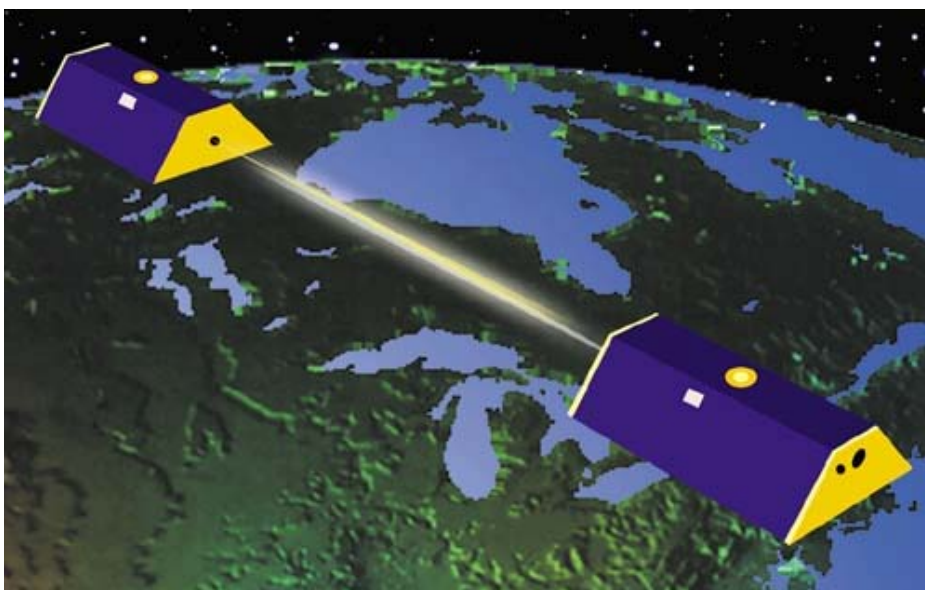


Figure 13: principe de la mission GRACE.

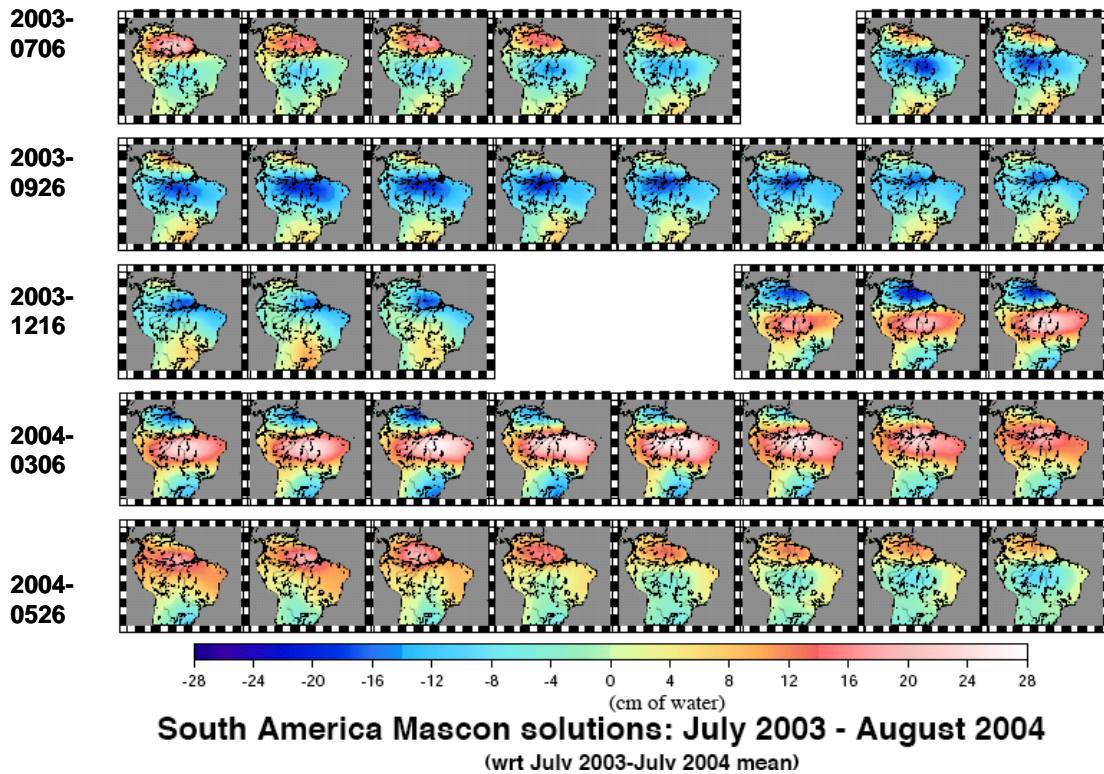


Figure 14: Dynamique spatiale et temporelle des stocks d'eau sur l'Amérique latine d'après les mesures de la mission GRACE (juillet 2003 – juillet 2004).

Pour quantifier la distribution des masses d'eau sur les continents, les mesures de gradient sont intégrées temporellement (pas de temps 10j) et spatialement (200km * 200km, soit 4 degrés carrés). La figure 14 illustre les résultats sur l'Amérique du Sud pour la période juillet 2003 – juillet 2004. Chaque carte (une carte tous les 10 jours) représente la distribution spatiale du champ de gravité, exprimée en anomalie par rapport à la moyenne de la période et en équivalent centimètres de hauteur d'eau. Ces résultats sont pleinement cohérents avec la connaissance de la climatologie et de l'hydrologie du continent sud-américain. Les précipitations provoquées par la remontée de la zone de convergence

inter-tropicale abordent en février mars la partie sud du bassin amazonien, la partie nord recevant les précipitations plus tard. Le stockage maximum dans le bassin amazonien a lieu vers le mois de mai, ce qui correspond à la période de débit maximum du fleuve.

Les travaux en cours sur l'exploitation de la mission GRACE concernent la séparation du signal gravimétrique en ses différentes composantes et notamment l'identification des eaux atmosphériques, du manteau neigeux, des eaux de surface et des eaux souterraines. Plusieurs études confrontent les stocks d'eau estimés par GRACE à des mesures indépendantes (par exemple le

stock de surface obtenu par couplage entre données de niveaux estimées par altimétrie radar et données de surfaces en eau

estimées par satellites radar passifs) ou à des sorties de modèles.

IV. CONCLUSION : LES PROGRES TECHNOLOGIQUES ATTENDUS EN TELEDETECTION APPLIQUEE A L'HYDROLOGIE

L'altimétrie satellitaire radar et la gravimétrie satellitaire sont deux illustrations des avancées rapides dans le domaine des techniques spatiales au service de l'hydrologie.

Dans le domaine de la mesure des niveaux d'eau des progrès significatifs sont attendus d'une part des lasers embarqués (ex. ICESAT) dont l'empreinte au sol réduite (70m) doit permettre la mesure précise de plans d'eau de taille limitée, d'autre part des techniques d'interférométrie radar, identiques à celles utilisées lors de la mission SRTM de la navette spatiale américaine (Shuttle Radar Topography Mission).

La variable « débit des cours d'eau » semble pour l'instant difficilement accessible par mesure satellitaire directe. Les techniques de lidar Doppler ou d'interférométrie radar along track pour mesurer les vitesses de surface font l'objet de recherche sur des systèmes aéroportés et devraient ultérieurement trouver leurs premières applications satellitaires pour le suivi des courants marins. Les espoirs les

plus avancés pour l'estimation par satellite des débits des cours d'eau résident dans le couplage entre mesures satellitaires des niveaux et pentes et couplage à des modèles hydrodynamiques et/ou hydrologiques.

Dans le domaine des stocks d'eau, et sur la base des acquis de la mission GRACE, une voie de prospection concerne l'amélioration de la résolution spatiale pour obtenir des évaluations des variations de stocks d'eau plus précises sur des bassins de taille moyenne (1000 km²).

Tous ces développements, et de nombreux autres non évoqués ici (précipitations, humidité des sols,...), militent pour une interaction forte entre hydrologues, des échelles locales et régionales aux échelles globales, et spécialistes des techniques spatiales. Une telle interaction requiert une mise à disposition des données satellitaires largement ouverte à la communauté scientifique des hydrologues et une intensification de la formation aux techniques spatiales dans le cursus des

ingénieurs et scientifiques du domaine de l'eau.

Elle demande également à ce que la communauté des sciences de l'eau se mobilise pour obtenir des agences spatiales

le financement d'une mission satellitaire dédiée aux eaux de surface comme la communauté des océanographes l'a obtenu il y a 20 ans.

V. REFERENCES

- [1] Birkett, C.M. 1998. Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resour. Res.*, 34 (5): 1223-1239.
- [2] Frappart, F., Calmant, S., Cauhopé, M., Seyler, F., Cazenave, A. 2006 Preliminary results of ENVISAT RA-2 derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 100, 252-264, 2006.
- [3] De Oliveira Campos, I., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D., Cazenave, A. 2001. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. *C.R. Acad. Sci. Paris* 333 :633-643.
- [4] Kosuth, P., Blitzkow, D., Cochonneau, G., 2006, Establishment of an altimetric reference network over the Amazon basin using satellite radar altimetry (Topex/Poseidon). Venice 2006 Symposium "15 years of progress in radar altimetry".
- [5] Mercier, F., Cazenave, A., Maheu C., 2002. Interannual lake level fluctuations (1993-1999) in Africa from Topex/Poseidon : connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian ocean, *Global and Planetary Changes*, 32, 141-163.
- [6] Bercher, N., Kosuth, P., Bruniquel, J., 2006, Characterizing the quality of river water level time series derived from satellite altimetry: Efforts towards a standardized methodology. Venice 2006 Symposium "15 years of progress in radar altimetry".
- [7] Mercier, F., Zanife, O.Z., 2006, Improvement of the Topex/Poseidon altimetric data processing for hydrological purposes (cash project). Venice 2006 Symposium "15 years of progress in radar altimetry".
- [8] Dowson M., Berry P.A.M., 2006, Global analysis of multi-mission echoes over the earth's land surface from 15 years of altimeter missions , Venice 2006 Symposium "15 years of progress in radar altimetry".
- [9] Berry P.A.M., 2006, Two decades of land altimetry – achievements and challenges , Venice 2006 Symposium "15 years of progress in radar altimetry".

[10] Andersen, O.B., Berry, P.A.M., Freeman J., Lemoine F., Luthcke S., 2006 Water Storage in the Amazon Basin from GRACE gravity and Satellite Altimetry, Venice 2006 Symposium "15 years of progress in radar altimetry".

[11] Crétaux, J.F., Bergé-Nguyen M., Cazenave, A., Kouraev A., 2006, Lake Level monitoring based on satellite altimetry, Venice 2006 Symposium "15 years of progress in radar altimetry".

SCIENCES PHYSIQUES DE L'OcéAN

Recent Observed Variability in the North Atlantic Subpolar Gyre Circulation

G. REVERDIN¹, P. LHERMINIER², V. THIERRY² & H. MERCIER²

¹ LOCEAN/IPSL, CNRS/UPMC, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

gilles.reverdin@lodyc.jussieu.fr

² LPO, Brest, France

Abstract The variability in the central North Atlantic subpolar gyre has been investigated in the last decade using different observations: repeated cruises across the gyre, a ship-of-opportunity crossing from Denmark to Greenland or profiling floats (ARGO). Emphasis is on the interannual changes that these different means of observations reveal, with a warming and salinity increase of subpolar mode waters, and changes in the circulation.

Key words : *Oceanography, variability, subpolar gyre*

Variabilité Récemment Observée du Gyre Subpolaire Nord Atlantique

Résumé La variabilité est étudiée dans le coeur du gyre subpolaire nord Atlantique à partir de différents jeux de données: campagnes répétées, observations le long d'une ligne de navires de commerce, bouées profilantes (ARGO). L'accent est porté sur l'analyse de la variabilité interannuelle, en montrant en particulier un récent réchauffement et augmentation de salinité des eaux modales, ainsi que des changements dans la circulation.

Mots clefs : *Océnographie, variabilité, gyre subpolaire*

I. INTRODUCTION

The North Atlantic high latitudes (subpolar gyre and Nordic seas) are usually considered site of the downwelling branch

of the Meridional overturning circulation of the North Atlantic, a major contributor to the earth meridional heat transport.

Figure 1: Time series between 1996 and March 2007 of surface salinity and temperature anomalies along 60°N between the east Greenland shelf Break and the Shetlands. An average seasonal cycle for the period 1996-2007 has been removed from the data. It has been compared to an earlier 1895-1995 seasonal cycle that was fresher and cooler. Most available data were included with the largest contribution originating from the Nuka Arctica thermo-salinograph.

This includes some of the main areas where surface and upper waters are transformed by surface fluxes and mixing into the deep waters of the world oceans. This region has experienced a large variability in recent decades with, in particular, a reduction of the upper ocean gyre circulation since the mid-1990s (Hakkinen and Rhines, 2004), a large increase of upper layer temperature in the same period, and an increase of salinity in the upper warmest layers since 1996-1998. This contrasts with the tendency in previous decades for intense gyre circulation, cooling and freshening, at least

II. SHIPS OF OPPORTUNITY

Ships of opportunity can be used to sample regularly the upper layers of the ocean along a repeated track for a long period of time. Our involvement in this has been along two merchant lines, one between Iceland and Newfoundland (AX02) and one between Denmark and western Greenland (AX01). Along AX02, which was initiated in 1985, we contribute since 1993 by providing at least four times each year an observer which collects water samples and launch temperature probes (XBTs) on a vessel of the company EIMSKIP. The water samples are used to calibrate the salinity provided by a thermo-salinograph as well as to measure

in the subpolar gyre south of the sills separating it from the Nordic seas.

There are suggestions that these fluctuations might be associated with changes in overall overturning intensity, but the exact nature of the transports and their fluctuations and link to surface conditions and air-sea exchanges is a key question addressed in the international program CLIVAR. We are contributing to this goal through the sampling of this region in recent years from ships-of-opportunity, oceanographic cruises and profiling floats, and we will present a few results from these undertakings.

quantities of chemical or biological interest. This has varied over the years, but with the most continuous measurements been for inorganic carbon (DIC and Tak) and macro-nutrients. During other crossings without an observer, nearly continuous T-S measurements were obtained by the thermo-salinograph and XBTs were routinely deployed from 1993 to 2000 (under NOAA supervision). The ship was also selected for towing a plankton recorder on some of the legs (SAHFOS, NMFS). Recently, since 2003, pCO₂ measurements are also done routinely (NOAA/AOML).

On the Nuka Arctica (company

RAL, line AX01), a thermo-salinograph provides near-surface salinity data since 1997. Since 1999, a 150 kHz VM-ADCP provides current profiles (IGB/Bergen; Knutsen *et al.*, 2005), and since 2000,

XBTs have been collected in continuation of previous effort on that line in 1985-1995. This has been complemented since 2002 by continuous pCO₂ sampling (IGB/Bergen).

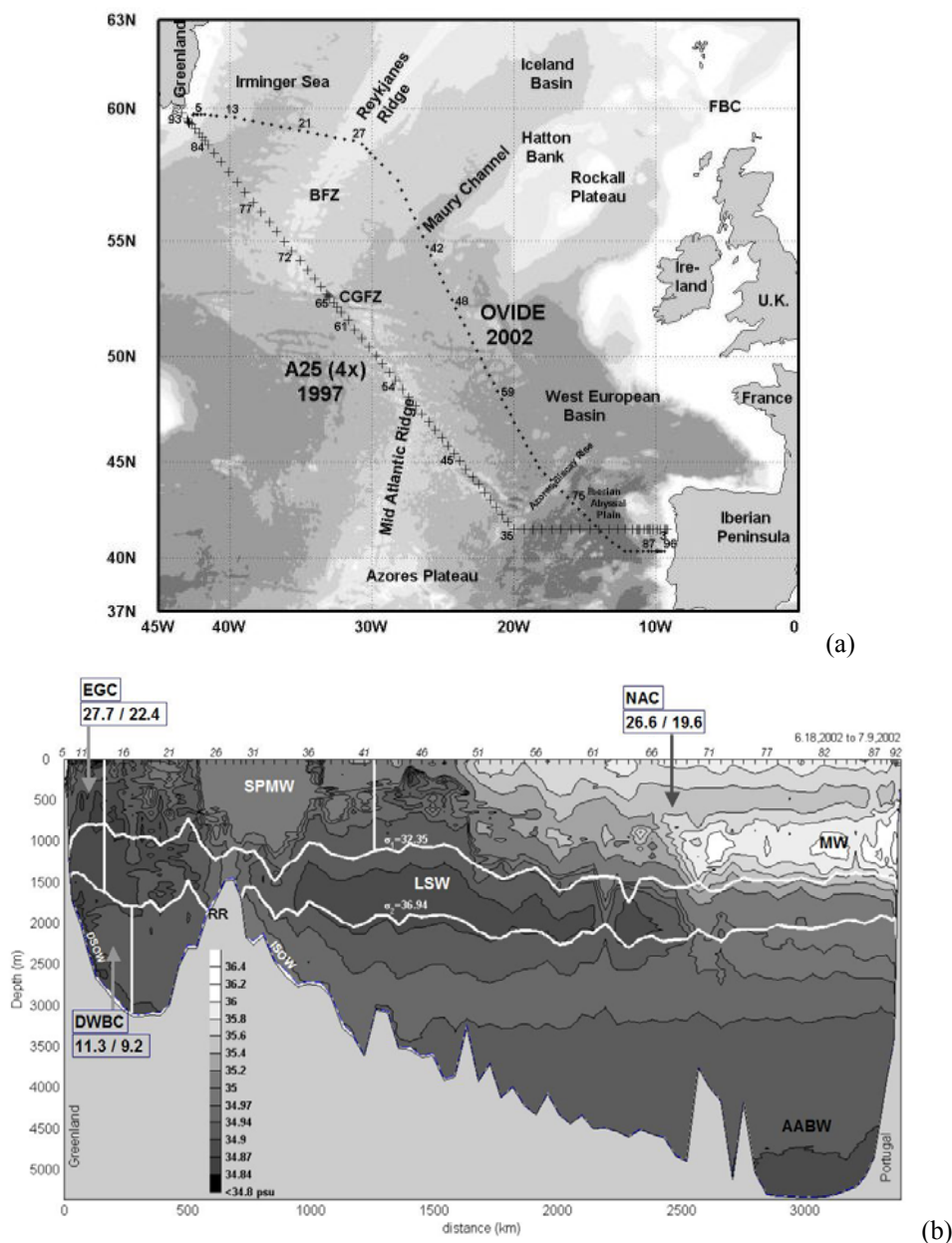


Figure 2: Upper panel (a) indicating where the Ovide (2002, 2004, 2006) and the FourEx (4X, 1997) cruises took place. The lower panel (b) presents, overlaid on the 2002 Ovide salinity section, the isopycnals defined to distinguish upper, intermediate, and deep waters (white lines), as well as the transports in major water masses (first in 1997, second in 2002). The NAC flows northward with respect to the section, whereas the EGC and the DWBC flow southward across the section. Some of the water masses are also indicated.

Our prime interest has been to investigate at a better than annual period the changes in surface salinity, density, and in upper ocean heat content. We initially found that changes in the upper ocean heat content in the eastern Irminger Sea having happened since 1996 were not closely related to changes in the surface heat fluxes (Reverdin et al., 1999). In a similar fashion, salinity changes in this region (and further south) are not closely related to E-P changes (see Hatun et al., 2005, Thierry and Mercier, 2006). An analysis of horizontal advection based on surface products (including sea level) indicates that the changes in advection have played a role in the observed variability after 1996, as had been suggested from hydrographic sections (Bersch et al. 1999; Bersch, 2002; Reverdin and Verbrugge, 2002), with a westward retreat of the subpolar gyre during these years and a penetration of saline water of subtropical/North Atlantic origin in the core of the western part of the North Atlantic subpolar gyre. The changes in upper ocean heat content (to 800m) were also far to be sufficient to explain the observed sea level changes, indicating a probably strong barotropic component of the circulation changes, an expected result in these northern latitudes where deep topography is expected to exert a strong influence on the currents.

When considering SSS variability along 60°N since 1997 (Fig. 1), we find rather strong similarities across the deep North Atlantic between the outer edge of the east Greenland Current and the Wyville-Thompson Ridge (north-east of Scotland). This salinity anomaly time series does not also portray much seasonal variability (as already acknowledged by Knudsen, 1914, based on data in the same region). This surface signal is expected to be typical of the layer reached by late winter mixing. According to the XBT temperature sections, winter mixed layer is often rather deep, at least east of 30°W. The suggestions of a subsurface signal in this layer close to the surface one are also reinforced by repeated CTD sections or stations. When looking in closer detail, there seems to be often a lag of salinity west of the Reykjanes Ridge and the region to its east, lag which can reach one year (as noticed for example between 1996 and 1997). This time series portrays the largest salinities happening in 2003 and 2004 in this part of the Atlantic, as is consistent with other time series further north close to Iceland (H. Valdimarsson, personal communication). Comparison with current records from the ship's ADCP has only recently started, and will need to be extended over a longer period to provide clear indications on transport variability.

By comparing this data set with earlier data, either by ships-of-opportunity (observations starting in 1895 between Denmark and west Greenland) or by research vessels indicates that the recent salty period is comparable to the ones in earlier salty periods, as in the 1930s or in

the 1950s (Reverdin *et al.*, 2003). The fresher waters in 1993-1996, on the other hand, were only marginally less fresh than the freshest episode recorded during that period around 1974-1975 (the great salinity anomaly, Dickson *et al.*, 1985).

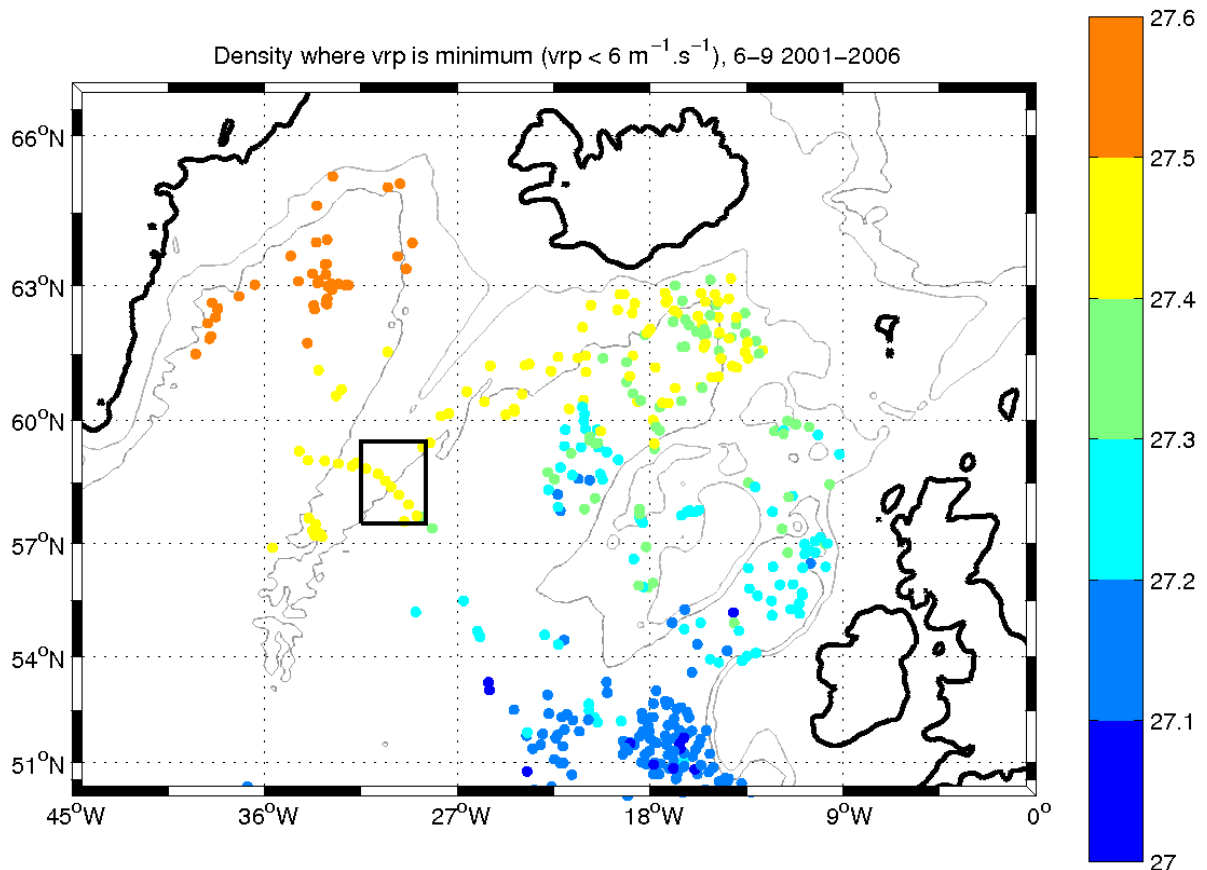


Figure 3: All profiles in June-September for the years 2001-2006 for which there was a pronounced minimum in density stratification (a potential vorticity criterium). The density of the mode water found is colour-coded.

III. OVIDE REPEATED HYDROGRAPHY

The French contribution to the CLIVAR-oriented repeated hydrography program is through 5 repeated surveys between Portugal and Cape Farewell (southern Greenland) over a 10 years period, starting in 2002. The section is close to the 1997

FourEx section (Alvarez *et al.*, 2004) (Fig. 2, top panel). In the Irminger part of the section, it overlaps the A01E section, which has been regularly sampled since 1991 (Bersch *et al.*, 1999). In the southern part near the Azores-Biscaye ridge, it also

crosses the POMME domain intensively studied in 2000-2001. Data always collected during OVIDE include WOCE-standard accuracy hydrographic data (T, S, O₂), currents from ship-based ADCP and lowered-ADCP, macro-nutrients, inorganic and organic dissolved carbon, CFCs. Up-to-now, three repeats of the section have

been obtained during oceanographic cruises in the early summers of 2002, 2004 and 2006. In addition, current measurements have been collected from moorings in the east Greenland current, in particular on the shelf, and a Spray glider has been deployed to repeat part of the section down to 1000m in Summer 2006.

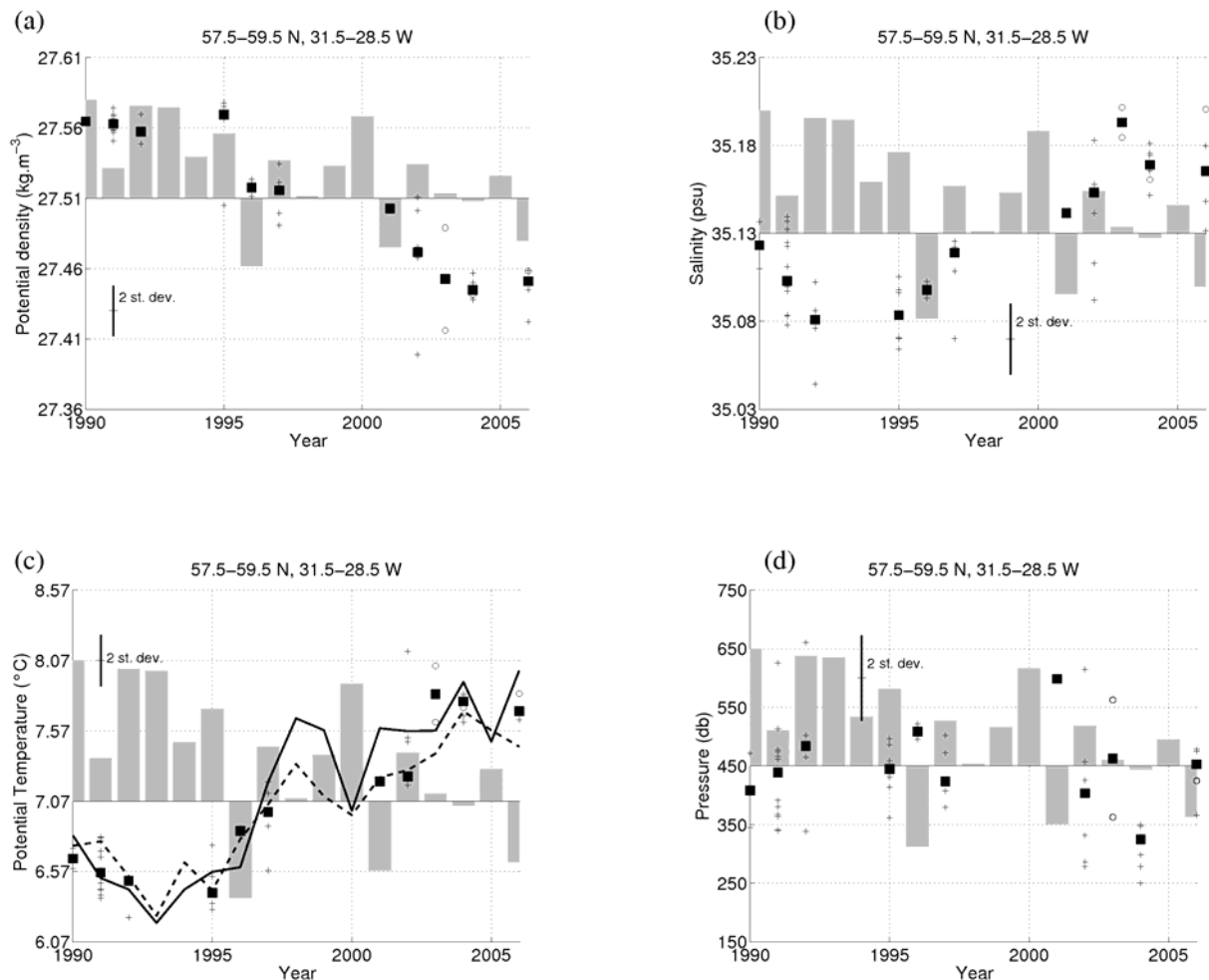


Figure 4: Time evolution of the properties of the Subpolar mode water found on the east flank of the Reykjanes Ridge (box on Fig. 3). (a) potential temperature; (b), salinity; (c) potential density and (d) core pressure. Individual data are from CTDs (crosses), and from ARGO floats (circles for real time data and stars for delayed mode data). The median of the data for a given year is reported by a square. The extremes values observed in 2002 (potential temperature and potential density greater than 8°C and less than 27.4, respectively) are due to an eddy sampled during the Ovide cruise. The vertical bars report the NAO index (Hurrell, 1995). Note that the temperature time series is very close to the February SST from Reynolds product.

Transports have been estimated from the section data using inverse models (Lherminier *et al.*, 2007). Through this process, it has been shown that either ship-based ADCPs or, alternatively, lowered ADCPs are important constraints on the solution.

Comparison of the different sections shows a wide range in the transports in the different water masses. Among them, one can distinguish three main components of the meridional overturning circulation: the East Greenland Current and the North Atlantic Current in the first 1500 meters, and the Deep Western Boundary Current at the bottom, along the eastern flank of Greenland (Fig. 2, lower panel). A significant drop in their transports was observed between Summers 1997 and 2002.

The study also illustrates fairly large different estimates of the depth-based and sigma-based meridional overturning function. Clearly, the density-based

estimates have a more straightforward interpretation and should be preferred. They are considerably larger (up to a factor 2) than the depth-based estimate.

Model studies have been carried out to assess how representative the first two one-month surveys are of the transports across the sections and of the long-term changes (Treguier *et al.*, 2006). The density-based estimates of the meridional overturning circulation are well reproduced. The models confirm that both the horizontal and the vertical components of the thermohaline circulation decreased in intensity between Summers 1997 and 2002, and show that despite a large variability on a monthly timescale, these two values are representative of an interannual variability. However, it is too early to conclude on any decadal trend. Observations in 2004 actually show an intermediate state between 1997 and 2002 results (Fig. 2, lower panel).

IV. SUBPOLAR MODE WATERS

Through the program ARGO, the world ocean was seeded since 2000 by profiling floats providing temperature and salinity profiles in the top 1000 to 2000 meters. In the North Atlantic subpolar gyre, this effort took over a pioneer sampling effort by floats mostly in 1996-1997. The recent

data are usually of a better accuracy, and a coordinated effort has been set up to provide validated and bias-free data. The Coriolis data center in Brest has been designed to coordinate that effort for the North Atlantic. Although not all the data are at that stage of validation, the data

seem to be already of quite usable quality (Gaillard et al. 2007).

These data have been joined with data from the Ovide and the A01E sections to provide a picture of the geographical distribution of the subpolar mode waters in the North Atlantic and to investigate their time variability. These waters formed by deep winter convection, are part of the transformation pathway of the subtropical water in the cold subpolar gyre waters (ending with the densest forming Labrador Sea waters in the central Labrador Sea) (Talley and McCartney, 1982). The core property of the subpolar mode waters is individually identified in profiles collected from June through September. The data indicate that the areas of strong thick layers of newly formed mode waters are rather discontinuous across the subpolar gyre (Fig. 3). This also implies that the density ranges covered by these waters is also discontinuous at any given time. In particular, a patch of particularly deep (usually over 400m) subpolar mode waters is identified along the eastern flank of the Reykjanes Ridge, which presents a very large interannual variability over the period 1990-2006.

V. CONCLUSIONS

The observations collected in the subpolar gyre that we outlined contribute to a better

In this region, the tendency for cooling and freshening observed in the early 1990s (Fig. 4) was interrupted in 1996, with a later increase in both properties (and a decrease of density) until at least 2003. During that period, the data do not show any significant modifications in the depth of the mode water core while they suggest that the thickness of the layer has shrunk, although this is less well identified in the data. These changes happen simultaneously with large changes in the NAO index, which was largely positive until 1995, and then after a large negative year in 1996, never returned to large positive values. The variability in the local air-sea heat fluxes was shown not to explain the observed changes, in particular in salinity. What is expected is that these simultaneous changes in T and S are to some extent indicative of the displacements of water masses associated with the changes in gyre circulation. Apparently, with the decrease in NAO index, the subpolar gyre contracted (westward), and this was associated with an invasion of warmer and saltier water of subtropical origin in the upper layers of the gyre.

monitoring of the water mass property changes, in particular for the various kinds

of subpolar mode waters, and of the variability in meridional transports. There is also work done to identify the link between physical and chemical properties of the waters that we have not reported here, but which also shed light on the processes of water mass renewal and formation. Clearly, further investigation of the processes at hand in this variability will require, first, further synthesis of the

observations, both space-based (in particular, sea-level and their rendition of surface geostrophic currents), and in situ (among others, the international WOCE and CLIVAR repeated hydrography, and the ARGO array of profiling floats); then, a modelling effort to test different hypotheses that are required to interpret the data and shed more light on what controls the observed variability.

VI. ACKNOWLEDGEMENTS

The work reported is supported by various institutions (IFREMER, CNRS, CNES), and is mostly done within the framework of the project OVIDE evaluated by INSU, and coordinated by Herlé Mercier. The surface salinity data contribute to the ORE SSS, and the ARGO floats were either

provided by the French Coriolis project or by other international institutions. The ARGO float data were distributed by the Coriolis data center in Brest. Herlé Mercier, Thierry Huck, and Pascale Lherminier were the three chief scientists of the 2002, 2004 and 2006 Ovide sections.

VII. REFERENCES

- Bersch, M., J. Meincke, and A. Sy, 1999: Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, II, 46, 55-75.
- Bersch, M., 2002: North Atlantic Oscillation-induced changes of the upper layer circulation in the northern North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 107, 3156, doi:10.1029/2001JC000901.
- Dickson, R.R., J. Meincke, S.-A. Malmberg, and A.J. Lee, 1988: The great salinity anomaly in the northern North Atlantic 1968-1982. *Prog. In Oceanogr.*, 20, 103-151.
- Flatau, M.K., L.D. Talley, and P.P. Niiler, 2001: The North Atlantic Oscillation, surface current velocities and SST changes in the subpolar North Atlantic. *J.Phys. Oceanogr.*, 16, 2355-2369.
- Gaillard, F., E. Autret, V. Thierry, P. Galaup, C. Coatanoan and T. Loubrieu, 2007: A operational system for real time and delayed mode quality control of Argo profiles. Submitted to *J. Atmos. And Oceanogr. Technol.*
- Hakkinen, S., and P.B. Rhines, 2004: Decline

- of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s. *Science*, 304, 555-559.
- Hatun, H., A.B. Sando, H. Drange, B. Hansen, and H. Valdimarsson, 2005: Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation. *Science*, 309, 1841, doi:10.1126/science.1114777.
- Hurrell, J.W., 1995 : Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Lherminier, P., H. Mercier, C. Gourcuff, M. Alvarez, S. Bacon, and C. Kermabon, 2007: Transports across the 2002 Greenland-Portugal Ovide section and comparison with 1997. *J. Geophys. Res.*, in Press.
- Reverdin, G., N. Verbrugge, and H. Valdimarsson, 1999: Upper ocean variability between Iceland and Newfoundland 1993-1998. *J. Geophys. Res.*, 102, 8505-8531.
- Reverdin, G., F. Durand, J. Mortensen, F. Schott, H. Valdimarsson, and W. Zenk, 2002: Recent changes in the surface salinity of the North Atlantic subpolar gyre. *J. Geophys. Res.*, 107, 8010, doi:10.1029/2001JC001010.
- Talley, L.D., and M. McCartney, 1982: Distribution and circulation of Labrador Sea water. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1189-1202.
- Thierry, V., and H. Mercier, 2006: Interannual variability of the Subpolar Mode Water in the North Atlantic. Argo 2nd Science meeting (poster), Venice (Italy).
- Verbrugge, N., and G. Reverdin, 2002: Contribution of horizontal advection to the interannual variability of sea surface temperature in the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*

The Dynamics of Vortex Pairs Near a Time-Varying Upwelling

X. CARTON & X. PERROT

LPO/UBO, 6 av. Le Gorgeu, 29200 Brest, France

xcarton@univ-brest.fr

Abstract The shallow-water equations are used to derive a flow solution with zonal uniformity under a time periodic wind forcing. Using this solution for a large scale baroclinic flow similar to a time periodic beta effect, we investigate the motion of point-vortex dipoles via a multiple time scale expansion. The resulting slow-time amplitude equation is presented and commented.

Key words *Shallow-water dynamics, time periodic, wind forcing, baroclinic flow, vortex dipole, multiple time scale expansion*

Dynamique des Paires Tourbillonnaires Près d'un Upwelling Temporellement Variable

Résumé La solution des équations de Saint Venant en fluide stratifié, avec uniformité zonale est dérivée pour un forçage de vent périodique. Avec cette solution d'écoulement de grande échelle barocline, nous étudions le mouvement de vortex dipolaires ponctuels par un développement en échelles de temps multiples. L'équation d'amplitude restante (aux temps longs) est présentée et commentée.

Mots clefs *Dynamique de Saint Venant, forçage de vent temporellement périodique, écoulement barocline, dipôles tourbillonnaires, développement en échelles multiples de temps*

I. INTRODUCTION

Winds blowing along coastlines (with the coast on their left in the Northern hemisphere for instance) can induce

offshore transport of surface waters and their replacement by deeper waters which surface near the coast. This process known

as upwelling has been studied extensively since Ekman's work in the early 20th century. It is of utmost importance to biological activity near the coasts. Indeed, nutrients usually located under the surface thermocline are carried upwards by this motion and enter the euphotic zone favoring biological activity. Upwelling in response to steady winds has been described extensively analytically ([1], [2], [3]) and detailed analytical solutions for currents are given in particular in [4]. The response to a time varying (periodic) wind is given here in section 1 as a generalization of [4].

On the other hand, upwelling fronts can become unstable and form long filaments and eddies which can appear as opposite-polarity dipoles (see [5]). These eddies then evolve in a flow with stratification varying from the coast

offshore due to the upwelled isopycnals. This slope of density interfaces (associated with a vertically sheared current) creates a topographic beta effect on these eddies and thus contributes to their propagation and deformation. In particular, point vortex pairs have specific dynamics on the beta plane (see [6], [7], [8]). Near a time-varying upwelling, this isopycnal slope will vary periodically and this periodic beta effect may resonate with the intrinsic oscillation of such a point vortex pair. This response of vortex pair dynamics to periodic beta effect will be considered in the second section of this paper.

In summary, the purpose of this paper is to compute the evolution of pairs of eddies near an unsteady upwelling current. Conclusions will be finally drawn on the possible generalization of this study to finite-area vortices.

II. OCEANIC RESPONSE TO A TIME VARYING WIND

Following [4], we study the response of a semi infinite ocean (here confined to $y > 0$) to a time periodic wind. The coast is $y=0$. The linear shallow-water equations are used

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - fv + c^2 \frac{\partial h}{\partial x} &= \frac{\tau_x}{\rho} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu + c^2 \frac{\partial h}{\partial y} &= \frac{\tau_y}{\rho} \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= 0 \end{aligned}$$

with $c^2 = gH$; from this set, an equation is derived for the upper layer thickness h

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial^2 h}{\partial t^2} - c^2 \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) + f^2 h \right] \\ = -\frac{f}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \end{aligned}$$

The two horizontal velocity components obey the equations:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) u = -c^2 \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x \partial t} + f \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial t} + \frac{f \tau_y}{\rho}$$

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2\right)v = -c^2\left(\frac{\partial^2 h}{\partial y \partial t} - f\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_y}{\partial t} - \frac{f\tau_x}{\rho}$$

(see again [4]). We assume uniformity of the flow along the x-axis so that $d/dx = 0$ and we choose the following wind stress (parallel to the coast)

$$\tau_x(y, t) = e^{-\alpha y}(\tau_0 + \tau_1 \cos \omega t)$$

The boundary conditions are obviously (as usual in inviscid dynamics) no normal flow at the coast and vanishing flow and perturbation of stratification at infinity. By setting

$$\xi = \frac{\partial h}{\partial t}$$

we have the following equation

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} + f^2 \xi = \frac{f}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial y}$$

with boundary conditions at $y=0$

$$-c^2 \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} = \frac{f}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial y}$$

Firstly, a solution of this equation with RHS is obtained and we set

$$\xi(y, t) = F(y) + G(y)H(t)$$

which leads to

$$\begin{aligned} H''G - c^2(F'' + G''H) + f^2(F + GH) \\ = -\frac{\alpha f}{\rho} e^{-\alpha y}(\tau_0 + \tau_1 \cos \omega t) \end{aligned}$$

The steady part is

$$F(y) = F_0 e^{-\alpha y}$$

$$\text{with } F_0 = -\frac{\alpha f \tau_0}{\rho(f^2 - \alpha^2 c^2)}$$

and the time varying part obeys

$$H''G - c^2 G''H + f^2 GH = -\frac{\alpha f}{\rho} e^{-\alpha y} \tau_1 \cos \omega t$$

leading to

$$G(y) = e^{-\alpha y}$$

for the spatial dependence, and to

$$H(t) = H_0 \cos \omega t$$

$$\text{with } H_0 = \frac{\alpha f \tau_1}{\rho(\omega^2 + \alpha^2 c^2 - f^2)}$$

The solution of the homogeneous problem is now searched.

$$H''G - c^2(F'' + G''H) + f^2(F + GH) = 0$$

It has a steady part

$$-c^2 F'' + f^2 F = 0$$

with solution

$$F = F_1 e^{-\frac{fy}{c}}$$

and a time-dependent part

$$H''G - c^2 G''H + f^2 GH = 0$$

which can be split as

$$\frac{H''}{H} + f^2 = c^2 \frac{G''}{G} = \beta$$

leading to the spatial part

$$G'' - \frac{\beta}{c^2} G = 0$$

which must be confined $\beta = \Omega^2$, and yields the solution

$$G = e^{-\frac{\Omega y}{c}}$$

and the temporal part

$$H'' + (f^2 - \Omega^2)H = 0$$

which must match the boundary condition at $y=0$ and therefore

$$\Omega = \sqrt{f^2 - \omega^2}$$

implying the form

$$H = H_1 \cos \omega t$$

satisfying equation

$$c^2 \left[-\frac{f}{c} F_1 - \frac{\Omega}{c} H_1 \cos \omega t \right] = -\frac{f}{\rho} (\tau_0 + \tau_1 \cos \omega t)$$

with solution

$$F_1 = \frac{\tau_0}{\rho c}, \quad H_1 = \frac{f\tau_1}{\rho\Omega c}$$

The total solution is therefore

$$\xi(y,t) = e^{-\alpha y} (F_0 + H_0 \cos \omega t) + F_1 e^{\frac{fy}{c}} + H_1 e^{\frac{\Omega y}{c}} \cos \omega t$$

and we set $Rd = \frac{c}{f}$.

In short, the oceanic response to an unsteady wind along the coast is composed of a coastal current with steady and unsteady components, having width equal to the deformation radius (modulated by the wind frequency, for the unsteady part), i.e. Kelvin-type currents, and a large scale isopycnal elevation with both steady and unsteady components. Obviously if we drop the assumption of flow uniformity along the coast, other solutions are possible such as coastal Kelvin waves.

Now, assuming that a steady wind has blown to create an upwelling but has ceased and is replaced by a periodic wind, assuming also a large distance to the

coastal currents ($L \gg Rd$), the time-derivative of the interface elevation is:

$$\xi(y,t) = e^{-\alpha y} H_0 \cos \omega t = \frac{\partial h}{\partial t}$$

The interface is:

$$h = e^{-\alpha y} H_0 \frac{\sin \omega t}{\omega} + h_0(y)$$

But the wind has blown previously so that

$$h_0(y) \approx H_1 e^{-\alpha y}$$

The topographic beta-effect due to the slope of the density interface is

$$\frac{f_0}{H} \frac{\partial h}{\partial y} = -\frac{f_0 \alpha}{H} H_1 e^{-\alpha y} \left(\frac{H_0}{\omega H_1} \sin \omega t + 1 \right)$$

and, assuming a small meridional extent of the domain compared to $1/\alpha$, we have, near latitude $y = y_0$:

$$\frac{f_0}{H} \frac{\partial h}{\partial y} = -\frac{f_0 \alpha H_1 e^{-\alpha y_0}}{H} (1 + \theta \sin \omega t)$$

or in short $\beta = \beta_0 (1 + \theta \sin \omega t)$.

We will start from this formulation of the time-varying beta-effect to study the motion of point vortex pairs in the following section.

III. MOTION OF A POINT VORTEX PAIR IN A TIME-VARYING BETA EFFECT

The vicinity of an upwelling under time-periodic wind forcing is considered now to generate a time-varying beta effect as given hereabove.

Following [6] and [7], we compute the motion of vortex pairs or dipoles on such a beta-plane in a two-dimensional

flow with radius of deformation Rd . Potential vorticity is conserved by the vortex flow in the absence of dissipation (we assume that the wind forcing does not interact directly with the vortex pair but only via the upwelling response).

$$[\partial_t + J(\Psi, \cdot)] \left[\nabla^2 \Psi - \frac{\Psi}{Rd^2} + \beta y \right] = 0$$

which can also be summarized as the conservation of potential vorticity integral for a point vortex $\gamma_n = q_n^0 - \beta S y$ with $\beta = \beta S$ and S is an equivalent area of the vortex (ratio of PV area to PV).

Here we consider two vortices at locations (x_1, y_1) and (x_2, y_2) which evolve according to:

$$\begin{cases} \dot{x}_n = \gamma_m \frac{K_1(r_{12}/Rd)}{2\pi r_{12} Rd} (y_m - y_n) \\ \dot{y}_n = \gamma_m \frac{K_1(r_{12}/Rd)}{2\pi r_{12} Rd} (x_n - x_m) \end{cases}$$

and we define the centroid and relative distance and orientation of the vortex pair as:

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2}{2}, \quad \bar{y} = \frac{y_1 + y_2}{2}, \quad r_{12}^2 = (x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2$$

$$\tan \alpha = \frac{y_2 - y_1}{x_1 - x_2}$$

Note that the relative distance is invariant and that the vorticity centroid and orientation evolve according to

$$\begin{cases} \dot{\bar{x}} = (\gamma_1 - \gamma_2) c \cos \alpha \\ \dot{\bar{y}} = (\gamma_1 - \gamma_2) c \sin \alpha \\ \frac{d\alpha}{dt} = 2c \frac{\gamma_1 + \gamma_2}{r_{12}} \end{cases}$$

$$\text{with } c = \frac{1}{4\pi Rd} K_1 \left(\frac{r_{12}}{Rd} \right).$$

From the equation of angle evolution, we can extract the centroid latitude

$$\dot{\alpha} = -\frac{4K}{r_{12}} \beta \bar{y}$$

which we can derive with respect to time to obtain

$$\ddot{\alpha} - \dot{\alpha} \frac{\dot{\beta}}{\beta} + \frac{4K^2 \beta}{r_{12}} (2\bar{q} - \bar{\beta} r_{12} \cos \alpha) \sin \alpha = 0$$

$$\text{with } \bar{q} = q_1^0 = -q_2^0, \quad \bar{\beta} = \beta S$$

where again beta evolves with time as indicated at the end of the previous section.

We set :

$$E = \frac{8K^2 \beta_0 \bar{q}}{r_{12}}$$

$$F = E \frac{\beta_0 r_{12}}{2\bar{q}}$$

It clearly appears that we have an equation with the small parameter $\theta \ll 1$ so that an expansion of α in this parameter and a multiple time-scale expansion will provide the slow-time evolution of the angle of the vortex dipole, due to the time variation of β :

$$\partial_t = \partial_{t_0} + \theta \partial_{t_1} + \theta^2 \partial_{t_2} \dots$$

$$\alpha = \sqrt{\theta} (\alpha_0 + \theta \alpha_1 + \theta^2 \alpha_2 \dots)$$

We expand the resulting equation in the small parameter and write it at each order. We also expand the sine and cosine functions assuming that the angle remains small.

At zeroth order, we have

$$\partial_{t_0}^2 \alpha_0 + \omega_0^2 \alpha_0 = 0$$

with $\omega_0^2 = E - F$. This is a harmonic oscillator whose solution is given by

$$\alpha_0 = \frac{1}{2} [A_0(t_1, t_2, \dots) e^{i\omega_0 t_0} + cc]$$

The purpose of the following algebra is to determine the evolution equation for A_0 . At first order, we have

$$\partial_{t_0} \alpha_1 + \omega_0^2 \alpha_1 + 2\partial_{t_0}^2 \alpha_0 + \omega \cos \omega t \cdot \partial_{t_0} \alpha_0 + (E - 2F) \sin \omega t \cdot \alpha_0 + \left(E - F \frac{\alpha_0^2}{2} \right) \alpha_0 - \frac{\omega_0^2}{6} \alpha_0^3 = 0$$

which is the equation for a harmonic oscillator forced by the zeroth order terms and by beta effect. It shows that there can be resonant coupling between these latter terms in the vicinity of the subharmonic pulsation $\omega = 2\omega_0 + \theta \Delta\omega$. This leads to the solvability condition for the first order equation ; this condition results from the cancellation of the secular terms varying on the basic frequency.

$$e^{-i\omega_0 t_0} \left[2\partial_{t_0}^2 \alpha_0 + \frac{\omega}{2} (e^{i\omega t_0} + e^{-i\omega t_0}) \partial_{t_0} \alpha_0 + \left(\frac{E - 2F}{2i} \right) (e^{i\omega t_0} - e^{-i\omega t_0}) \alpha_0 + \left(E - F \frac{\alpha_0^2}{2} \right) \alpha_0 - \frac{\omega_0^2}{6} \alpha_0^3 \right] = 0$$

which can also be expressed as:

$$\frac{dA_0}{dt_1} - \frac{1}{4\omega_0} (3\omega_0^2 - F) e^{i\Delta\omega t_1} A_0^* - i \frac{\omega_0^2 + F}{\omega_0} A_0 - \frac{3i}{8\omega_0} \left(\frac{\omega_0^2}{6} - \frac{F}{2} \right) |A_0|^2 A_0 = 0$$

We change variables as follows to eliminate the pulsation offset $B_0 = e^{-i\Delta\omega t_1/2} A_0$ and obtain the equation which describes

IV. CONCLUSIONS

This short paper has presented a preliminary study on the influence of a time-varying wind on a vortex dipole.

Firstly we computed the solution of an adjusting ocean to a time varying wind and we showed that two components of uniform flow were created: a coastal

the slow time evolution of the angle created by the time variation of the pycnocline near the upwelling :

$$\frac{dB_0}{dt_1} - \frac{3\omega_0^2 - F}{4\omega_0} B_0^* + i \left[\frac{\Delta\omega}{2} - \frac{\omega_0^2 + F}{\omega_0} \right] B_0 - \frac{3i}{8\omega_0} \left(\frac{\omega_0^2}{6} - \frac{F}{2} \right) |B_0|^2 B_0 = 0$$

Note that in the case where beta effect is constant, and neglecting F compared to E, we recover the phase $i \frac{A_0^2}{16} t_0$ correction found by [6] with another method.

Due to the preliminary aspect of this work and to the limited format of this article, comparisons of the slow-time equation solutions with numerical integration of the three equations for the vorticity centroid and orientation will be presented in another contribution. In particular, the influence of a larger time-varying component of the beta -effect (i.e. of the wind) – which can lead to chaotic evolutions – should be investigated in more detail.

current with width equal to the deformation radius (modified by the pulsation of the wind) . This in turn leads to an oscillating isopycnal (pycnocline) once the steady wind has ceased. This oscillating isopycnal creates a time-varying beta-effect on the vortex pair. In that

calculation, waves were not included.

Secondly, we derived the evolution equation for the vortex dipole embedded in such a time-varying beta-effect. With a multiple time-scale approach, we obtained this equation, which recovers solutions previously found for steady beta-effect.

In further work, solutions of this equation will be compared to numerical integrations of the complete dynamical equations. An extension of this work to

finite-area vortices will also be achieved to add realism. In that case, complete simulations with variable wind forcing should be performed in semi enclosed domains (or in wide channels) to test the sensitivity of the vortex pair evolution to the flow parameters (relative amplitude of the unsteady wind component, ratio of vortex radius to deformation radius, ratio of wind frequency to intrinsic frequency of the vortex pair).

V. REFERENCES

- [1] Sverdrup H. U. (1938), *J. Mar. Res.*, *1*, 155-163.
- [2] Charney, J. G. (1955), *J. Mar. Res.*, *14*, 477-498.
- [3] Yoshida K. and Mao H. (1957), *J. Mar. Res.*, *16*, 40-53.
- [4] Enriquez A.G. and Friehe C. A. (1995), *J. Phys. Oceanogr.*, *25*, 1651-1671.
- [5] Stockton P.L. and Lutjeharms J.R.E. (1988), *S.A. Geographer*, *15*, 27-35.
- [6] Zabusky N.J. and McWilliams J.C. (1982), *Phys. Fluids*, *25*, 2175-2182.
- [7] Velasco-Fuentes O. U. and van Heijst G.J.F. (1994), *J. Fluid Mech.*, *259*, 79-106.
- [8] Velasco-Fuentes O. U., van Heijst G.J.F. and Cremers B.E. (1995), *J. Fluid Mech.*, *291*, 139-161.

