

## Rapport de synthèse

**Potentiel de l'imagerie radar satellitaire pour la  
détection et la mesure d'instabilités gravitaires dans  
la région grenobloise**

Erwan Pathier, Didier Hantz

Ulrich Kniess, Jérémy Barnavol

*Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique  
Université Joseph Fourier*

Bénédicte Fruneau / Jean-Paul Rudant

*Laboratoire des Geomatériaux et géologie de l'ingénieur  
Université de Marne-la-Vallée*

**Programme de recherche financé par le  
CONSEIL GENERAL DE L'ISERE**





# Sommaire

Sommaire.....	1
Introduction .....	3
Imagerie radar satellitaire : principes et données utilisées pour l'étude.....	6
Les images radar.....	6
Acquisition et formation des images à pleine résolution.....	6
Particularités des images radars.....	8
L'interférométrie radar .....	11
Interférométrie classique .....	12
L'analyse par « Permanent Scatterers » .....	14
Données disponibles sur la zone d'étude.....	15
Potentiel de la comparaison d'images multi-dates pour la détection d'éboulements rocheux dans la région Grenobloise .....	16
Motivations.....	16
Méthodologie.....	18
Etudes de cas .....	20
Echarina et Dent du Loup.....	21
Comboire .....	23
Pic de Bure .....	25
Synthèse des observations .....	27
Potentiel de l'interférométrie radar pour la mesure des déplacements du sol. Site test : ville de Grenoble .....	29
Méthodologie.....	30
Résultats .....	31
Perspectives et recommandations.....	35
Conclusion.....	37
Bibliographie .....	39
Annexe 1 : images radar disponibles.....	41
Annexe 2 : images radar sur le Pic de Bure.....	43
Annexe 3 : Interférogrammes sur Grenoble .....	44
Annexe 3 : base de données.....	48



# Introduction

L'imagerie radar est une technique de télédétection qui utilise le rayonnement électromagnétique avec des longueurs d'onde allant du millimètre à quelques mètres, ce qui la distingue de l'imagerie visible et infrarouge (dite aussi imagerie optique) qui fonctionne à des longueurs d'onde plus petites (typiquement de 0.4  $\mu\text{m}$  à 15 $\mu\text{m}$ ). Ceci implique de grandes différences sur la façon d'acquérir les images, sur leurs caractéristiques, et sur l'information qu'elles contiennent. Ainsi, ces deux grands types de télédétection peuvent être complémentaires selon l'application visée.

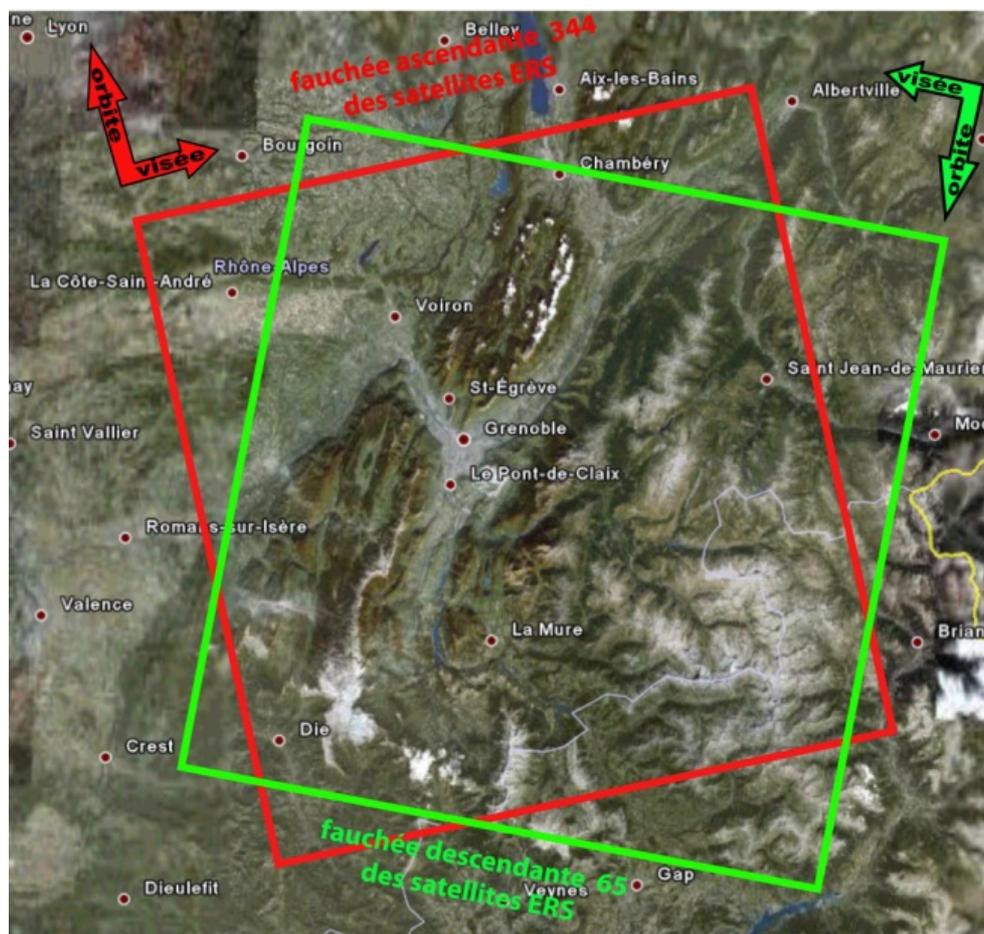
L'étude de phénomènes d'instabilités gravitaires que sont les éboulements rocheux, les glissements de terrain ou les subsidences peut bénéficier de plusieurs atouts des méthodes de télédétection en soutien des investigations de terrain. L'imagerie aéroportée ou satellitaire permet notamment d'avoir une vision à la fois globale et précise d'un site d'étude (pouvant aller jusqu'à des résolutions de quelques centimètres), et avec des angles de vision la plupart du temps non disponibles du sol. Il est ainsi possible de récolter des informations importantes sur des sites qui sont parfois difficilement accessibles du sol ou alors dont la grande superficie rend l'analyse sur le terrain difficile et parcellaire.

L'imagerie optique est ainsi souvent utilisée pour étudier les éboulements rocheux ou les glissements de terrain à partir de photo aériennes ou d'images satellites à haute résolution qui se sont complètement « démocratisées » avec les arrivées du logiciel GoogleEarth ou du site web Geoportail pour la France ([www.geoportail.fr](http://www.geoportail.fr)). En comparaison, l'imagerie radar est beaucoup moins utilisée, ce qui peut s'expliquer par plusieurs raisons : (1) un développement plus tardif de ce domaine de la télédétection notamment dans le civil ; (2) une utilisation plus complexe et une interprétation nettement moins intuitive que pour les images optiques, avec peu de logiciels grand public dédiés ; (3) des données moins nombreuses (par exemple, il n'existe pas de couverture complète d'imagerie radar aérienne de la France) et moins facilement accessibles. Ce constat doit cependant être nuancé dans le cas d'une application particulière de l'imagerie radar : l'interférométrie radar utilisée pour le suivi et la mesure de faibles déplacements du sol de quelques millimètres à quelques centimètres. Pour ce type de mesure qui dépasse les capacités courantes des techniques Lidar aéroportées, les données actuelles de l'imagerie aérospatiale optique ne peuvent être employées. Toutefois, même dans ce cas, l'utilisation de l'imagerie radar est restreinte à des utilisateurs expérimentés, ainsi, à notre connaissance aucun travail sur la région grenobloise, mise à part pour l'étude de glaciers ou de la neige, n'a été publié à ce jour avec ce type de méthode.

Or, contrairement à d'autres régions du monde, la région grenobloise bénéficie d'une assez bonne archive d'images radar satellitaires remontant à 1992. Il semble donc pertinent de tester le potentiel de l'imagerie radar dans la région pour l'étude deux grands types de phénomènes naturels qui y sont présent : pour la détection d'évènements brutaux et assez localisés que sont les éboulements rocheux, et pour le suivi temporel de faibles déplacements du sol sur des zones plus étendues, liés à de la subsidence ou des mouvements de terrain.

Ainsi, le travail effectué au cours de ce projet a eu pour but d'exploiter des images radar, acquises sur la région par les satellites ERS1, ERS2 et ENVISAT (voir fig. 1), pour des études de cas concernant ces deux types de phénomènes, afin d'évaluer les avantages et les faiblesses de cette approche par rapport aux autres techniques disponibles. L'un des avantages reconnus

de l'imagerie radar par rapport à l'imagerie optique, réside dans le fait qu'elle peut obtenir de l'information sur la surface du sol même en présence de nuages car les longueurs d'onde utilisées peuvent les traverser. Ainsi il est possible d'obtenir avec un même capteur un nombre d'images exploitables (jusqu'à 10 images par an pour ERS2 ou ENVISAT) plus grand qu'en optique, où beaucoup d'images ne sont pas utilisables à cause de la couverture nuageuse. En revanche, les résolutions spatiale et spectrale sont, à ce jour, bien meilleures pour l'imagerie aérospatiale optique. Intrinsèquement, l'accès à une grande résolution temporelle peut laisser entrevoir la possibilité d'un suivi régulier d'une région donnée dans lequel, par exemple, on pourrait chercher à détecter automatiquement des changements qui pourraient être liés à des éboulements. On se posera donc la question de savoir si, pour l'imagerie radar, le gain en résolution temporelle permet de compenser sa perte en résolution spatiale pour finalement apporter des informations nouvelles à celles déjà fournies par l'imagerie optique.



**Figure 1 – Emprises des images radar ERS et ENVISAT disponibles sur la zone d'étude.** En rouge les images en orbites montantes et en vert les images en orbites descendante. Les images font environ 100km par 100km. Les flèches indiquent le sens de déplacement du satellite sur son orbite et la direction de visée de l'antenne radar (sur la droite du satellite).

Ce type de question doit être envisagé non seulement pour les données utilisées dans cette étude (ERS et ENVISAT), mais aussi en tenant compte de l'évolution actuelle et à venir des capteurs radars. Ainsi, de nouveaux satellites radar avec des longueurs d'onde différentes et

une résolution spatiale pouvant atteindre le mètre pour certains (contre typiquement 4m par 20m pour ERS ou ENVISAT) on été lancés récemment (TERRA-SAR X, CosmoSkyMed, ALOS). De même pour prolonger la mission ENVISAT, une nouvelle mission SENTINEL-1 devrait être lancée fin 2011, et comprendra à terme deux satellites identiques avec un temps de retour tout les 6 jours contre 35 jours actuellement pour ENVISAT.

Dans la première partie de ce rapport, une brève présentation des principes de l'imagerie radar et de la technique d'interférométrie radar (InSAR) est faite ainsi qu'une description du jeu de données utilisé dans les études de cas. Dans une deuxième partie, l'intérêt de l'imagerie radar pour la détection des éboulements rocheux est évalué à partir de plusieurs études de cas : éboulements de Comboire (1995), de la Dent du Loup et d'Echarina (2001, et 2000) et du Pic de Bure (1995). Puis dans la dernière partie, le potentiel de la technique InSAR pour la mesure de déplacements du sol est abordé. Pour des raisons d'efficacité et de temps (les données ne nous ont été disponibles qu'en décembre 2008) nous nous sommes concentrés uniquement sur une étude de cas : la subsidence d'une partie de l'agglomération grenobloise. Ce site présentait plusieurs avantages permettant de commencer notre recherche sur zone favorable pour y mettre en œuvre la méthodologie que nous avons retenue. Le travail effectué, dont un des prolongements est un travail initié sur les glissements de terrain dans le Trièves, s'inscrit dans une recherche à plus long terme qui est présenté dans les perspectives.

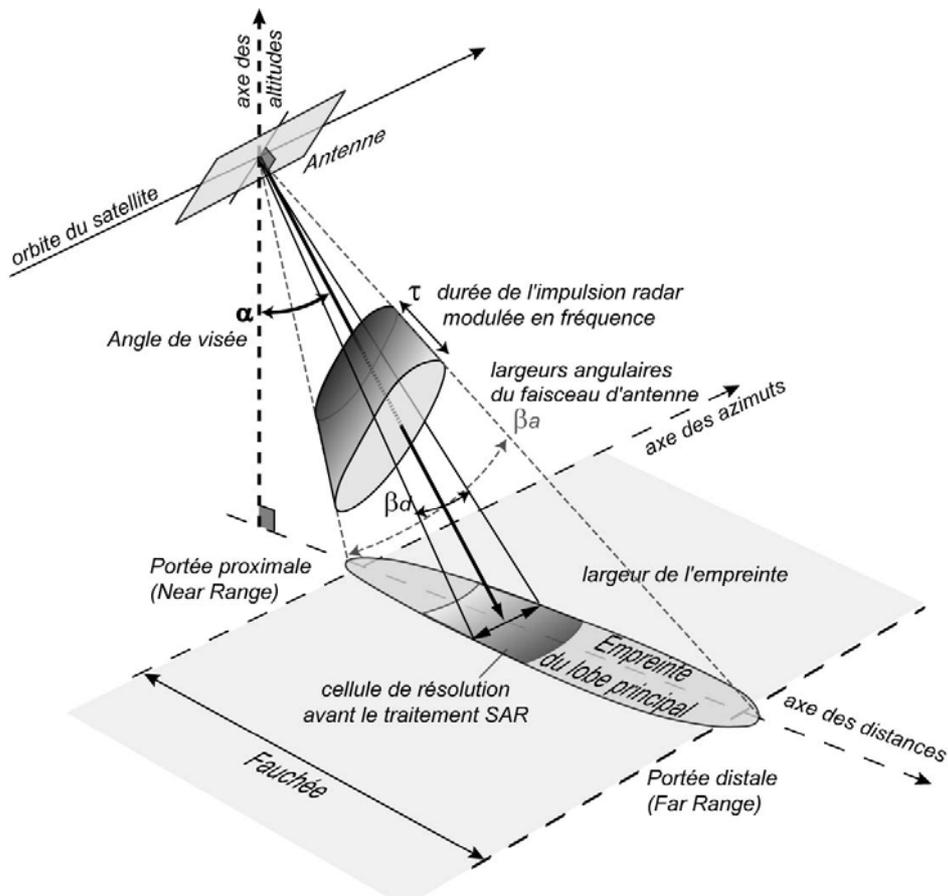
# Imagerie radar satellitaire : principes et données utilisées pour l'étude

L'imagerie radar est un outil de télédétection actif (c'est-à-dire que le radar est à la fois émetteur et récepteur du signal) utilisant des ondes électromagnétiques dans des gammes de longueur d'onde allant du millimètre à quelques mètres. Les trois mesures fondamentales du radar imageur sont celles du temps d'aller retour de l'onde entre le radar et le sol, de l'intensité de l'onde reçue et du déphasage (par la suite appelée phase) entre la référence de l'onde émise et l'onde reçue. Il est possible, à partir de ces mesures faites par un radar embarqué sur un satellite, volant à 700 km d'altitude d'obtenir des images du sol avec une résolution typique de 4m par 20m (le pixel n'est pas carré), voir mieux pour les satellites les plus récents. Ces images dites « SAR » (pour « Synthetic Aperture Radar) sont le résultat d'un traitement complexe des données brutes, et contiennent en chacun des pixels, deux types d'informations : l'amplitude du signal rétrodiffusé par le sol vers le radar, et sa phase. Ces deux paramètres sont liés à la nature du sol observé mais aussi à la distance entre le sol et le satellite. Dans cette partie, la formation et les particularités des images SAR acquises par satellite sont brièvement présentées ainsi que les principes de l'interférométrie radar. Pour finir, nous détaillerons les données disponibles sur la zone d'étude.

## Les images radar

### Acquisition et formation des images à pleine résolution

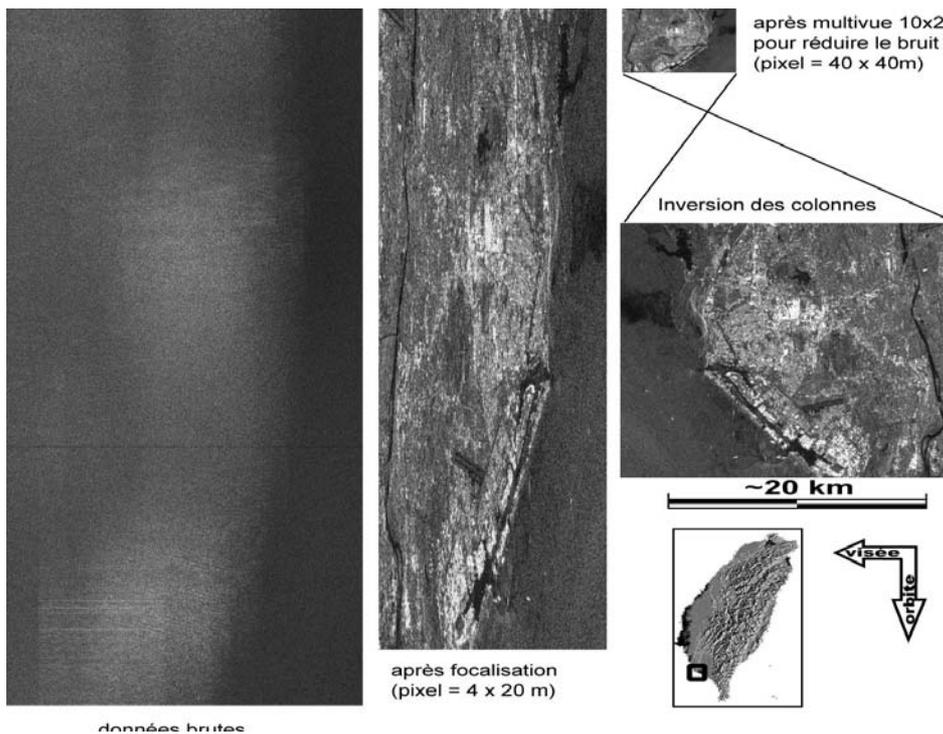
Il existe plusieurs façons d'acquérir des images radar. Ici, nous n'évoquerons que celle utilisée pour les images ERS et ENVISAT, dite en mode « Stripmap », qui seront utilisées dans cette étude (fig. 2). Un radar à synthèse d'ouverture permet de créer des images de la surface terrestre en émettant, au moyen d'une antenne, des impulsions de micro-ondes perpendiculairement à la trajectoire du satellite (axe des distances). Après réflexion sur le terrain, l'écho d'une impulsion est recueilli par la même antenne, permettant d'engendrer une ligne de l'image, dans laquelle les différents réflecteurs sont localisés en fonction de leur éloignement (temps de propagation aller-retour). La répétition des impulsions le long de la trajectoire assure la deuxième dimension (pour plus de détails voir Leberl [1990] et Curlander et McDonough [1991]).



**Figure 2– Acquisition des images SAR en mode Stripmap.** Le radar émet régulièrement, latéralement par rapport au sens de déplacement du satellite, des impulsions modulées en fréquence de durée de  $30\mu\text{s}$  en direction du sol. Les dimensions et la forme du faisceau principal émis dépendent de la taille de l'antenne. La surface du sol éclairée à chaque impulsion est allongée suivant l'axe des distances. La succession des impulsions permet d'obtenir des informations sur une bande continue de sol parallèle à la direction d'azimut et dont la largeur (ou fauchée) est limitée par les portées proximale et distale du satellite. (D'après Pathier [2003]).

La résolution spatiale naturelle d'un radar est assez mauvaise. Ainsi pour ERS, avant le traitement SAR, la résolution suivant l'axe des azimuts est d'environ 4,8 km et suivant l'axe des distance d'environ 14 km pour une fauchée d'environ 100 km. En conséquence, chaque fois que le radar mesure l'amplitude et la phase du signal, celui-ci correspond à la réponse d'une surface de plusieurs kilomètres carrés.

L'étape de traitement de focalisation, appelé aussi synthèse d'ouverture (qui ne sera pas détaillé ici voir Leberl [1990]), va permettre une amélioration spectaculaire de la résolution spatiale (voir fig. 3). Ainsi pour les images SAR focalisées à pleine résolution d'ERS et d'ENVISAT la taille de pixel sur un terrain plat est de 4m par 20m.

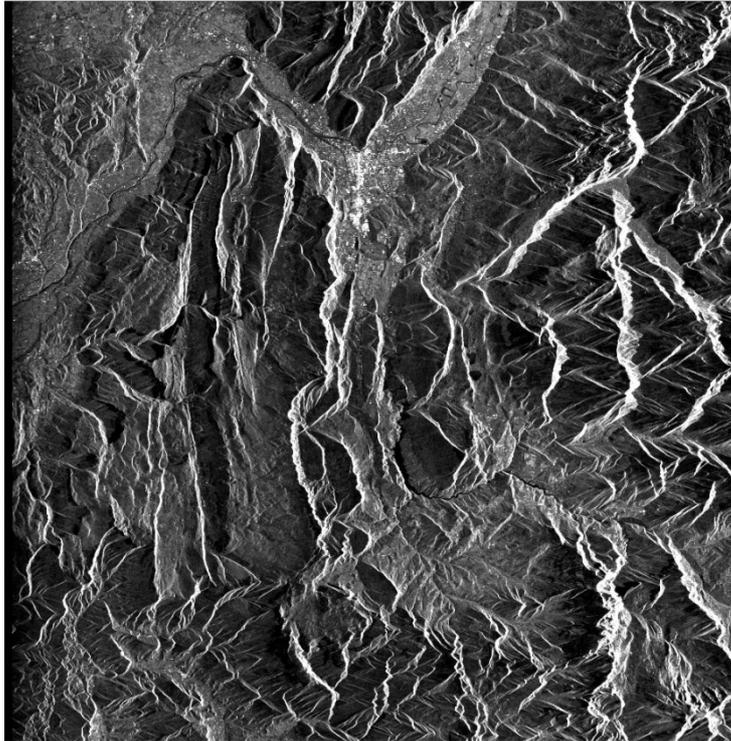


**Figure 3 : Focalisation des données brutes par le traitement SAR.** Exemple de Données SAR sur la ville portuaire de Kaohsiung à Taiwan. A partir des données brutes qui ont une résolution kilométrique, la synthèse radar, ou focalisation, permet d'obtenir une précision métrique. Afin de réduire le bruit de l'image focalisée et se ramener à des pixels de même taille en ligne et en colonne, un moyennage est fréquemment utilisé. Puisque la visée du radar est vers l'Ouest, les premières données acquises (colonne de gauche des données brutes) correspondent à la partie Est de la surface imagée. Une inversion de l'ordre des colonnes permet d'obtenir une image plus "naturelle". Les points blancs en mer correspondent à de gros cargos en provenance ou à destination du port (d'après Pathier [2003]).

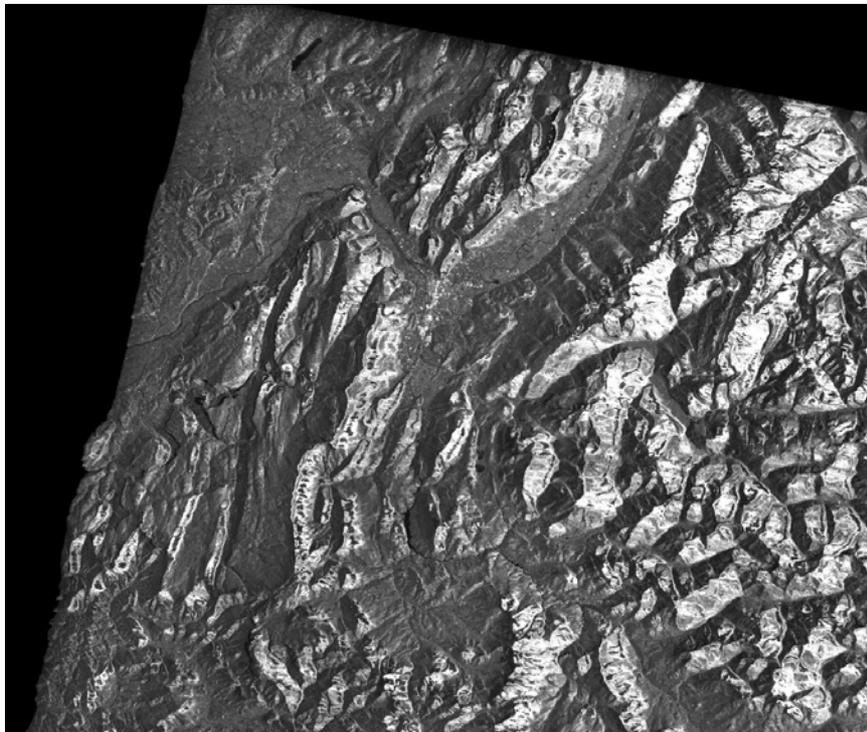
L'image SAR obtenue est une image comportant en chaque pixel une valeur d'amplitude et de phase. L'amplitude est liée à la quantité d'énergie rétrodiffusée par le sol ; la phase correspond à une superposition de plusieurs contributions : une liée à la distance géométrique entre le satellite et le sol lors de l'acquisition ; une autre résultant de la propagation de l'onde dans l'atmosphère, et une correspondant à la contribution des multiples réflecteurs contenus dans le pixel (appelée phase propre du pixel). Pour l'étude sur les éboulements rocheux seule l'information d'amplitude sera utilisée, par contre en interférométrie radar les deux informations sont utilisées.

## Particularités des images radars

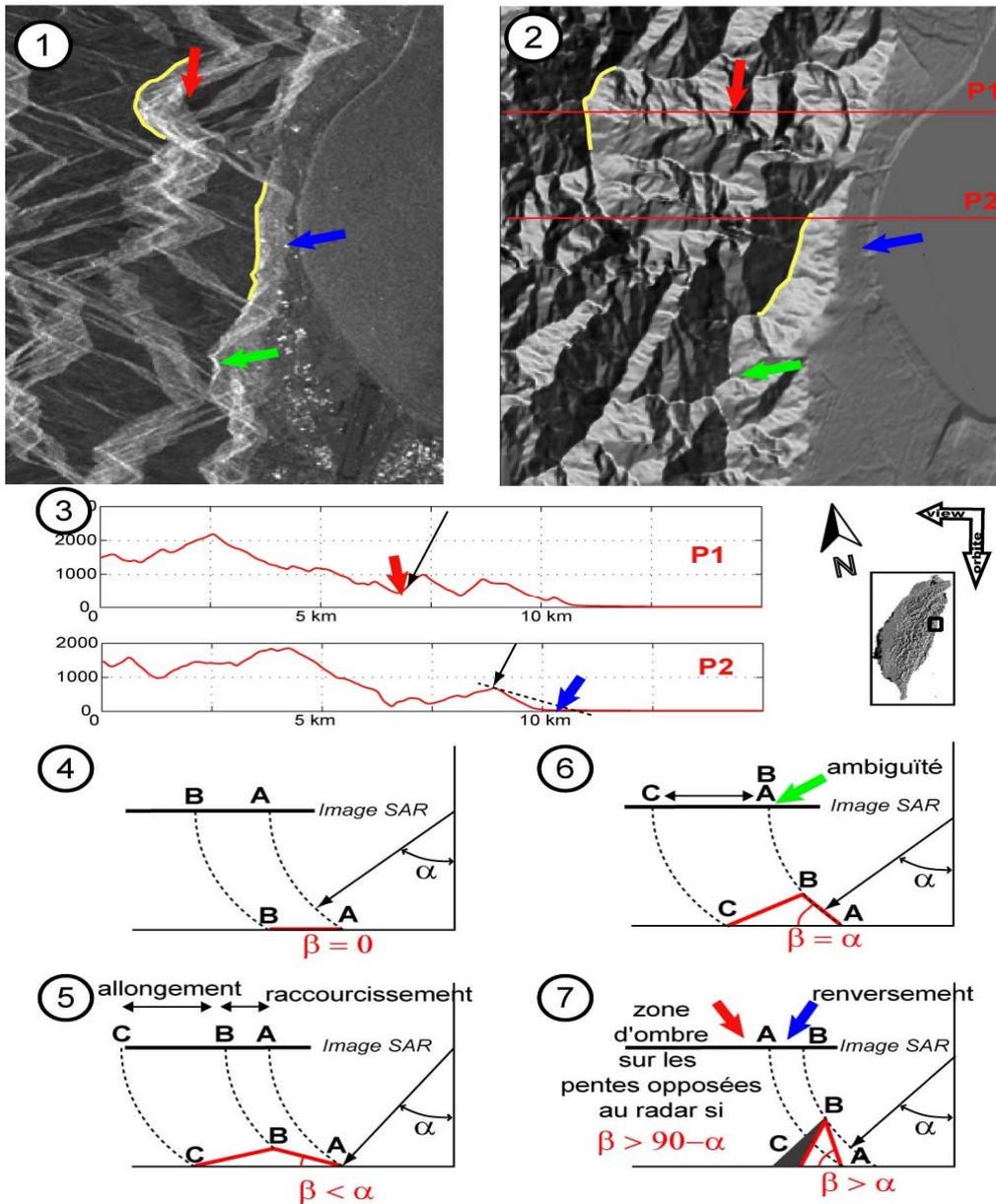
Une image radar a une géométrie très particulière et n'est pas directement superposable à une carte, à titre d'illustration la figure 5 montre une image radar rendu superposable à une carte alors que l'image de la figure 4 est en géométrie radar. Le passage en carte pose de nombreux problèmes d'interpolation notamment sur les flancs éclairés par le radar comme le montre la figure 5 où apparaissent des artefacts liés à l'interpolation. C'est pourquoi il est souvent préférable de faire les analyses en géométrie radar et de ne passer qu'au dernier moment les résultats de l'analyse en géométrie carte.



**Figure 4 :** Image d'amplitude (radiométrie) en géométrie radar centrée sur l'Y Grenoblois et le Trièves. Le radar éclaire la zone par l'Est avec un angle d'incidence d'environ 23°. Notez la forte sensibilité de la radiométrie à la topographie et plus particulièrement à l'orientation de la pente par rapport à la visée du radar.



**Figure 5 :** Image d'amplitude géoréférencée sur un MNT d'une zone semblable à la figure 4. Notez la largeur des flancs éclairés qui apparaissent clairs par rapport à la figure 1.



**Figure 6 : distorsions géométriques d'une image SAR.** Image SAR (1) et MNT (2) de la région au Nord de la ville de Hualien à l'Est de Taiwan ; De droite à gauche on peut voir la mer, une plaine côtière avec des constructions montrant des points brillant dans l'image SAR, puis une chaîne de montagne. Les lignes jaunes en 1 et 2 représentent des lignes de crête homologues entre les deux images ; 3 – Profils topographiques repérés sur le MNT par les lignes rouges ; 4 à 7 – les différents cas de distorsion en fonction de la pente éclairée par l'onde radar ayant une incidence  $\alpha$ . Si  $\beta < \alpha$ , il y a un raccourcissement du flanc orienté vers le radar et un allongement du flanc opposé. Si  $\beta = \alpha$ , alors il y a une superposition des réponses de tous les points de la pente qui se concentrent en quelques pixels très lumineux (flèche verte). Il y a une situation de recouvrement (ou renversement) lorsque  $\beta > \alpha$  : la flèche bleue indique une situation où les points du flanc se superposent à ceux de la plaine côtière où se situent des habitations (taches claires). Sur les flancs ouest opposés à la visée, une zone d'ombre peut survenir si  $\beta > (90 - \alpha)$ , se traduisant par une zone noire sur l'image SAR (la flèche rouge indique une situation proche du phénomène d'ombre radar).

Par rapport aux images optiques ; les images radar montrent des distorsions particulières liées au fait que les pixels d'une ligne d'image radar sont classés par ordre de temps d'aller retour du trajet radar-sol-radar.

Ainsi des phénomènes d'ombre, de raccourcissement ou de renversement peuvent survenir (voir fig. 6), rendant l'interprétation visuelle de l'image parfois délicate. Toutefois la correspondance entre l'image radar et un modèle numérique de terrain est modélisable. Dans certains cas, fréquent sur les pentes raides ou les falaises, un même pixel peut correspondre à la réponse de zones non contiguës de la surface (fig. 6 cas 7), on parle de renversement ou de recouvrement ("lay-over" en anglais).

Une autre conséquence importante est que la taille d'un pixel d'une image SAR est très dépendante de la pente local du sol qui lui correspond. La résolution maximum est de 4m par 8m pour ERS et ENVISAT mais elle peut fortement se dégrader dans les cas de raccourcissement ou de recouvrement ce qui est souvent le cas pour des zones de falaises.

## L'interférométrie radar

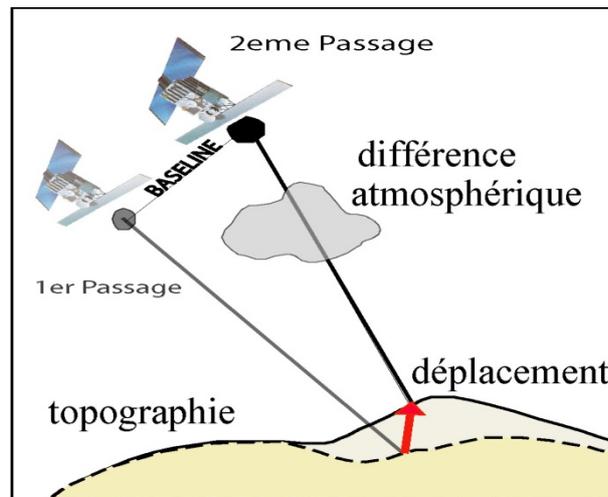
L'interférométrie radar différentielle (InSAR) est une méthode d'imagerie satellitaire qui permet de produire des cartes de déplacements finis du sol ayant eu lieu entre deux dates d'acquisition d'images par des radars embarqués à 800km d'altitude. Ainsi, sur de grandes surfaces (la couverture au sol d'une image standard du satellite ERS fait environ 100km par 100km) et avec une forte densité spatiale pouvant atteindre plusieurs milliers de points de mesure par km<sup>2</sup>, il est possible de mesurer un déplacement relatif entre deux de ces points avec une précision centimétrique voire millimétrique avec certaines techniques dérivées dont la plus connue est appelée interférométrie sur réflecteurs permanents (PSI) ou « Permanent Scatterers ».

Ces caractéristiques font de l'InSAR un outil géodésique très complémentaire du GPS. En effet, si sa précision se rapproche, sans toutefois l'égaliser, de celle atteinte par les réseaux GPS permanents, la mesure InSAR possède en comparaison quelques désavantages : un moins bon échantillonnage temporel (typiquement de l'ordre du mois comparé à la seconde pour le GPS) ; une précision sur le déplacement relatif entre deux points qui se dégrade plus rapidement lorsque la distance augmente entre les points ou si le gradient de déplacement est trop fort (supérieur à plusieurs dizaines de centimètres en moins d'une centaine de mètre pour fixer un ordre de grandeur dans le cas du satellite ERS) ; un accès à une seule composante du vecteur déplacement (suivant la ligne de visée du satellite) contre les trois pour le GPS (Nord-Sud, Est-Ouest et verticale) ; la mesure ne peut être faite qu'aux endroits où l'état de surface n'a pas été trop modifié entre les dates d'acquisitions (si par exemple un champ a été labouré entretemps la mesure n'est plus fiable). En pratique, cette dernière limitation est, dans beaucoup de cas, compensée par la large couverture et la forte densité spatiale des images qui permet, en général, de trouver des zones remplissant ces conditions à l'exception notable des zones à fort couvert végétal. Le nombre de points de mesure de l'InSAR et le fait que la méthode ne nécessite pas d'instrumentation au sol sont des avantages décisifs par rapport au GPS. Pour finir sur cette complémentarité, on peut mentionner que la composante verticale du déplacement qui est la moins bien contrainte en GPS, est justement celle à laquelle l'InSAR est la plupart du temps la plus sensible, car la ligne de visée du satellite est justement souvent assez verticale (par exemple, l'angle d'incidence moyen pour ERS est de 23°). Pour plus de détails sur la technique et sur ses différentes applications voir par exemple Massonnet et al. (1998) et Hanssen et al. (2001).

Plusieurs satellites civils sont en activités (ERS2, ENVISAT, Radarsat 1 et 2, ALOS, TerraSARX, CosmoSkymed...), mais les images ne sont pas toujours compatibles entre elles pour l'InSAR (longueur d'onde différente etc.). Les images acquises sont conservées et archivées depuis 1992 pour les satellites ERS1 et 2 par exemple.

## Interférométrie classique

Pour former une carte de déplacement InSAR, plusieurs types de données sont nécessaires : des images radars, un modèle numérique de terrain, et les positions orbitales précises du satellite. Les images provenant d'un radar à synthèse d'ouverture (SAR pour Synthetic Aperture Radar en anglais) sont acquises sur une même zone à différentes dates, et sont combinées par deux (fig. 7).



**Figure 7 :** Acquisition d'un couple d'images pour former un interférogramme qui sera dépendant de la ligne de base (ou baseline) entre les deux satellites, des états atmosphériques aux deux dates d'acquisition, à la topographie, aux changements de l'état de surface du sol et finalement aux déplacements de la surface du sol.

Nous avons vu précédemment que la phase d'un pixel d'une image SAR correspond à la somme de plusieurs contributions : une phase liée à la distance géométrique entre le satellite et le sol lors de l'acquisition ; une phase résultant de la propagation de l'onde dans l'atmosphère, et une phase correspondant à la contribution des multiples réflecteurs contenus dans le pixel (phase propre du pixel). Seule l'information de la longueur de chemin parcouru par l'onde est utile pour la détection de mouvement du sol entre deux acquisitions radar. Pour extraire cette contribution il faut s'affranchir en particulier de la réponse propre du sol. Ceci s'effectue par différence de phase, pixel à pixel, de deux images radar acquises dans des conditions de prise de vue similaires : la contribution de la phase propre de chaque pixel, si elle ne change pas d'une date l'autre, peut alors être éliminée. Ceci repose sur l'hypothèse que cette phase propre soit stable entre les deux prises de vue successives du satellite, ce qui n'est pas toujours vérifié si la nature du sol a changé ou si les conditions de prise de vue sont trop différentes (baseline trop grande, angles de visée trop différents).

L'image obtenue après différence de phase pixel à pixel de deux images radar est appelée interférogramme : cette image peut montrer des franges d'interférence car la phase n'étant connue qu'à  $2 \cdot k \cdot \pi$  près (avec  $k$  entier). Dans cet interférogramme se trouve à la fois une information sur la topographie du terrain, et sur le déplacement qui a eu lieu entre les deux

prises de vue. La contribution de topographie à la phase se mélangeant à celle du lié déplacements, il est nécessaire de l'éliminer, à l'aide d'une connaissance a priori de la topographique que peut fournir un Modèle Numérique de Terrain et de la connaissance précise des trajectoires des orbites du satellite. C'est le principe de l'interférométrie différentielle.

Un interférogramme différentiel consiste alors en une mesure des déplacements du sol suivant la ligne de visée radar-sol. Comme la phase n'est connue que modulo  $2\pi$  la mesure possède une ambiguïté qui peut être levée sous certaines conditions par des méthodes de déroulement. Chaque cycle de phase correspond à une demi longueur d'onde de déplacement selon la ligne de visée, soit 2,8 cm pour les images acquises avec les satellites ERS-1 et 2, et Envisat.

La technique de l'interférométrie différentielle présente plusieurs limitations :

- Cohérence temporelle :

Une première limitation de l'interférométrie différentielle est la perte de cohérence temporelle, liée aux modifications de l'état de surface entre les 2 images, qui doit rester faible pour obtenir des interférogrammes exploitables, et donc une mesure fiable (par exemple le labourage d'un champ rend l'information inutilisable). Ce phénomène peut être très rapide dans les zones à fort couvert végétal mais, en général, reste plus lent en zone urbaine : la cohérence y est préservée sur de longues durées, permettant ainsi l'utilisation de couples d'images séparées d'une durée importante et donc de surveiller des mouvements lents. D'une manière générale ceci implique donc que les interférogrammes formés à partir de deux images radars acquises à des dates très éloignées contiendront moins d'information utilisable que ceux formés à partir de deux dates proches. Cela se traduit par la présence de zones de moins en moins nettes et de plus en plus bruitées sur les interférogramme au fur et à mesure que l'intervalle de temps augmente. Ce phénomène peut aussi être modulé par des changements liés aux saisons comme par exemple dans le cas d'une zone enneigée où la neige change d'état entre deux dates entraînant une perte d'information dans l'interférogramme correspondant mais qui n'est pas irréversible : une fois la neige disparue la zone pourra contenir de nouveau une information fiable.

- Cohérence géométrique :

Le phénomène de décorrélation peut également provenir de la géométrie d'acquisition même des images, lorsque les orbites sont trop éloignées l'une de l'autre : le sol sera vu sous une différence d'angle trop importante, et sa réponse sera différente. Cette condition entraîne une restriction sur les couples utilisables : l'écart de position du satellite lors des deux prises de vue doit être faible, en théorie inférieur à 1 km, dans le cas du capteur ERS.

- Artefacts atmosphériques :

Les artefacts atmosphériques, introduits par les variations de l'atmosphère (variations de l'indice de réfraction du milieu de propagation de l'onde radar) entre les 2 acquisitions

d'images radar, viennent également perturber la mesure des déplacements, et constituent la principale limitation de l'InSAR en milieu urbain (Goldstein, 1995; Zebker et al, 1997; Hanssen et al, 1999). Ces effets atmosphériques peuvent être ainsi faussement interprétés comme du déplacement dans le cas de l'interférométrie différentielle (l'ordre de grandeur des erreurs atmosphériques pouvant atteindre l'équivalent de plusieurs centimètres de déplacement à mesurer).

## L'analyse par « Permanent Scatterers »

De nombreuses approches ont commencé à être développées à partir de la fin des années 90 pour essayer de s'affranchir de limitations de l'interférométrie classique (perte de cohérence temporelle et géométrique, artefacts atmosphériques) et exploiter au mieux les bases de données de plus en plus grandes fournies par les satellites portant des capteurs SAR (Usai et al. (1999) ; Ferretti et al. (2000,2001), Berardino et al. (2002), Schmidt et Bürgmann (2003)). Ces approches, utilisant plusieurs acquisitions sur une même scène, permettent d'améliorer la précision des mesures et la capacité de suivre en temps l'évolution des déformations. Grâce à la redondance d'information, apportée par le fait d'utiliser plusieurs interférogrammes, il est possible de diminuer le bruit sur les mesures et de séparer le terme de phase lié à la déformation du reste du signal interférométrique.

Dans notre étude nous avons retenue l'approche proposée par Ferretti et al. (2000, 2001) et connue sous le nom de "Permanent Scatterers Technique" (PS) et qui a été employé pour l'analyse de la subsidence de Grenoble. Cette technique sélectionne des points particuliers, les réflecteurs permanents, appelés Permanent Scatterers dont la réponse radar est suffisamment forte et stable sur tout le jeu de données. Cela assure la sélection de points dont la phase reste stable dans le temps, donc non affectés par la décorrélation temporelle et géométrique, et permet également la sélection de points isolés. L'utilisation de toutes les images disponibles sur la zone étudiée est donc possible. Si ce réseau de PS est suffisamment dense, les contributions de topographie, de déformation et d'atmosphère peuvent être alors séparées et estimées, en exploitant leur différence de comportement spatio-temporel.

Les mesures de déplacements sont ainsi obtenues sur la base de points, dont on peut suivre l'évolution dans le temps, avec un échantillonnage temporel correspondant aux dates d'acquisition des images. Par ailleurs, la composante atmosphérique étant mieux estimée, la précision de la mesure s'en trouve ainsi nettement améliorée par rapport à l'interférométrie radar différentielle classique.

Le domaine urbain, offrant de nombreux « points d'accroche », est très favorable à cette technique et permet d'obtenir un réseau dense de points PS. En sortie d'une telle chaîne de traitement, une carte de vitesse moyenne des déplacements est produite, mais de plus pour chaque point identifié comme étant un PS est fourni un suivi de l'évolution de son déplacement au cours du temps, avec un mesure pour chaque date d'acquisition disponible, ainsi qu'une estimation de l'erreur sur les déplacements.

Les méthodes PSI ont l'intérêt de fournir pour chaque point PS une évolution temporelle de déplacement par rapport à une date de référence et un point de référence alors que la simple analyse des interférogrammes produit par InSAR ne permet que des comparaisons de quelques couples de dates (ceux dont la ligne de base est petite et l'intervalle de temps suffisamment court pour éviter les décorrélation spatiales et temporelle). D'autre part la méthode PSI permet une estimation des erreurs liées aux artefacts atmosphériques et aux erreurs de MNT.

## Données disponibles sur la zone d'étude

Pour réaliser cette étude, notre choix s'est porté sur des images acquises depuis les satellites ERS-1 et ERS-2 et ENVISAT de l'Agence Spatiale Européenne (lancés respectivement en 1992, 1995 et 2001). Ce choix se justifie par le fait que ces satellites, qui à leur bord ont un radar imageur permettant d'acquérir les images dans un mode comparable, ont établi la plus longue série temporelle d'images radar satellitaires accessible aux civils, remontant jusqu'à 1992. Volant à une altitude d'environ 700km, ces instruments radar peuvent capturer des images couvrant des zones de 100km par 100km et ceci avec une résolution spatiale de 4m par 20m. La longueur d'onde est de 5.6 cm. La répétitivité temporelle optimale de chaque satellite est de 35 jours. L'archive sur la région grenobloise étant assez complète mise à part pour 1994 où le radar a fonctionné dans un mode différent.

Les images commandées à ce jour auprès de l'ESA pour la zone de Grenoble se répartissent en :

- 138 images d'archives au format brut, acquises par ERS-1 et ERS2 en mode descendant (1992-2008) .
- 28 images d'archives au format brut, acquises par le satellite ENVISAT dont 28 en mode descendant (2002-2008).

Les caractéristiques principales du jeu de données (distribution temporelle, baseline, variation du vecteur visée) sont données en Annexe 1.

Contrairement au plan de travail initial, ces images satellites de la région grenobloise ne nous ont été disponibles qu'en décembre 2008. Ainsi, à ce jour, nous n'avons pas pu encore exploiter complètement ces images pour tous les sites d'étude initialement prévus. De même les images en orbite ascendante non pas encore été exploitées et feront l'objet d'un prolongement à cette étude.

# Potentiel de la comparaison d'images multi-dates pour la détection d'éboulements rocheux dans la région grenobloise

## Motivations

Les chutes de blocs ou éboulements en masse affectent fréquemment la région grenobloise (e.g. Frayssines et al. 2006, et tableau 1). Ces événements peuvent être responsables d'importants dégâts humains ou matériels (comme par exemple le 31 janvier 2004 où deux personnes furent tuées sur la RD22 en Vercors suite à un éboulement de 2000 m<sup>3</sup> de roche). La compréhension des ces phénomènes ainsi que l'évaluation des risques associés nécessitent une bonne connaissance des événements passés, de volumes connus. Il y a donc un besoin d'un inventaire le plus complet possible de ces événements comme cela est fait pour les séismes. Cependant, actuellement, le catalogue disponible est incomplet et biaisé par le fait que ce sont surtout les événements ayant causé des dommages qui sont répertoriés. Une analyse plus systématique et moins biaisée des éboulements serait donc souhaitable.

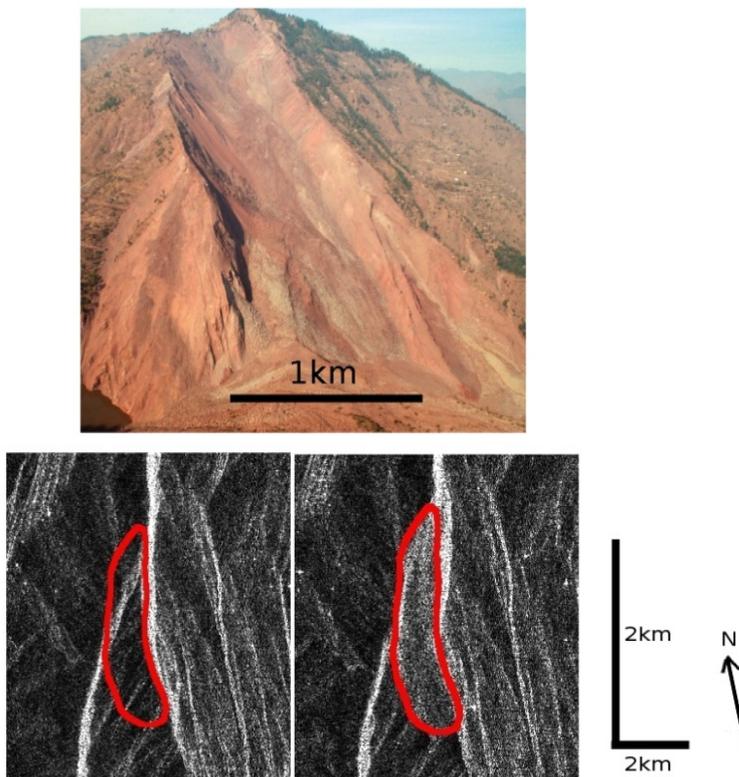
Des approches à ce problème par télédétection ont déjà été effectuées par l'analyse de photographies aériennes [Gilard, 2005]. Le principe est de comparer des images à différentes dates pour y identifier des traces d'éboulement. En s'aidant des estimations ainsi faites des aires d'éboulement, on peut essayer de remonter au volume de roche engagé. Cependant, bien que fournissant une résolution meilleure que le mètre, la photographie aérienne se heurte au faible nombre de campagnes disponibles (moins d'une dizaine depuis les années cinquante). Ainsi, beaucoup d'éboulements ont le temps d'être recouverts par la végétation entre deux dates d'acquisition, rendant leur détection plus difficile. Dans cette étude nous essaierons d'évaluer si la plus grande répétitivité temporelle des images radar d'ERS disponibles depuis 1992 (environ tous les 35 jours), permet d'améliorer l'analyse par photo aérienne.

On sait que pour de très grands éboulements rocheux affectant plusieurs centaines de milliers de m<sup>3</sup>, il est possible de détecter par imagerie radar les changements de surface lié aux dépôts des éboulis (voir par exemple la figure 8). Par contre, très peu d'études existent concernant les éboulements de taille plus petite comme ceux que l'on trouve dans la région grenobloise. La question se pose donc de savoir s'ils sont détectables sur les images radars dont nous disposons sur la région. On peut aussi se demander dans quelles conditions ils seront visibles. En effet il y a plusieurs difficultés inhérentes à l'imagerie radar liées aux problèmes d'ombre, à la taille variable des pixels de l'image radar (environ 4m par 20m en terrain plat mais qui peut être beaucoup plus grande en fonction de l'angle formé entre la ligne de visée du satellite et la pente locale du sol) et parfois à la superposition dans un même pixel de la réponse de plusieurs zones de sol qui ne sont pas en continuité (phénomène de recouvrement).

Table 1  
Chronological, geological and geometric data on rock falls

No	Name	Date	Stage	Bedding		Maximal length (m)	Maximal width (m)	Area (m <sup>2</sup> )	Maximal thickness (m)	Mean thickness (m)	Volume (m <sup>3</sup> )
				/Cliff	Dip (°)						
1	Combe Noire	30/01/1971	Urgonian	I	18	92	60	4000	10	7.5	30,000
2	La Palette	20/04/1992	Urgonian	T	10-30	60	40	2400	12	12	20,000
3	Chalais	22/03/1996	Valanginian	I	28	65	50	2000	5	2.5	5000
4	Comboire	06/02/1995	Tithonian	I	50	45	35	1120	7	4	4230
5	Dent du Loup	0h30 04/01/2001	Urgonian	I	30	60	15	550	12	6	3500
6	GRands Goulets	14h31 21/02/2003	Urgonian	I	13	35	30	910	8	4	3500
7	Ranc	18h00 30/01/2004	Urgonian	T	15-20	20	40	550	4	4.5	2000
8	Echarina 1	~2000	Urgonian	I	10	40	30	1015	2	1.5	1500
9	Grand Rochefort	13/12/1990	Tithonian	C	80	30	30	500	2	2	900
10	Le Lignet	24/07/2001	Urgonian	C	46	30	15	340	6.5	4	660
11	La Charmate	20-21/04/2001	Urgonian	I	10	10	30	300	3	2	600
12	Eglise St Michel	31/03/1997	Tithonian	I	50	25	12	300	5	2	500
13	Cuchet	~2000	Valanginian	T	20	32	5.5	165	1.5	1.5	250
14	Furon	1999	Senonian	H	<10	30	12	360	2	0.7	250
15	Pas de la Balme	~2000	Urgonian	T	15	31.5	10	252	1.5	0.9	230
16	Echarina 2	09/2000-05/2002	Urgonian	I	10	10	7.5	75	6	2.5	150
17	Vierge du Vercors	11/2002	Urgonian	H	<10	25	12	235	0.8	0.5	117
18	Pas Guiguet	09/2000-10/2003	Tithonian	H	<10	11	10	110	2	1	110
19	Le Petit Chatelard	02/12/1192	Urgonian	C	45	9	15	135	1	0.7	100
20	Regard	?	Urgonian	?	?	7	7	50	2	2	100
21	Les Olivets	~2000	Urgonian	H	<10	5	21	70	2	2	90
22	Laffrey	02/01/2004	Lias	I	50	10	5	30	3	2	60
23	Chalimont	07/1998	Urgonian	H	<10	17	10	121	0.6	0.4	48
24	Goule Blanche	~2000	Urgonian	H	<10	7	4	28	2	1	30
25	Pas du Fouillet	~2000	Urgonian	H	<10	10	4	40	0.8	0.6	24

**Tableau 1** : recensement d'éboulements rocheux, avec leurs caractéristiques, ayant eu lieu dans les Massifs du Vercors, de la Chartreuse et de Belledonne (d'après Frayssines et Hantz [2006]).



**Figure 8** : En haut, photo d'un énorme mouvement de terrain ayant eu lieu en octobre 2005 au Pakistan (Cachemire) et impliquant plusieurs millions de m<sup>3</sup>. En bas, images d'amplitude acquises par le radar satellite ENVISAT avant (à gauche) et après (à droite) l'évènement. Le trait rouge montre la zone d'éboulis. Après l'éboulement cette zone apparaît plus claire en raison de la présence de bloc rocheux plus grossier qui favorise la réflexion de l'onde radar. On peut ainsi cartographier la zone d'éboulis et contraindre la date de l'évènement.

# Méthodologie

La technique de détection de changement de radiométrie dans les images SAR, proposée dans ce projet pour l'étude des éboulements rocheux, se fonde uniquement sur l'information d'amplitude. Le principe est le suivant : à partir d'une série d'images SAR acquises à différentes dates sur une même zone et dans un même mode d'acquisition, il s'agit de détecter entre des images successives des changements dans l'amplitude du signal rétrodiffusé, c'est-à-dire, en pratique, des variations de niveaux gris dans les images représentant uniquement l'information d'amplitude (ici l'information de phase n'est pas utilisée) [Rignot et al. 1993, Bazi et al, 2005]. En effet, les traces au sol d'éboulements rocheux modifient la nature du sol et donc ses propriétés de rétrodiffusion de l'onde radar et cela sur des surfaces pouvant couvrir plusieurs pixels d'une image radar. Cette technique a déjà été employée avec succès pour des applications telles que le suivi de changement de ligne de côte, de cartographie de dommage urbain suite à des catastrophes naturelles, de fonte des glaces, etc. Mais à notre connaissance relativement peu d'études portent sur les éboulements rocheux [voir par exemple Singhroy et al 1998].

La première étape de l'étude commence par une phase de prétraitement. En effet, avant de pouvoir être utilisées pour détecter des éboulements, les images radar nécessitent en amont une importante phase de traitements numériques partant des données brutes (voir Chapitre précédent). Les traitements ont été réalisés essentiellement à partir du logiciel scientifique ROI\_pac qui a été adapté pour automatiser les étapes suivantes :

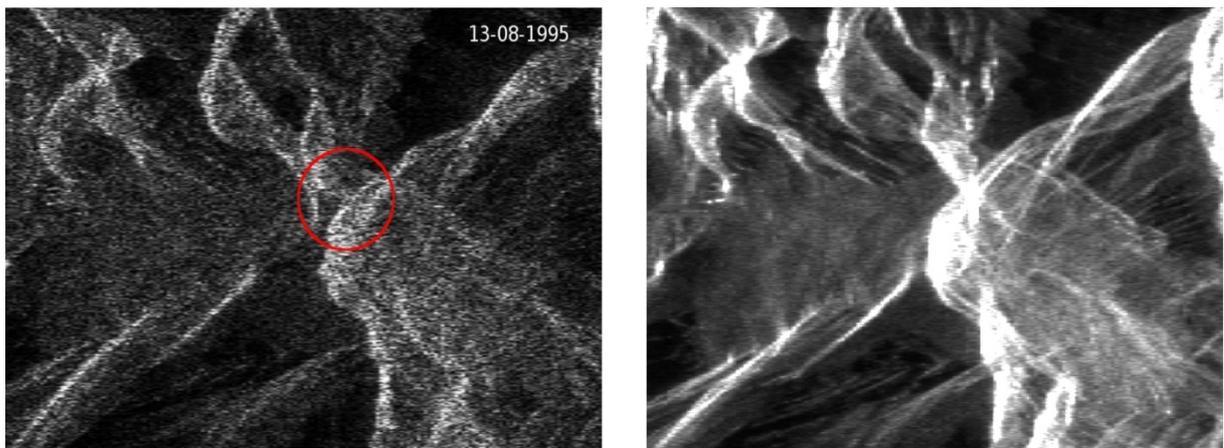
- Formatage, focalisation (les données brutes ne sont pas visualisables directement sous la forme d'image ce qui nécessite un traitement numérique appelé focalisation) et filtrage des images en utilisant des paramètres de traitements ajustés pour faciliter les étapes ultérieures.
- Recalage des images les unes sur les autres en tenant compte de la topographie et des positions orbitales du satellite (ce recalage est nécessaire car les images ne sont pas acquises exactement du même endroit et avec le même point de vue).

Suite à ces étapes, l'ensemble des images sont alors parfaitement superposables et peuvent faire l'objet d'une calibration de leur radiométrie afin de les rendre directement comparables. De plus, comme les images radar sont dans une géométrie particulière où il est parfois difficile de se repérer, il faut être capable de passer des coordonnées de l'image radar en coordonnées géographiques ou l'opération inverse. Cependant l'analyse des données s'effectue en géométrie radar afin d'éviter les problèmes d'interpolation lors du passage en géométrie carte.

Dans une première approche nous avons essayé d'obtenir une idée des capacités de détection d'une simple analyse visuelle des images d'amplitude à pleine résolution. Cette étape commence par la sélection de couples d'images acquise avant et après l'éboulement. Cette sélection cherche à minimiser le temps écoulé entre les images. Un critère cherchant à minimiser la séparation orbitale (baseline) a aussi été utilisé pour réduire la variabilité de la radiométrie et ainsi faciliter la comparaison des images. La comparaison tient compte de la saisonnalité car certaines images acquises en période hivernal montrent des variations de radiométrie importante en raison de l'évolution du couvert neigeux.

Il est ressorti de cette approche que la variabilité radiométrique des images à pleine résolution était vraiment trop importante pour effectuer une détection fiable (voir par exemple en Annexe 2 une série d'extrait d'images radar avant et après l'évènement sur la zone de l'éboulement du Pic de Bure de juin 1995.) Cette variabilité, appelée speckle ou chatoisement (visuellement cela donne un aspect « poivre et sel » à l'image) est inhérente à l'imagerie radar qui utilise une onde cohérente (Leberl [1990]).

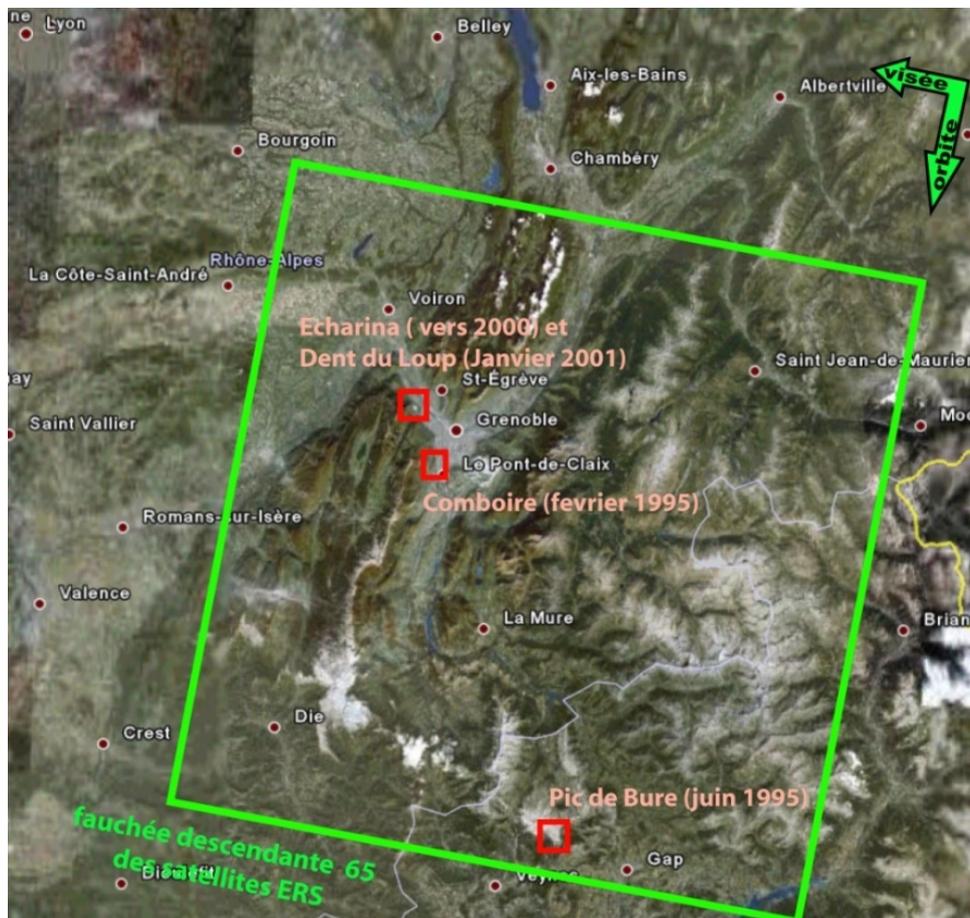
Pour limiter l'effet de speckle, il est possible d'effectuer un moyennage spatial mais alors au détriment de la résolution spatiale, ou alors un moyennage temporel à partir de plusieurs dates (radiométrie multi-dates) illustré dans la figure 9. Comme la résolution spatiale est déjà un facteur limitant des images radars nous avons préféré la deuxième approche, en réalisant des images multi-dates, avant et après l'évènement recherché, à partir de séries d'images à pleine résolution. Comme un éboulement rocheux est un évènement brutal dans le temps, on ne sacrifie pas alors la résolution temporelle, car on peut créer des couples d'images multi-dates avant-après pour chaque date. En général, plus le nombre de dates composant l'image multi-dates est important, meilleure est la qualité de cette image. Cependant, dans le cas des images après éboulement, au cours des années qui suivent un éboulement, la surface de dépôt peut se reboiser ou être érodée, il est donc préférable de faire un compromis entre le nombre de dates et la durée écoulée depuis l'évènement. Ceci peut se faire au cas par cas. L'autre limite vient des évènements qui ont lieu en début ou en fin de la série temporelle d'images disponible. Dans ce cas, l'image multi-dates, respectivement avant ou après, aura un nombre de dates limitées et sera donc de moins bonne qualité.



**Figure 9** : Extrait d'images radar d'environ 4km par 4km sur la zone du pic de Bure. **A gauche** : image radar à pleine résolution de 13 août 1995. Notez la présence de speckle (chatoisement) donnant un aspect poivre et sel. Le cercle rouge montre la localisation de l'éboulement de juin 1995. **A droite**, image résultat de la moyenne radiométrique d'images à pleine résolutions à différentes dates (20 dates). Notez la quasi-disparition de l'effet de speckle, et l'amélioration de la finesse des détails visibles.

## Etudes de cas

Nous présentons ici quatre cas d'éboulements qui serviront de test pour notre méthodologie. Il s'agit d'éboulement connus et documentés et pour lesquels des photos aériennes sont disponibles. Parmi la liste des éboulements remplissant ces premiers critères, nous avons effectué une sélection des éboulements en rajoutant d'autres critères : temporels (l'éboulement doit avoir eu lieu pendant la période d'acquisition des images radar) et de volume, celui-ci devant être suffisamment important pour espérer pouvoir détecter l'éboulement. Les localisations des quatre sites, éboulements de Comboire, du Pic de Bure, de la Dent du Loup et d'Echarina, sont indiqués dans la figure 10. Chaque site est ensuite détaillé cas par cas.



*Figure 10 : Localisation des zones d'étude pour les éboulements rocheux*

## Echarina et Dent du Loup

Les éboulements de l'Echarina et de la Dent du Loup sont situés à l'extrémité Nord du Vercors en rive gauche de l'Isère. La figure 11 montre la localisation plus précise de ces deux éboulements en photo aérienne, ainsi qu'en géométrie radar. Sur la zone de plaine, il est facile de se repérer dans l'image radar par rapport à la photo aérienne (grâce au pont, routes, etc.), car les distorsions géométriques y sont faibles. Par contre, dès que l'on se situe dans le relief, l'exercice est plus délicat à l'œil, mais est bien modélisé à partir d'un Modèle Numérique de Terrain.

Le tableau ci-dessous, d'après Frayssines et Hantz (2006), récapitule les caractéristiques principales de ces deux éboulements dont les volumes sont significatifs.

Nom	Latitude	Longitude	Date	Surface m <sup>2</sup>	Volume m <sup>3</sup>
Echarina	45,231493°	5,603411°	Vers 2000	550	1500
Dent du Loup	45,224405°	5,628297°	4 janvier 2001	1015	3500

Le radar éclairant depuis l'Est, l'éboulement d'Echarina est bien vu par le radar mais par contre celui de la Dent du Loup est dans une zone d'ombre, il n'est donc pas possible de l'observer. Il apparaît en noir sur les deux images multi-dates (fig. 12). Dans la bande claire qui correspond au flanc éclairé où a eu lieu l'éboulement d'Echarina, il y a du recouvrement radar : des zones situées à une même distance du radar dans la falaise et dans la pente qui est à son pied se superposent.

Comme la date de l'éboulement d'Echarina n'est pas bien définie (vers 2000), nous avons pris pour l'image multi-dates avant l'évènement les dates disponibles sur la période 1992-1998 et pour l'image multi-dates d'après l'évènement les dates sur la période 2001-2007. Nous avons fait varier ces paramètres en faisant l'hypothèse d'un éboulement entre 1998 et 2001 mais sans différence significative sur les résultats.

Une légère différence est visible entre les deux images multi-dates, mais elle est délicate à interpréter et serait difficilement détectable si on ne connaissait pas la localisation et la date de l'évènement. La comparaison n'est donc pas concluante pour ces deux éboulements.

Extrait Photo aérienne 2003 d'après Google Earth

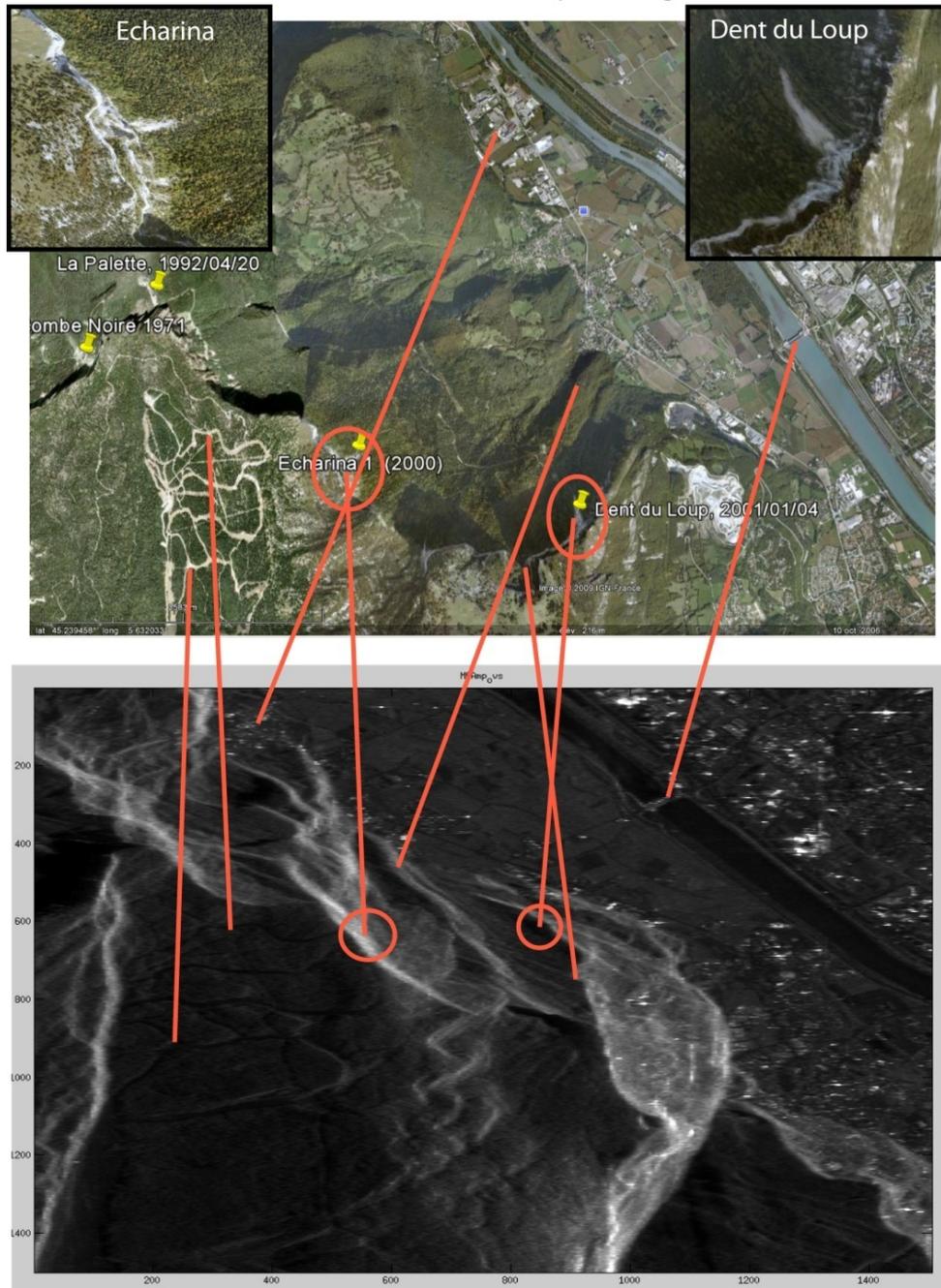
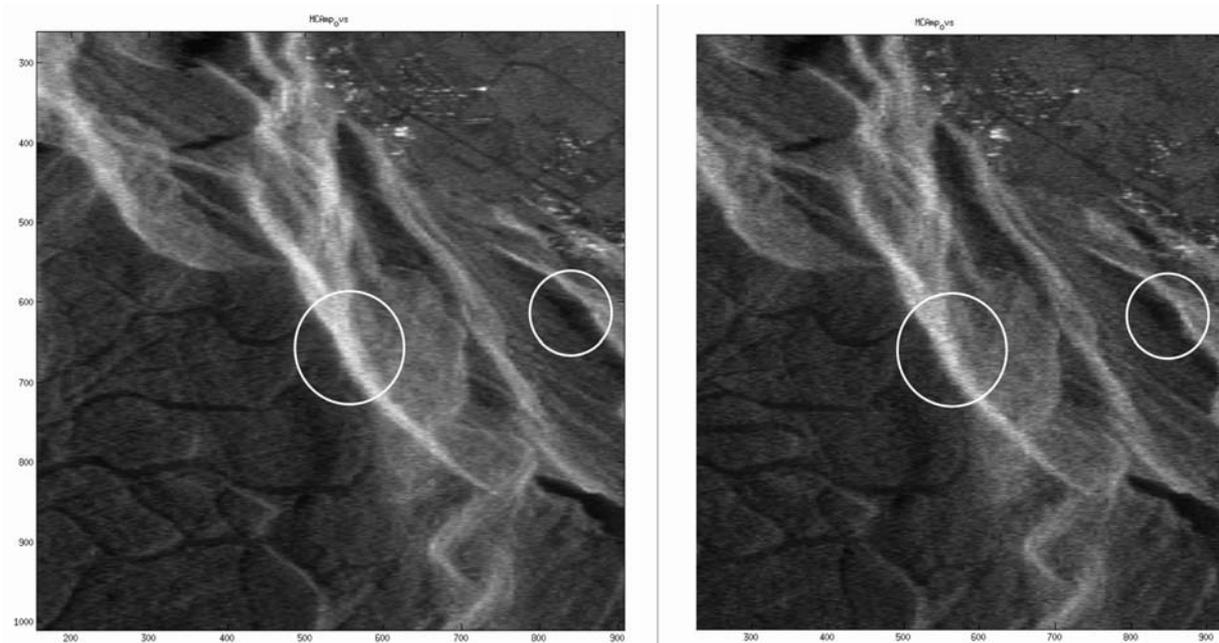


Image SAR multi-dates 1992-2007

**Figure 11 : Correspondance entre imagerie optique et imagerie radar. En haut :** extrait d'une mosaïque de photos aériennes (source Google Earth), les deux figures en médaillon correspondent à des zooms sur les éboulements d'Echarina et de la Dent du Loup. **En bas :** une image d'amplitude SAR multi-dates (1992-2007) ERS1 et ERS2. Les traits rouges font la correspondance entre des points identiques dans les deux images. Les cercles rouges donnent la localisation des deux éboulements.



**Figure 12 : Comparaison d'images multi-dates avant et après les évènements. A gauche : image multi-dates 1992-1998, A droite : image multi-dates 2001-2007. Les cercles blancs correspondent à la localisation des éboulements d'Echarina et de la Dent du Loup.**

## Comboire

L'éboulement de Comboire a eu lieu le 6 février 1995 au sud de l'agglomération de Grenoble. La localisation précise de l'évènement est donnée sur la figure 13. Sur la photo aérienne, qui date de 2006, la végétation a recouvert une grande partie des éboulis.

Le tableau ci-dessous, d'après Frayssines et Hantz (2006), récapitule les caractéristiques principales de l'éboulement.

Nom	Latitude	Longitude	Date	Surface m <sup>2</sup>	Volume m <sup>3</sup>
Comboire	45,231493°	5,603411°	6 février 1995	1120	4230

La zone d'éboulis se situe dans une zone de recouvrement radar (voir fig. 6 cas 7) qui se superpose au Drac (fig. 13). Pour cet évènement, il y a beaucoup moins de dates disponibles avant l'évènement qu'après (seulement 6 en raison du trou dans les données ERS en 1994, voir fig. A4). Ainsi la qualité des images multi-dates est différente, rendant la comparaison plus difficile. Aucun changement significatif ne se dégage de cette comparaison (fig. 14). Ceci laisse penser que le phénomène de recouvrement en superposant des zones affectées par l'éboulement et d'autres non affectées, atténue considérablement le changement radiométrique lié à l'éboulement.

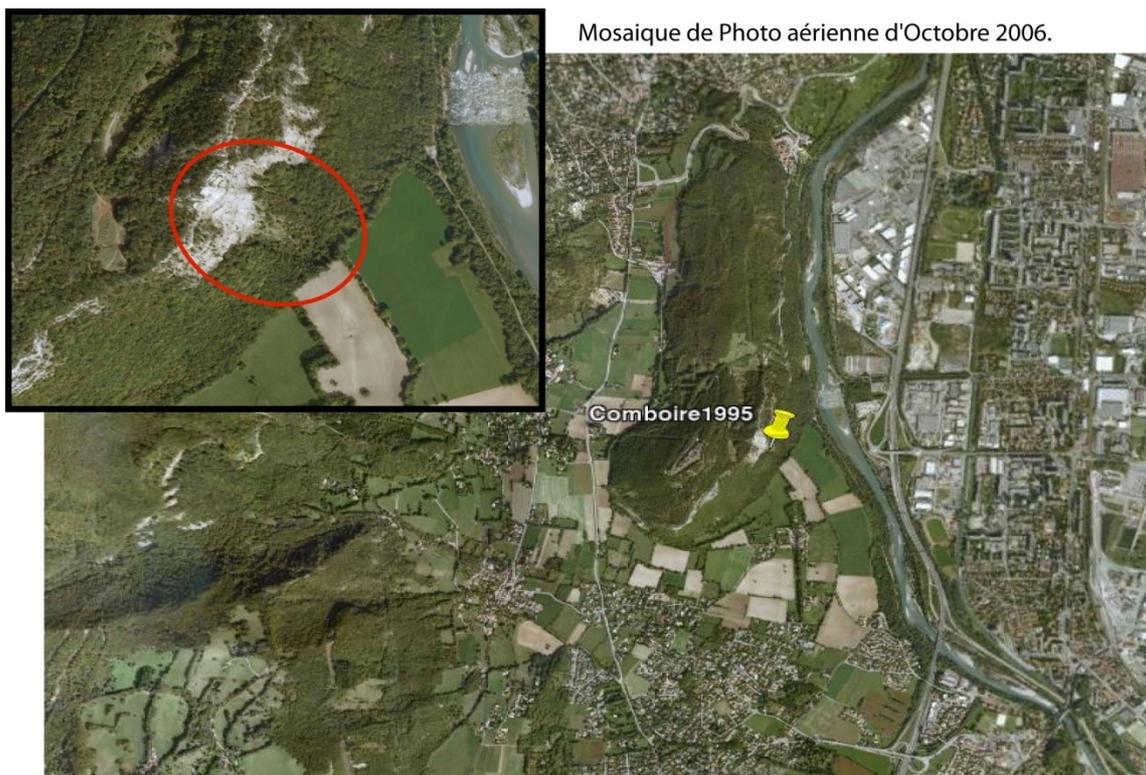
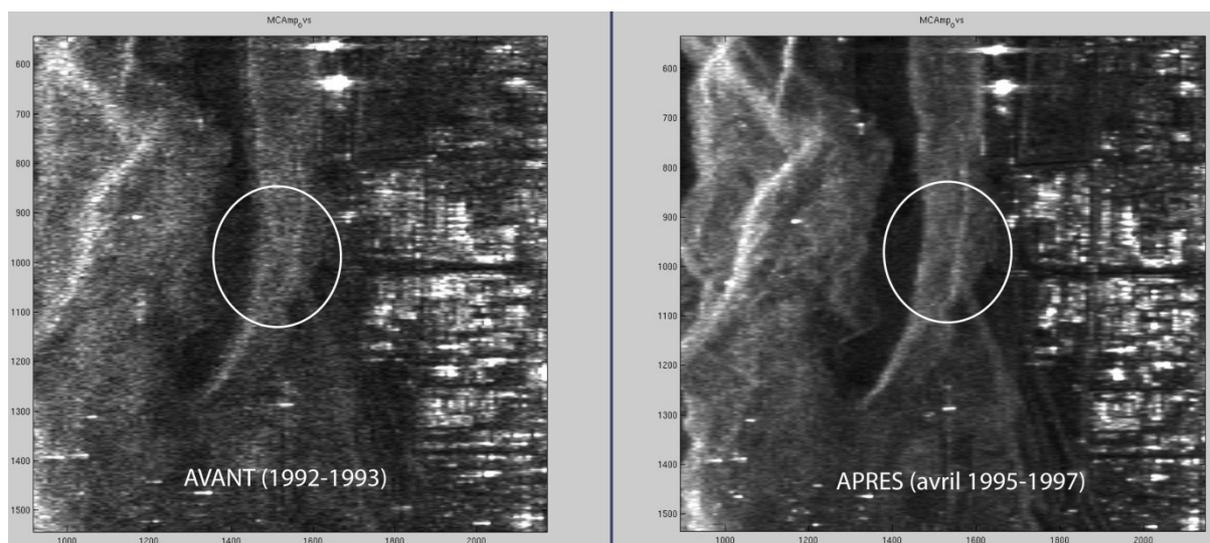


Image d'amplitude  
Multi-dates ERS1 et 2  
1992-2007



**Figure 13 : localisation de l'éboulement de Comboire.** *En haut, photo aérienne de 2006 avec zoom sur la zone d'éboulement qui datant de 1995 commence à être recouvert par la végétation. En bas : image radar multi-dates ERS 1992-2007. Notez que la zone d'éboulement est dans une zone de recouvrement radar : sur la rivière se superpose l'écho radar du flanc Est de la butte de Comboire, donnant l'impression que la rivière disparaît. La zone industrielle fournit de fort réflecteurs permanents qui apparaissent comme des points très brillant parfois en forme de croix (ici surtout étirées Est-Ouest) très caractéristiques.*



**Figure 14 : Comparaison d'image multi-dates avant et après l'éboulement de Comboire en 1995. A gauche : image multi-dates 1992-1993 (pas d'images disponibles en 1994), A droite : image multi-dates 1995-1997. Les cercles blancs correspondent à la localisation de l'éboulement de Comboire. On ne distingue pas de changements significatifs liés à l'éboulement. La différence de qualité entre les images rend cependant la comparaison plus difficile (l'image de gauche n'utilise que 6 dates par rapport à l'image de droite qui en utilise 15).**

## Pic de Bure

Le plateau de bure se situe dans les Hautes-Alpes près de la ville de Gap (fig. 10), au sud du massif du Dévoluy. Un éboulement important s'y est produit en Juin 1995 sur le bord oriental du plateau, sur la face Nord-Est du pic à une altitude de 2500 m (fig. 15). Le couvert d'éboulis s'étend sur plus de 500m en aval de la niche d'arrachement.

Le tableau ci-dessous, d'après Gilard (2005), récapitule les caractéristiques principales de l'éboulement. Il s'agit du plus gros éboulement parmi nos sites test. Mais il est situé dans un relief très marqué ce qui rend plus difficile sa détection

Nom	Latitude	Longitude	Date	Surface m <sup>2</sup>	Volume m <sup>3</sup>
Pic de Bure	44.628961°	5.935012°	Juin 1995	-	100000

Les éboulis se situent, dans ce cas aussi, dans une zone de recouvrement, en raison de la falaise qui surplombe la zone d'éboulis. La zone étant difficile à analyser visuellement nous avons dû utiliser le programme de passage de coordonnées géographiques vers les coordonnées pixels de l'image radar pour localiser plus précisément la zone susceptible d'être affectée par l'évènement dans les images multi-dates (fig. 16). Dans ce cas encore, et malgré l'importance du volume de roches impliquées, la comparaison des images multi-dates ne permet de détection fiable de l'éboulement.



Vue perspective du Sud-Est sur le Pic de Bure (Google Earth)

Extrait de Carte IGN sur le pic de Bure (Geoportail)

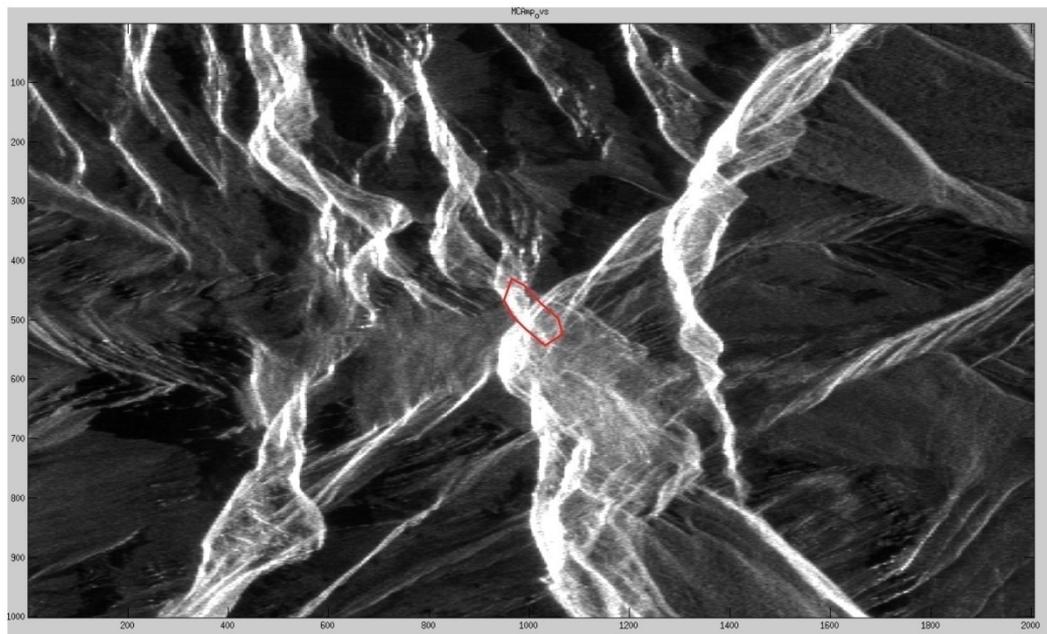
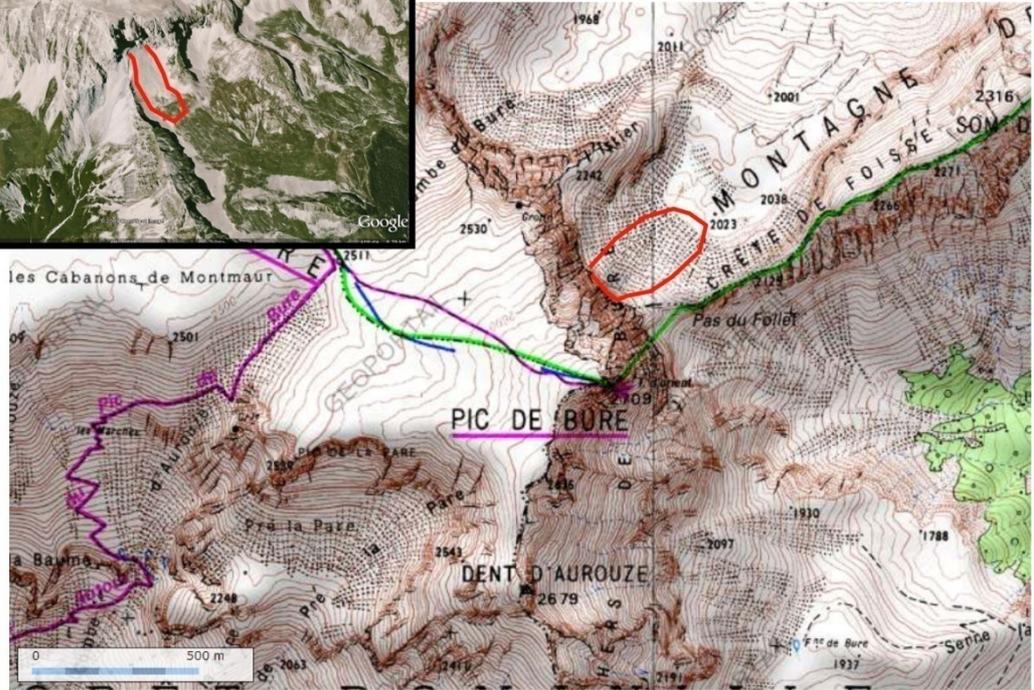
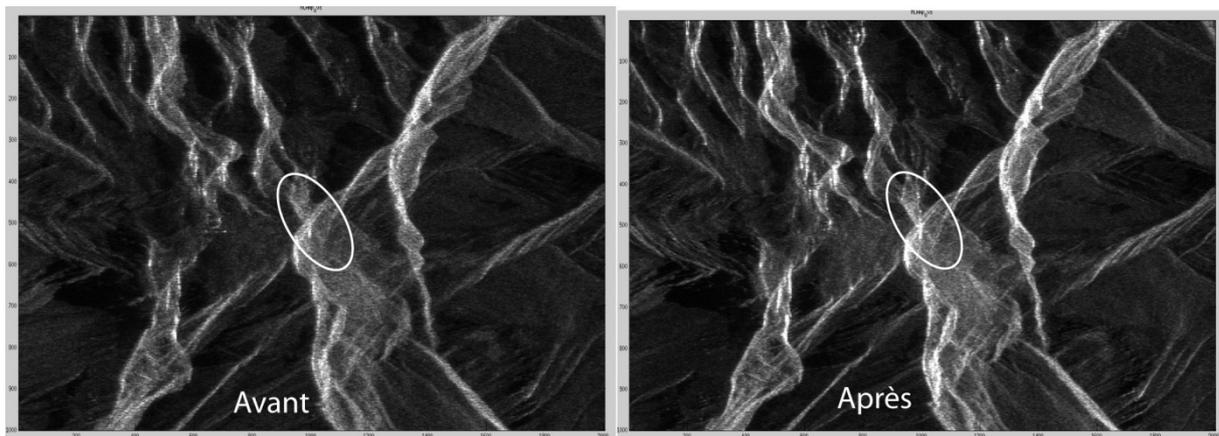


Image d'amplitude multi-date ERS (1992-2007)

**Figure 15 : localisation de l'éboulement du Pic de Bure. En haut :** carte IGN de la zone avec une vue perspective prise du Sud-Est réalisé à partir d'une mosaïque de photos aériennes superposée à un Modèle Numérique de Terrain. En rouge la localisation approximative des éboulis d'après Gilard (2005). **En bas :** image d'amplitude multi-dates ERS (1992-2007). L'image multi-dates couvre une zone plus grande que la carte IGN. En raison du fort relief la correspondance visuelle est particulièrement délicate dans cette zone. La zone d'éboulis se situe dans une zone de recouvrement radar.



**Figure 16 : Comparaison d'image multi-dates avant et après l'éboulement du Pic de Bure. A gauche : image multi-dates 1992-mai 1995, A droite : image multi-dates septembre 1995 1999. De légères différences apparaissent entre les images mais ne sont pas significatives (de telles différences surviennent ailleurs sur l'image).**

## Synthèse des observations

Cette étude sur quatre sites tests à montrer qu'avec la méthode employée, on n'obtenait pas de détection fiable d'éboulement parmi les plus gros qui ont été répertoriés dans la région grenobloise ces 20 dernières années. Même pour des cas mettant en jeu des volumes et des surfaces de dépôts significatifs, comme par exemple pour l'éboulement de Comboire en 1995 (surface de dépôt estimée : 1120m<sup>2</sup> et volume estimé : 4230m<sup>3</sup>), il n'apparaît pas de changements clairs. Pour le cas de la Dent du Loup, ceci peut s'expliquer facilement par le fait que l'éboulement se trouve dans une zone d'ombre. Par contre pour les trois autres cas, on se retrouve en situation de recouvrement radar. Cette situation de recouvrement était attendue pour les éboulements rocheux car ceux-ci ont souvent lieu dans des zones de falaise qui pour les angles d'incidence utilisés par les radars ERS implique quasi-systématiquement du recouvrement. Cependant on pouvait s'attendre à quand même voir une variation de radiométrie suite à un changement de la surface du sol. Il en ressort que, dans cette situation, deux effets sont trop défavorables à la détection : la moins bonne résolution spatiale lié à la pente locale et la superposition dans la radiométrie de zones affectées et non affectées par l'éboulement. D'une manière générale, la contribution principale à la radiométrie radar est liée à l'angle d'incidence local (qui dépend de la pente locale et de l'angle de visée), or ce paramètre de pente local n'est pas fondamentalement modifié lors du dépôt des éboulis. Il apparaît que cet effet de pente domine largement sur le changement lié à la modification de la nature de la surface même important comme le changement d'une zone de forêt à une zone d'éboulis par exemple.

Les problèmes géométriques de recouvrement sont difficilement surmontables. Par contre, les effets d'ombres peuvent être en partie résolus en utilisant un autre angle de visée, ce qui est parfois possible en alternant orbites montantes et descendantes. Mais, en général, l'archive de données est moins importante sur l'un des deux passages : c'est le cas des orbites montantes pour les images ERS et ENVISAT sur la région de Grenoble. Une amélioration pourrait être envisagée à notre méthode en tenant compte des variations de radiométrie liées

aux saisons en ne sélectionnant que des dates prises à certaines saisons. Mais cela réduit encore le nombre de dates disponibles, or nous avons vu que ce nombre était parfois un peu faible par exemple pour l'éboulement de Comboire.

# Potentiel de l'interférométrie radar pour la mesure des déplacements du sol. Site test : ville de Grenoble

L'objectif de cette partie est d'évaluer dans la région grenobloise le potentiel de la technique dite d'interférométrie radar (InSAR) pour mesurer des déplacements du sol survenus entre les différentes dates d'acquisitions des images radar. La technique, avec le jeu de donnée envisagé, a la capacité de mesurer des déplacements dans une gamme de vitesse allant de quelques millimètres à la dizaine de centimètres par an. Ce cas de figure correspond à des phénomènes de subsidence ou à plusieurs glissements de terrain connus dans le Trièves. La technique de l'interférométrie radar différentielle a déjà démontré son intérêt dans l'étude de ce type de phénomènes dans d'autres régions en permettant d'obtenir des informations sur les déplacements du sol complémentaires des autres techniques de mesure. La qualité des résultats est fortement dépendante de la qualité du jeu de données disponibles (qui est bonne dans notre cas) et du type d'occupation du sol. L'objet de cette étude est donc d'avoir une première estimation du potentiel des récents développements de la technique InSAR utilisant de larges séries temporelles d'images et ceci pour notre région d'étude.

Depuis la réception des données en décembre 2008, pour des raisons d'efficacité (les traitements impliqués par l'analyse de longue série temporelle de donnée radar sont assez lourd à mettre en œuvre), nous nous sommes focalisé sur une seule zone où l'application de la méthode est favorable et pour laquelle nous disposons de mesures indépendantes afin de valider la chaîne de traitement utilisée. Nous avons donc choisi de nous intéresser à une partie de l'agglomération grenobloise dont la localisation est donnée par la figure 17.



**Figure 17 :** Image d'amplitude multi-date 1992-2000 montrant la zone d'étude qui couvre une grande partie de l'agglomération Grenobloise (centre ville, Saint-Martin d'Hère, Gières,...). Notez, les méandres de l'Isère en haut de l'image, et la forte radiométrie autour de l'axe du Cours Jean Jaurès. Ceci est lié à une orientation bien particulière de cet axe qui est quasiment parallèle à la direction de déplacement du satellite. Ainsi les bâtiments le long de cet axe forment un dièdre artificiel géant qui renvoie beaucoup de rayonnement vers le radar.

## Méthodologie

La méthode retenue est celle des « Permanent Scatterers » (Ferretti et al 2000, 2001) présenté brièvement dans la première partie de ce rapport. Les étapes préliminaires de prétraitements sont les mêmes que celles décrites dans la partie sur la détections des éboulements rocheux : focalisation des données brutes et recalage de toutes les images à pleine résolution dans la géométrie d'une même image (appelée la maîtresse) et qui servira d'image de référence. La sélection de cette image de référence est importante pour la suite. Elle se fait sur des critères temporels, de baseline et de doppler : on cherche à trouver une image qui ne se situe pas aux valeurs extrêmes de la gamme de ces différents paramètres. Comme la réalisation d'interférogrammes entre les images ENVISAT et ERS est beaucoup plus lourde à mettre en œuvre en raison des fréquences légèrement différents utilisés par ces deux capteur, notre étude s'est concentrée sur la série d'image ERS1 et ERS2. Comme le montre la figure A2 (Annexe 1), les valeurs de doppler de la série ERS2 montre de grosses variations à partir de 2000 en raison de problèmes de gyroscopes. Ceci a des conséquences pour l'interférométrie radar car, si l'angle de visée est trop différent d'une acquisition à l'autre (ce qui se traduit par des valeurs de doppler différentes), une décorrélation de la phase se produit. Afin de simplifier ce problème nous avons restreint l'étude à la période 1992-2000 et l'image de référence choisie est celle du 15 mars 1997.

La réalisation des interférogrammes différentiels nécessite un Modèle Numérique de Terrain (MNT) et la connaissance des orbites précises du satellite. Pour cette étude le MNT de l'IGN au pas de 50 m et les orbites calculées par le DEOS de l'Université de Delft sont utilisées.

Une première étape consiste à calculer la table de correspondances entre les pixels du MNT et les pixels de l'image SAR de référence qui servira à différentes étapes ultérieure du traitement.

Ensuite tout les interférogrammes différentiels sont calculés par rapport à l'image de référence (voir liste en Annexe 3). Puis, vient l'étape où l'on cherche à déterminer les points permanents qui pourront être utilisés quelque soit l'interférogramme. Pour cela, on va rechercher dans la pile d'image à pleine résolution les pixels pour lesquels l'amplitude montre peu de variation quelque soit la date. En effet, pour un pixel donné, si un seul réflecteur ponctuel au sol domine dans le rayonnement renvoyé vers le radar, alors la phase de ce pixel sera moins sensible aux variations de baseline et de doppler dans les interférogrammes, et l'amplitude de ce pixel sera stable. Par contre si plusieurs réflecteurs contribuent de façon équivalente, la phase sera moins stable, et l'amplitude sera très variable pour de faible variation de baseline ou de doppler : c'est ainsi que se crée l'effet de speckle, dont nous avons discuté dans la partie sur les éboulements.

Une liste de points stables potentiels (PSP) est donc établie. Dans notre cas environ 19000 points ont été retenus. Les images de la figure A4 montre la phase des interférogrammes uniquement sur ces points avec en fond l'image d'amplitude multi-dates (figure 17) calculée à partir de toutes les dates de la pile d'image SAR. Dans le tableau d'interférogrammes de la figure A4, certains interférogrammes apparaissent très bruités, notamment pour ceux qui ont de grandes baselines. Cela s'explique par le fait que lorsque la baseline est grande, la sensibilité de la phase au relief devient si grande, que des erreurs de MNT de quelques mètres viennent bruite la phase. D'autres interférogrammes comme le n°41 montrent des erreurs sur les orbites qui se traduisent par un gradient de phase à grande longueur d'onde.

L'étape suivante consiste à estimer conjointement, pour chaque paire de PSp voisins, l'erreur relative de MNT entre ces deux points et la vitesse moyenne de déplacement relatif entre ces deux points. Pour cela, on va examiner l'évolution temporelle de la différence de phase entre deux PSp voisins. Il y a en effet une relation linéaire entre cette différence de phase et l'erreur relative de MNT. De même, si la différence de déplacement entre les deux points vérifie l'hypothèse d'être linéaire dans le temps, alors il y a une relation linéaire de la phase avec le temps. Toutefois, la valeur de phase est une mesure ambiguë au sens où elle n'est connue que modulo  $2\pi$ . Ainsi on ne peut pas appliquer directement une régression linéaire à deux dimensions sur la phase pour estimer les deux inconnues que sont l'erreur de MNT et la vitesse moyenne. Pour répondre à la non-linéarité du problème, une procédure itérative explorant l'espace des paramètres est appliquée et la solution donnant le meilleur ajustement est conservée. Un seuil sur l'estimation de la qualité de l'ajustement permet de décider de valider les points PSp ou non. Ainsi les points qui ne sont pas vraiment des PS ou qui sont des PS mais qui montrent un déplacement significativement non linéaire par rapport à leurs voisins sont exclus.

Afin de pouvoir corriger des erreurs de MNT et estimer une vitesse de déplacement comparable en chaque point, il est nécessaire de choisir un point de référence. Dans notre cas il se situe dans les vieux quartiers de Grenoble. A partir de ce point de référence et des estimations effectuées par paires il est possible de lever l'ambiguïté de la phase et pour chaque PS d'estimer l'erreur de MNT et la vitesse de déplacement moyenne par rapport au point de référence. A cela s'ajoute une estimation de la qualité de la mesure basée sur la déviation standard de la phase à la régression à deux dimensions.

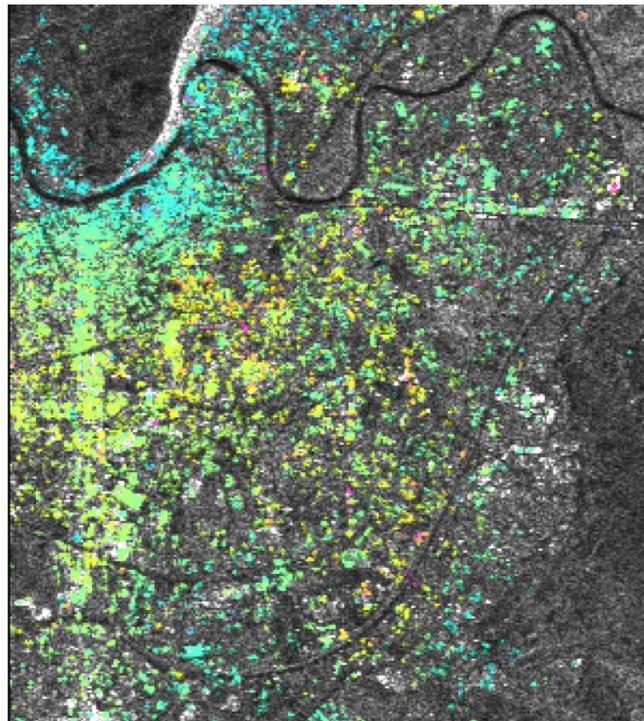
A l'issue de cette étape, pour chaque point PS retenu, les principaux résultats disponibles sont:

- L'erreur sur le MNT par rapport à l'altitude du point de référence.
- La vitesse de déplacement moyenne relative au point de référence
- Une mesure de qualité de l'estimation (déviation standard de la phase à la meilleure solution estimée par la régression à deux dimensions)
- Les résidus de phases (déviation par rapport la meilleure solution estimée) pour chaque date.

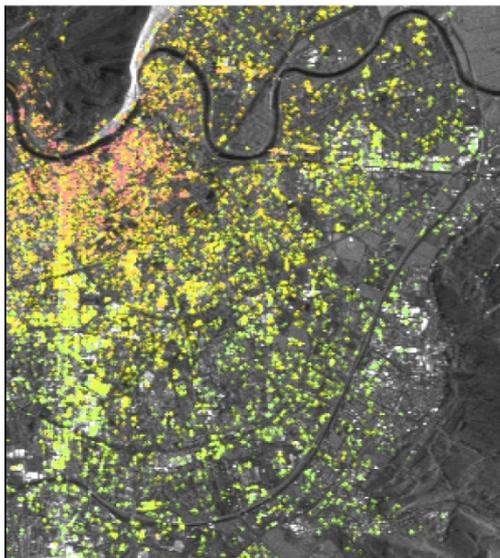
## Résultats

Les résultats obtenus par la méthode décrite ci-dessus figurent dans la figure 18. Les vitesses de déplacement moyennes estimées vont de zéro à 2-3 mm/an avec quelques zones bien localisées montrant des déplacements jusqu'à 5mm/an. La distribution spatiale de ces déplacements est discutée ci-dessous avec une comparaison avec des mesures de nivellement. La densité de point diminue beaucoup en présence de couvert végétal.

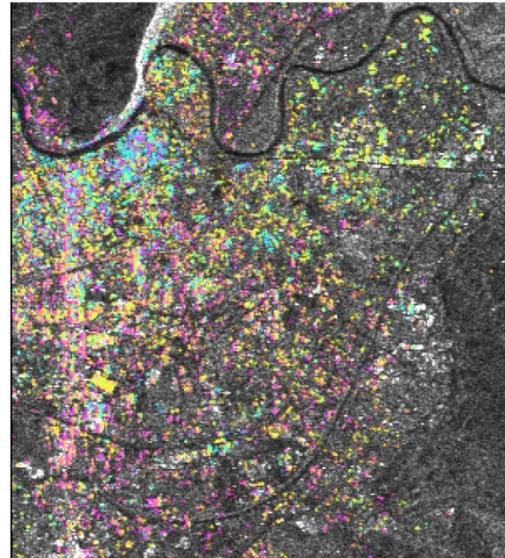
On peut noter que la déviation standard, qui donne un indice de qualité de la mesure, augmente lorsque la distance au point de référence augmente. Les valeurs vont de 0.8 radians proche du point de référence et vont jusqu'à 1.5 radians en s'en éloignant. Ceci s'explique par le fait que la partie de la phase liés aux effets atmosphériques et aux erreurs de baseline, qui n'ont pas été modélisés dans l'analyse, augmentent aussi avec la distance.



Vitesse moyenne estimée (mm/an)



Mesure de la qualité des points  
(déviatiion standard de la phase  
d'après la régression linéaire )

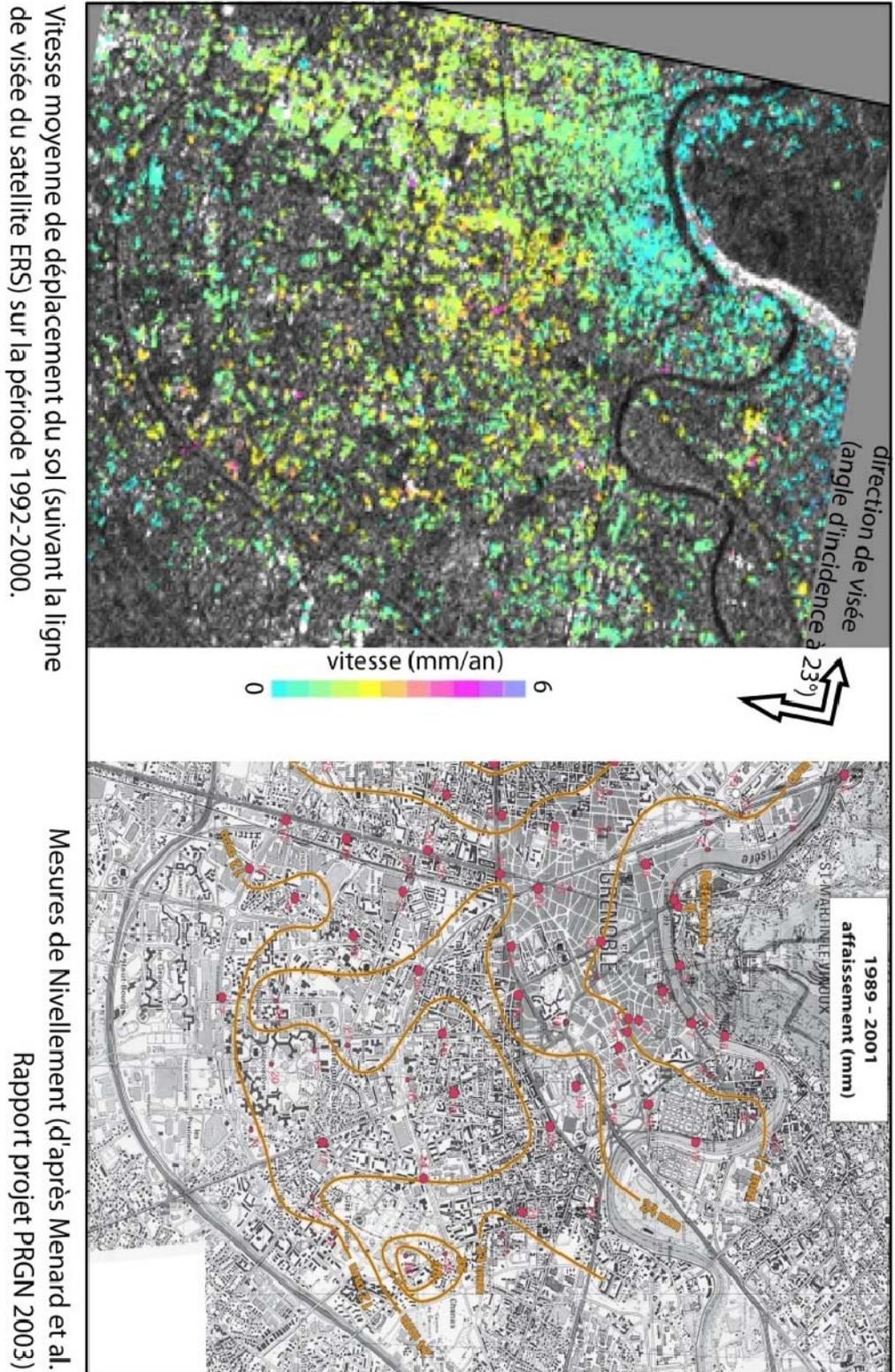


erreurs estimées sur le MNT

**Figure 18 : Solution préliminaire de l'analyse des déplacements du sol par méthode PS. En haut : carte de vitesse de déplacement moyenne. En bas à gauche: Déviatiion standard de la phase. Les valeurs vont de 0.8 radians proche du point de référence jusqu'à 1.3 rad lorsque la distance augmente avec le point de référence. En bas à droite: Erreur de MNT, les valeurs vont de 0 à 25 mètres. Comme le MNT ne modélise pas la hauteur du sursol, certains gros ensembles de bâtiments ressortent très clairement.**

Ces résultats qui donne un premier ordre de la déformation linéaire, pourraient être raffinés par des traitements supplémentaires pour rechercher notamment une éventuelle composante non linéaire de la déformation ou pour mieux prendre en compte les erreurs liés à l'atmosphère. En effet dans les résidus de phase de la régression sont contenu les contributions d'atmosphère, d'erreur de baseline et de bruit de mesure. Une première application directe est de corriger le MNT des erreurs de MNT estimées et de recalculer les interférogrammes qui apparaissent alors moins bruités notamment pour les interférogrammes à grandes baselines (les résultats sont montrés dans la figure A5).

Afin de valider ces résultats préliminaires, nous les avons comparés à des mesures de déplacements indépendantes fourni par le nivellement (figure 19). Nous avons utilisé la carte de nivellement établi par Menard et al (rapport de synthèse du Programme de Recherche 2003 du PGRN) sur la période 1989-2001, période qui est assez proche de celle de notre étude 1992-2000. La comparaison doit s'effectuer en terme de déplacement relatif car notre estimation est assez sensible au choix de la référence et donc notre champ de vitesse est connu à une constante près. D'autre part, il faut rappeler que l'InSAR ne mesure que la composante du déplacement suivant la ligne de visée du radar. Toutefois, celle-ci étant assez proche de la verticale (angle d'incidence d'environ  $23^\circ$ ) elle est donc assez comparable avec celle mesurée par nivellement. Malgré ces réserves, la comparaison montre que les ordres de grandeur des vitesses obtenues sont comparable allant jusqu'à 2-3 mm par an dans les deux cas et que la distribution spatiale de la subsidence est bien corrélée. Ces résultats sont donc très encourageant et montre donc un potentiel très intéressant de l'interférométrie radar pour mesurer la subsidence de l'agglomération Grenobloise.



**Figure 19 : comparaison entre mesures de vitesse moyenne PS et mesures de nivellement.**  
 En haut : carte de déplacement PS. En bas : carte de nivellement sur la période 1989-2001, d'après le travail de Menard et al (rapport de synthèse du Programme de Recherche 2003 du PGRN): les points de mesures sont en rouge et les courbes de niveau correspondent à une interpolation des points de mesure.

## Perspectives et recommandations

Les résultats préliminaires de l'application de l'interférométrie radar pour la mesure des déplacements du sol dans l'agglomération grenobloise se sont révélés très prometteurs. Ils nécessitent clairement un prolongement de l'étude pour consolider et étendre l'analyse. Parmi les pistes à suivre figure le raffinement de l'analyse PS entreprise et son extension avec l'utilisation des données ERS2 et ENVISAT non utilisée. Deux algorithmes alternatifs de traitement de séries temporelles d'images appelés StamPS (pour Stanford Method for PS) et ENS-SBAS (pour ENS Small BASline) vont aussi être testés. Des études plus spécifiques sur les glissements de terrain sont aussi importantes à mener par rapport aux objectifs initiaux de ce projet. Une étude sur les glissements de terrain du Mas d'Avignonet et de l'Harmalière, dans le Trièves, a été commencée par un doctorant Ulrich Kniess. L'installation de réflecteurs artificiels, comme cela ce fait pour l'étude des glaciers, est également envisageable dans les zones rurales où les PS sont plus rares. L'utilisation des images radar du récent satellite ALOS lancé en 2006 devra également être testée lorsque l'archive sera suffisamment longue. En effet, ces données, obtenues à partir d'une longueur d'onde plus grande qu'ERS (23 cm contre 5.6 cm), sont susceptibles d'améliorer les résultats dans les zones rurales et pour les glissements de terrains ayant des déplacements de plusieurs centimètres par an.

Il ressort de cette étude que la qualité du jeu de données d'image radar sur Grenoble a été un aspect important dans la réussite de cette approche. La continuité de l'archive de données est donc fondamentale dans ce type d'analyse. Jusqu'à présent, il y a eu des acquisitions assez systématiques d'images ERS et ENVISAT sur la zone, mais ce n'est plus le cas pour de nouveaux capteurs comme ALOS, TerraSAR-X, CosmoSkyMed. Si on veut pouvoir vraiment tirer parti de l'interférométrie radar pour la mesure et le suivi sur le long terme des déplacements, il convient premièrement de s'assurer de la continuité des acquisitions ENVISAT et ERS2 (qui est en fin de vie) jusqu'au lancement de la mission SENTINEL-1 prévue fin 2011 pour prendre le relai d'ENVISAT. Deuxièmement, il faudrait s'assurer notamment pour le satellite ALOS qu'une programmation régulière soit faite dans un même mode d'acquisition sur la région grenobloise. Ainsi, les utilisateurs travaillant dans la zone avec ce type de données (pour la neige, les glaciers ou autres) doivent se coordonner s'ils font de la programmation afin de définir une stratégie commune d'acquisition lorsque cela est possible. Cette réflexion est déjà engagée dans le cadre d'un projet ANR commun, où nous sommes en contact avec plusieurs équipes effectuant des commandes d'images radar dans la région (GIPSA-LAB, LISTIC)



# Conclusion

Ce travail avait pour objectif de tester le potentiel de l'imagerie radar satellitaire dans la région grenobloise pour l'étude de deux grands types de phénomènes : (1) des événements brutaux et assez localisés que sont les éboulements rocheux, étudiés en comparant la radiométrie multi-temporelle d'images radars recalées acquise avant et après l'éboulement ; (2) le suivi temporel par interférométrie radar différentielle de déplacements du sol sur des zones étendues liés à de la subsidence ou des mouvements de terrain. Le jeu de données utilisé dans cette étude est composé de 138 images ERS1 et ERS2 ainsi que de 30 images ENVISAT acquises dans un même mode d'acquisition et sur une même zone (100km par 100km) incluant Grenoble, entre avril 1992 et décembre 2008.

L'étude menée sur les éboulements rocheux montre, qu'avec les images utilisées (longueur d'onde de 5.6 cm et résolution spatiale maximum de 4m par 8m qui peut se dégrader avec la pente locale), il est difficile de détecter des éboulements qui sont dans la gamme des tailles des éboulements dans la région grenobloise. Pourtant, toutes les zones d'éboulements liés aux éboulements testés étaient bien visibles sur les photos aériennes. Cette non-détection peut avoir plusieurs origines. La plus simple est le cas où l'éboulement est situé dans une zone d'ombre radar (cas de l'éboulement de la Dent du Loup). En dehors de ce cas précis, cela peut s'expliquer par l'insuffisance de la résolution spatiale couplée à des effets géométriques spécifiques aux images radar, en particulier le recouvrement. La contribution dominante à la radiométrie d'une image radar est liée à l'angle d'incidence local (qui dépend de la pente locale et de l'angle de visée). Or, la pente locale n'est pas fondamentalement modifiée lors du dépôt des éboulements. Il apparaît que cet effet de pente domine largement sur les changements liés à la modification de la nature de la surface, même important comme le changement d'une zone de forêt à une zone d'éboulements par exemple. Cet effet est très accentué dans les zones de recouvrement radar fréquentes dans les zones de falaises car, dans ce cas, la radiométrie d'un pixel peut correspondre à la réponse de plusieurs surfaces non contiguës dont certaines peuvent ne pas être affectées par l'éboulement. Une analyse utilisant des algorithmes de détection de changements plus sophistiqués, par exemple modélisant mieux les propriétés statistiques du signal radar ou incluant l'information de phase, permettraient peut-être d'améliorer les résultats obtenus, mais notre analyse au premier ordre n'est pas très encourageante.

Ainsi, pour les éboulements rocheux, l'accès à une meilleure résolution temporelle pour les images radar ne permet pas de compenser une mauvaise sensibilité aux changements de surface sur la zone de dépôts, qui est principalement liée à une résolution spatiale insuffisante. C'est pourquoi on ne peut espérer de grande avancée avec l'utilisation des futurs satellites SENTINEL-1 de l'ESA, qui utiliseront la même longueur d'onde et dont le temps de retour sera meilleur (6 jours), mais dont la résolution spatiale sera similaire voire inférieure. Par contre, il serait intéressant de tester les capacités des satellites TerraSARX ou CosmoSkyMed dont la résolution peut atteindre le mètre et dont la longueur d'onde est plus courte (3cm contre 5.6cm). Le problème pour ces capteurs est qu'actuellement l'archive de ces jeunes satellites est courte (moins de 2 ans), et que les acquisitions sont non systématiques sur la région. Il est donc pour l'instant plus difficile de trouver des sites d'études bien documentés pour valider l'approche.

Concernant l'utilisation de l'imagerie radar pour la mesure et le suivi de déplacement du sol, une zone couvrant une grande partie de l'agglomération grenobloise a été étudiée. Une approche de type « Permanent Scatterers » a été retenue. Les résultats présentés correspondent à une analyse de premier ordre qui sera raffinée dans les mois à venir. Mais déjà, les résultats préliminaires sont satisfaisants et prometteurs. A l'issue de cette analyse, on obtient pour différents points une vitesse de déplacement moyenne sur la période considérée (ici 1992-2000) par rapport à un point de référence. Seule la composante du déplacement suivant la ligne de visée du radar est mesurée, mais dans le cas de phénomènes de subsidence, comme l'angle d'incidence est faible ( $23^\circ$ ), les valeurs mesurées sont très proches de la composante verticale du déplacement. Seuls ont été retenus les points dans l'évolution du déplacement au cours du temps était assez linéaire (les points ayant une forte non linéarité sont rejetés au cours de l'analyse). La carte qui en résulte montre ainsi le premier ordre de la subsidence sur une partie de l'agglomération grenobloise qui est peut atteindre quelques millimètres par an suivant les zones. L'ordre de grandeur et la distribution spatiale de cette carte de subsidence est en accord avec les résultats de nivellement effectués par Ménard et al sur la période 1989-2001 (rapport de synthèse du Programme de Recherche 2003 du PGRN).

Ainsi, cette méthode est très complémentaire du nivellement et du GPS qui peuvent donner des mesures plus précises et plus denses temporellement pour le GPS ou remontant plus loin dans le temps pour le nivellement, mais beaucoup moins denses spatialement. Pour ce type d'application, l'imagerie radar ne peut être remplacée par l'imagerie optique ou le Lidar aéroporté tant que les déplacements ne dépassent quelques centimètres par an. Cependant une limitation importante de la méthode est que ces résultats sont assez sensibles à la densité de constructions humaines qui fournissent de bons réflecteurs stables au cours du temps : elle fonctionne très bien en zone urbanisée, mais la densité de points décroît fortement en zone rurale et est quasi-nulle en zone de fort relief où les zones d'ombre, de repliements et de recouvrements sont trop importantes. Ceci exclu de fait de nombreux glissements de Terrain. Les résultats obtenus devraient être étendus sans trop de problème à la Cluse de l'Isère et la vallée du Grésivaudan, par contre, l'extension à des zones plus rurales comme le Trièves reste à confirmer et fait l'objet d'un travail en cours sur les glissements de terrain d'Avignonet et de l'Harmalière. Concernant la subsidence de Grenoble, les premiers résultats étant très encourageants nous allons poursuivre le travail engagé. Nous envisageons notamment d'utiliser d'autres algorithmes (STAMPS ou ENS-SBAS) pour améliorer la mesure notamment pour les points ayant une non-linéarité de leurs déplacements. Ces approches donnent de meilleurs résultats lorsque la densité temporelle d'images est importante, ce qui est le cas pour la région grenobloise.

Pour finir, nous tenons à signaler que conformément aux recommandations du Conseil Scientifique et Technique, une collaboration a été engagée avec Michel Gay et d'autres collègues pour profiter de la synergie de nos recherches sur le traitement des données radar. Cela s'effectue dans le cadre d'un projet commun « EFIDIR » financé par l'Agence Nationale de la Recherche et commencé début 2008. D'autre part, une base de données regroupant certaines images issues des traitements effectués dans cette étude, et dont le contenu est décrit dans l'annexe 2, est disponible sur demande et sera à terme accessible sur un serveur situé au GIPSA-Lab, dans le cadre du Projet EFIDIR.

# Bibliographie

Allievi J. , C.Ambrosi, M.Ceriani, C.Colesanti, G.B.Crosta, A.Ferretti, D.Fossati, (2003). Monitoring slow mass movements with the Permanent Scatterers technique, IEEE TGARS, 2003.

Bazi, Y, L. Bruzzone, F. Melgani (2005). An Unsupervised Approach Based on the Generalized Gaussian Model to Automatic Change Detection in Multitemporal SAR Images”, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 43, No. 4,

Bürgmann, R., P. A. Rosen et E. J. Fielding (2000). Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 28: pp. 169-209.

Colesanti C., A. Ferretti, C. Prati, F. Rocca, (2003). “Monitoring Landslides and Tectonic Motion with the Permanent Scatterers Technique”, Eng. Geology, Vol. 68/1-2.

Curlander, J. C. et R. N. McDonough (1991). Synthetic Aperture Radar: systems and signal processing, John Wiley & Sons Inc., New York

Ferretti, A., C. Prati, et al. (2000). "Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 38(5): 2202-2212.

Ferretti, A., C. Prati, et al. (2001). "Permanent scatterers in SAR interferometry." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 39(1): 8-20.

Frayssines M, D. Hantz, (2006). « Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Range (French Alps) » Engineering Geology 86, 256-270.

Fruneau, B., Achache, J., and Delacourt, C. (1995). Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry, Tectonophysics, 265, p. 181-190.

Gilard Vincent, (2005). Rapport de TFE, VA Géosciences Géotechnique avancée, ENTPE/LIRIGM, Promotion 50, Soutenu le 30 juin 2005.

Goldstein, R. M. (1995). "Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry." Geophysical Research Letters 22(18): 2517-20.

Hanssen, R. F. (2001). Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers.

Hanssen, R. F., T. M. Weckwerth, et al. (1999). "High-resolution water vapor mapping from interferometric radar measurements." Science 283(5406): 1297-1299.

Leberl, F. (1990). Radargrammetric Image Processing, Artech House, Norwood

Massonnet, D. and K. L. Feigl (1998). "Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface." Reviews of Geophysics 36(4): 441-500.

Pathier, E. (2003). "Apports de l'interférométrie radar différentielle à la tectonique active de Taiwan", These de doctorat Univ. Marne-La-Vallée, 272p. disponible à <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00007464/fr/>

Rignot, E et J. Van Zyl (1993). Change detection techniques for ERS-1 SAR data, IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 31, n°4, pp.896-906.

Schmidt, D. A. and R. Bürgmann (2003). "Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set." *Journal of Geophysical Research* 108(B9): ETG 4-1 - 4-13.

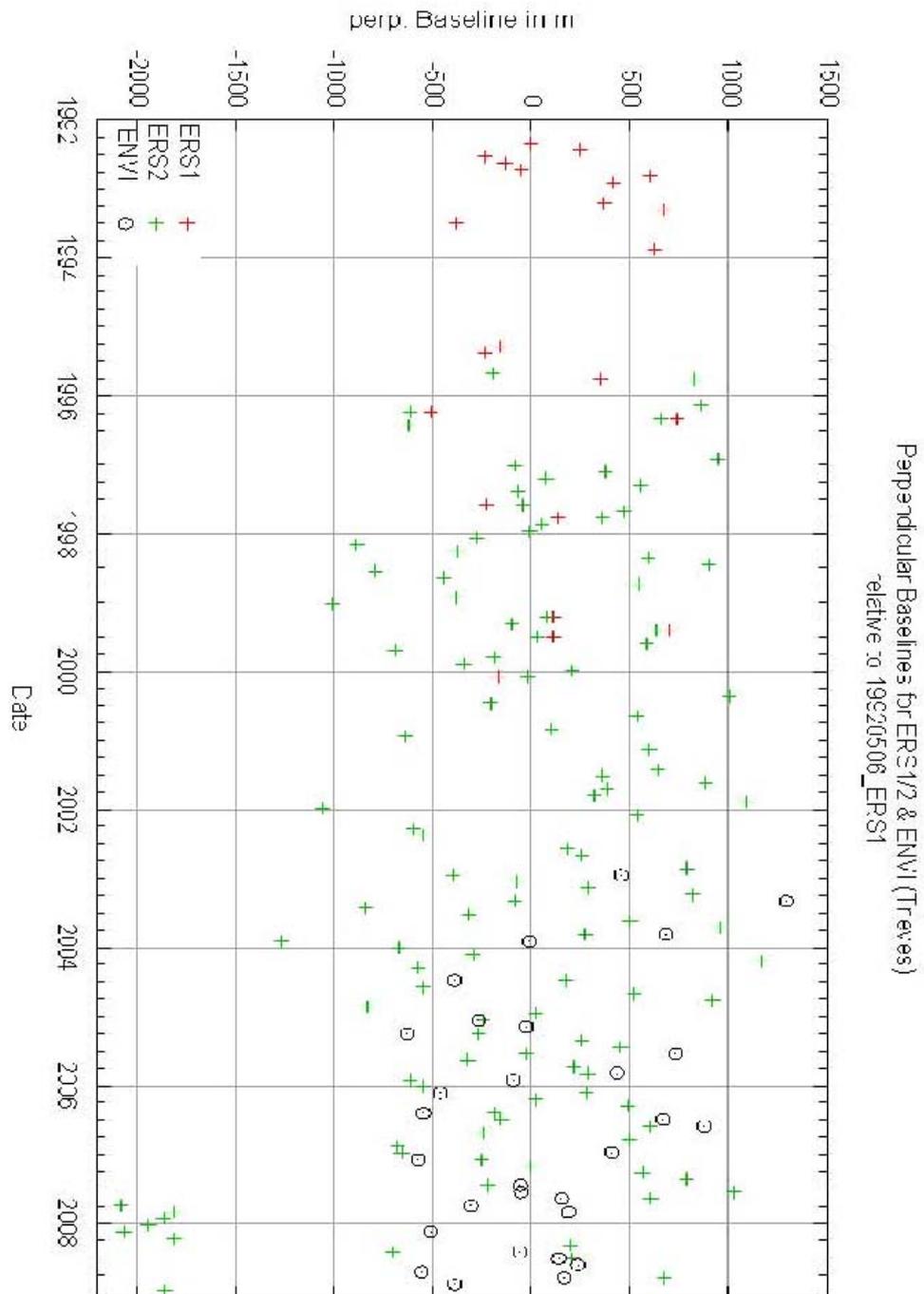
Singhroy V., K Mattar, et L. Gray (1998). Landslide characterization in Canada using interferometric SAR and combined SAR and TM images, *Advances in Space Research* , 2(3), 465-476.

Squarzoni, C., Delacourt, C., and Allemand, P.(2003) Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry, *Engineering Geology*, 68, 53–66. Berardino, P., G. Fornaro, et al. (2002). "A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40(11): 2375-83.

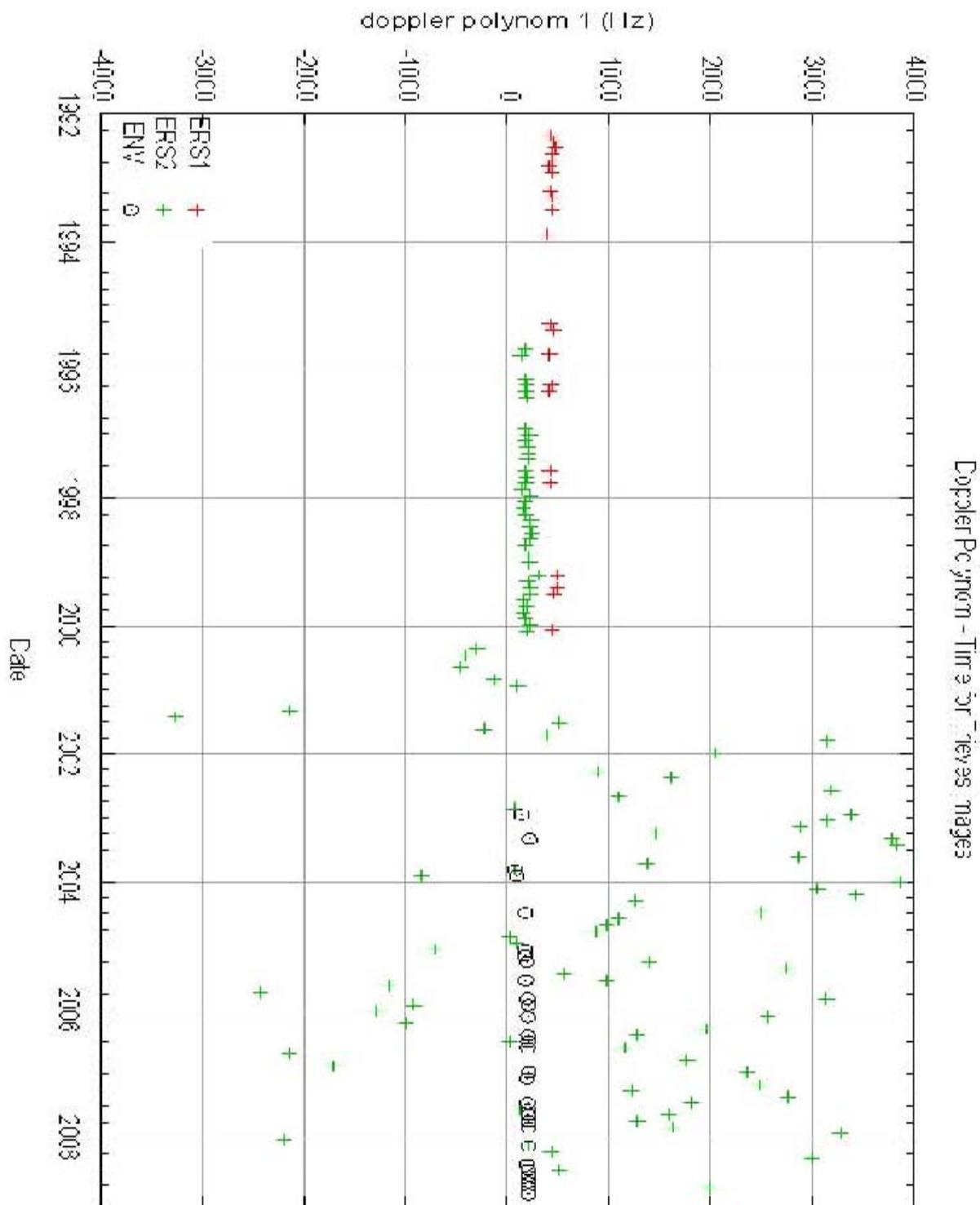
Usai, S. and R. Klees (1999). "SAR interferometry on a very long time scale : A study of the interferometric characteristics of man-made features." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 37(4): 2118-2123.

Zebker, H. A., P. A. Rosen, et al. (1997). "Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps." *Journal of Geophysical Research* 102(B4): 7547-7563.

# Annexe 1 : images radar disponibles

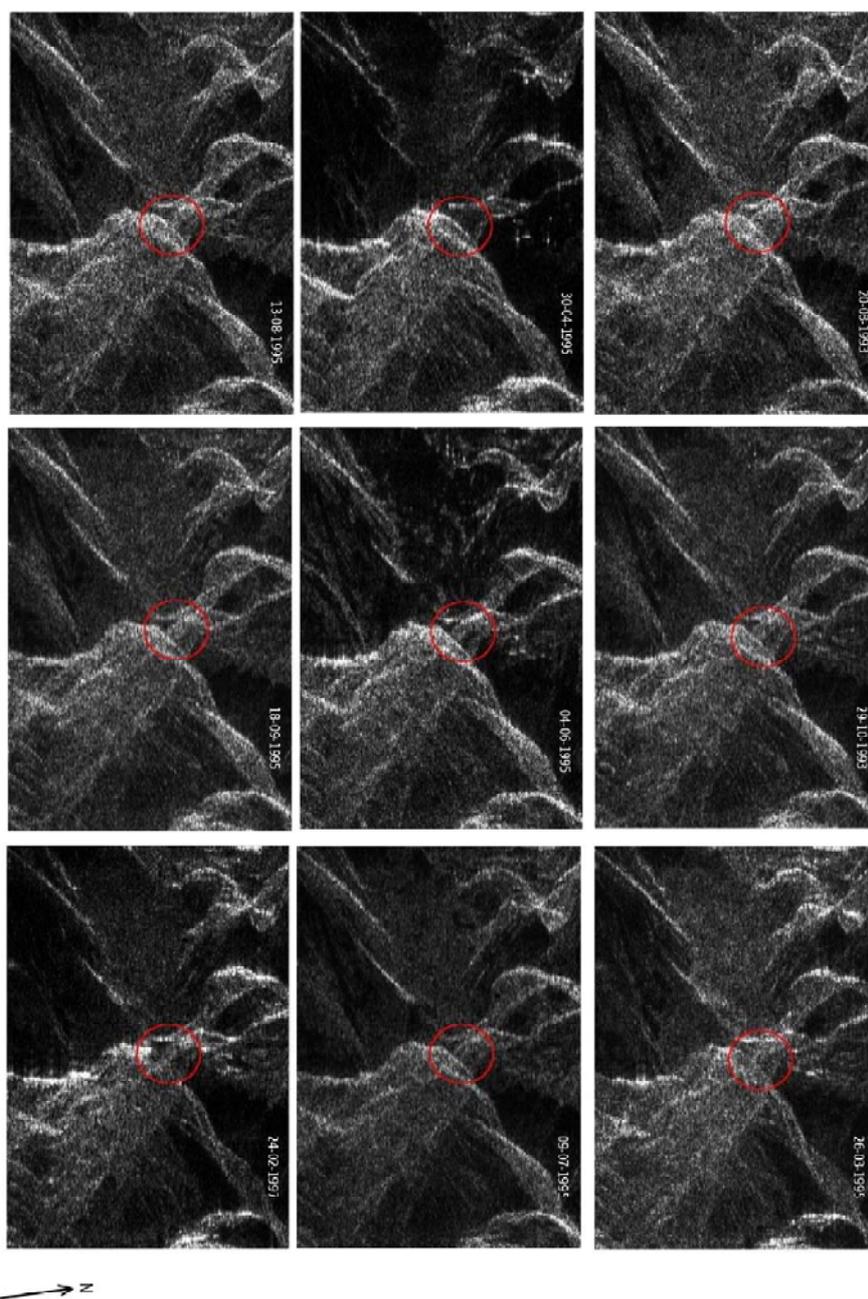


**Figure A1 :** graphique montrant la distribution temporelle et la distribution orbitale (baseline) des données ERS1, ERS2 et ENVISAT dont nous disposons à ce jour sur la zone d'étude. Le critère de baseline est important pour déterminer la qualité potentielle des interférogrammes : plus la baseline est grande moins la qualité de l'interférogramme sera bonne excepté sur les « Permanent Scatterers »



**Figure A2 :** graphique montrant la distribution temporelle et la distribution en termes de doppler centroïde des images. Le facteur de doppler est relié à la direction de visée du satellite. On remarque que la direction de visée est assez stable pour ERS1 (en rouge) et ENVISAT (en noir) par contre pour ERS2 (en vert), à partir de 2000 où le satellite a eu des problèmes de gyroscopes, les valeurs sont très dispersées indiquant un mauvais contrôle de la direction de visée. Lorsque l'écart entre deux dates excède 1000Hz la qualité des interférogrammes est alors fortement dégradée.

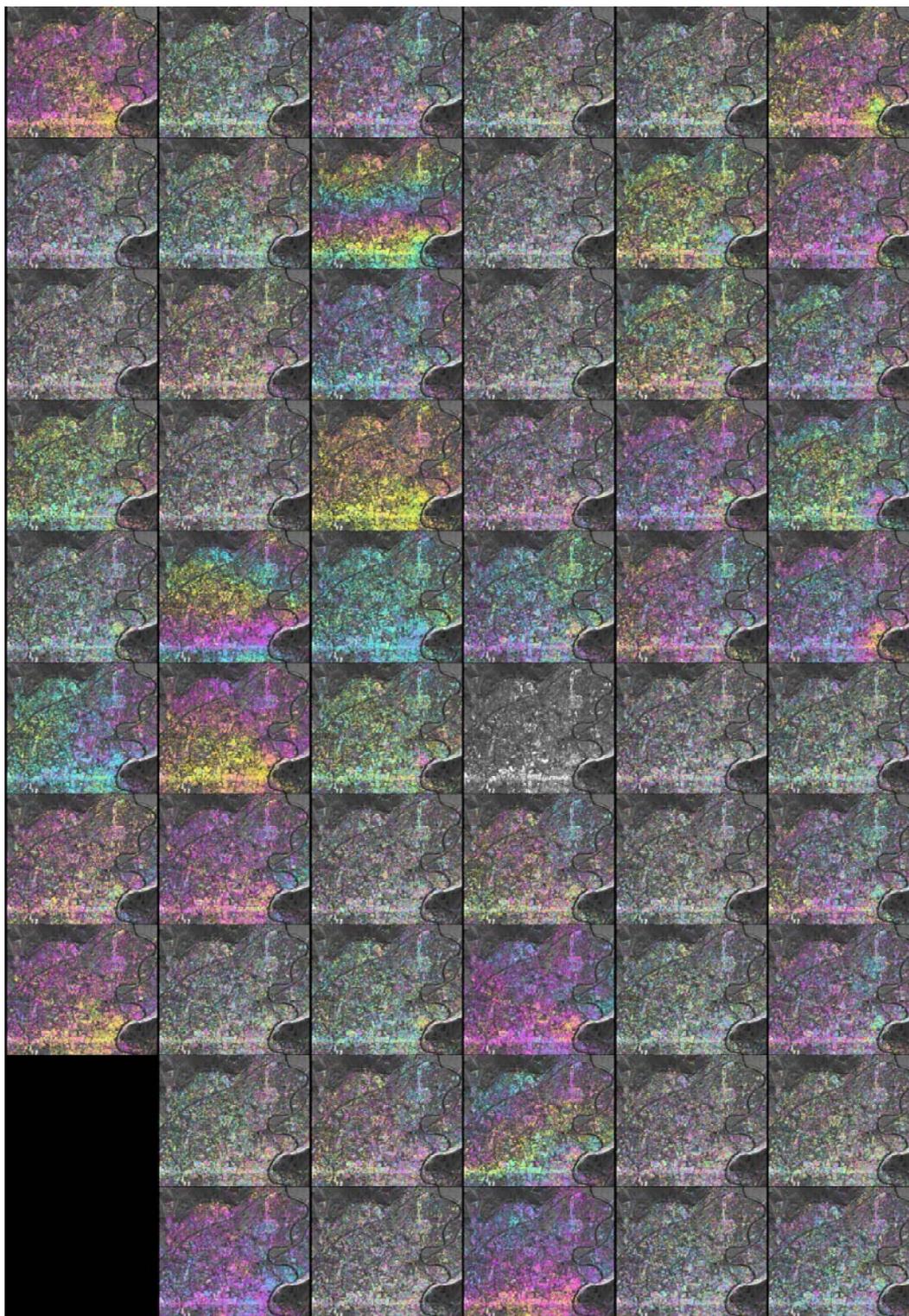
## Annexe 2 : images radar sur le Pic de Bure



**Figure A3 :** Différentes images radar à pleine résolution pour différentes dates avant et après l'éboulement rocheux du Pic de Bure en Juin 1995. Les dates sont indiquées sur chaque image, ainsi que la localisation (cercle rouge) de l'éboulement d'après la cartographie sur le terrain. Noter la variabilité de radiométrie (speckle) donnant un effet poivre-sel aux images.

## Annexe 3 : Interférogrammes sur Grenoble

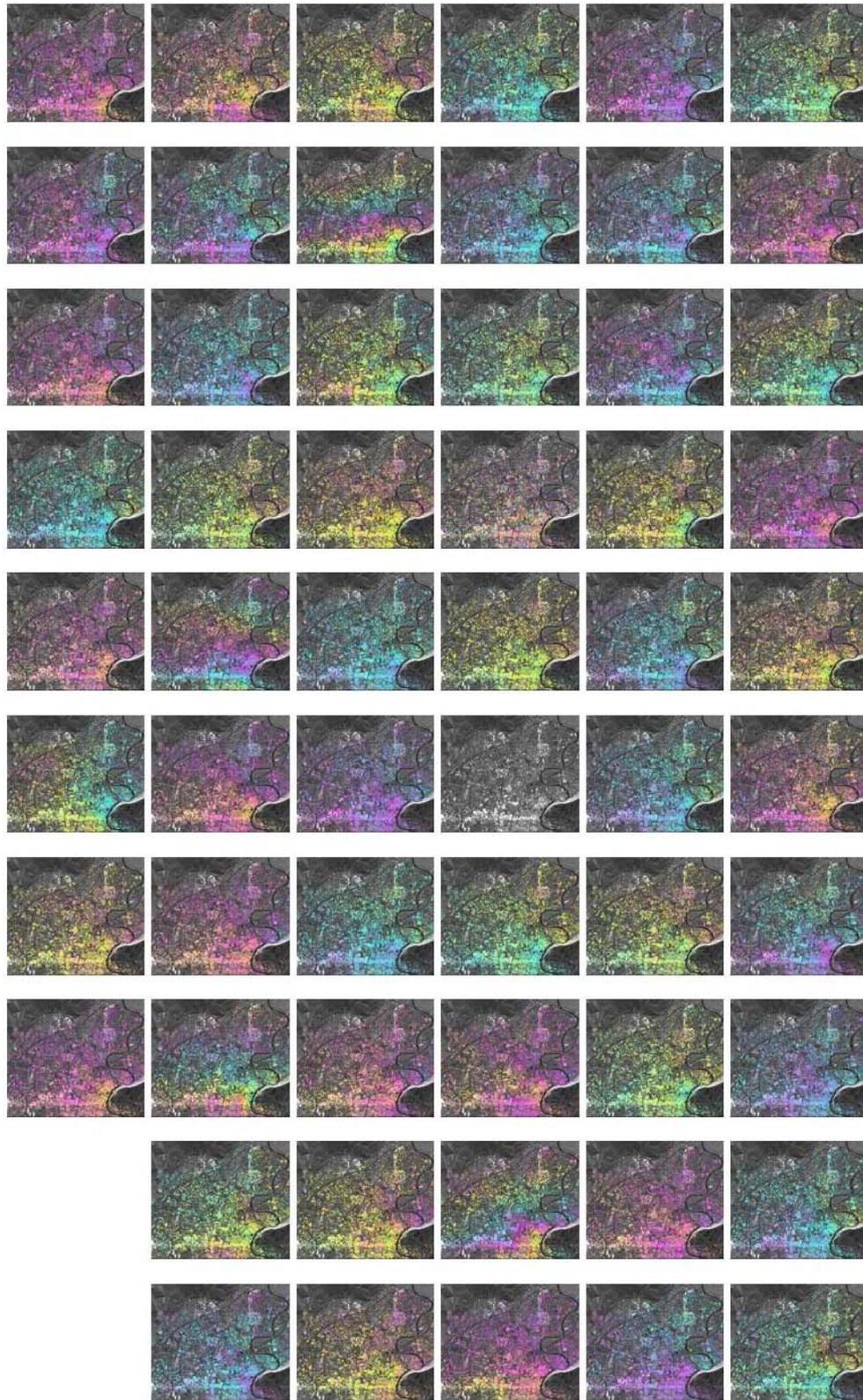
1	19970315	19920506	-80.3858	-1774
2	19970315	19920610	164.3579	-1739
3	19970315	19920715	-308.9682	-1704
4	19970315	19920819	-207.3276	-1669
5	19970315	19920923	-124.9347	-1634
6	19970315	19921028	525.0473	-1599
7	19970315	19921202	345.1181	-1564
8	19970315	19930317	298.2384	-1459
9	19970315	19930421	599.7288	-1424
10	19970315	19930630	-457.3071	-1354
11	19970315	19931117	552.3767	-1214
12	19970315	19950414	-230.9712	-701
13	19970315	19950519	-310.7927	-666
14	19970315	19950902	-263.6679	-560
15	19970315	19951006	272.7998	-526
16	19970315	19951007	744.0998	-525
17	19970315	19960224	778.2966	-385
18	19970315	19960329	-583.0009	-351
19	19970315	19960330	-685.7652	-350
20	19970315	19960503	654.3894	-316
21	19970315	19960504	578.9987	-315
22	19970315	19960608	-692.7769	-280
23	19970315	19961130	865.8934	-105
24	19970315	19970104	-155.9996	-70
25	19970315	19970208	299.9716	-35
26	19970315	19970315	0.0000	0
27	19970315	19970419	477.1950	35
28	19970315	19970524	-142.2423	70
29	19970315	19970801	-298.9704	139
30	19970315	19970802	-117.2006	140
31	19970315	19970906	394.1116	175
32	19970315	19971010	62.8079	209
33	19970315	19971011	283.1586	210
34	19970315	19971115	-19.3100	245
35	19970315	19971220	-82.2797	280
36	19970315	19980124	-345.5948	315
37	19970315	19980228	-952.4493	350
38	19970315	19980404	-446.5816	385
39	19970315	19980509	514.9921	420
40	19970315	19980718	-862.5734	490
41	19970315	19980822	-515.0534	525
42	19970315	19980926	466.4584	560
43	19970315	19981205	-458.4880	630
44	19970315	19990109	-1071.3104	665
45	19970315	19990319	36.9413	734
46	19970315	19990320	3.9588	735
47	19970315	19990424	-170.5023	770
48	19970315	19990528	618.3807	804
49	19970315	19990529	556.3675	805
50	19970315	19990702	39.5438	839
51	19970315	19990703	-43.7955	840
52	19970315	19990807	508.6361	875
53	19970315	19990911	-760.8196	910
54	19970315	19991016	-263.4083	945
55	19970315	19991120	-412.9287	980
56	19970315	19991225	129.3734	1015
57	19970315	20000128	-237.2235	1049
58	19970315	20000129	-89.7037	1050



**Figure A4** : Compilation de l'ensemble des interférogrammes réalisés pour l'étude sur le site test de Grenoble. Les interférogrammes sont classés par date croissante en partant du haut vers le bas puis de droite à gauche. Les dates sont données dans la liste situé au début de cette annexe la date de référence correspond à l'image 26 (15 mars 1997) pour laquelle seule l'amplitude est affichée. Par exemple, la première colonne correspond aux interférogrammes 51 à 58 soit ceux réalisé avec la date de référence et du 3 juillet 1999 au 29 janvier 2000.

Interprétation des interférogramme des figures A4 et A5 : un cycle de couleur (bleu->jaune->rose->bleu) correspond à une augmentation du temps d'aller retour satellite-sol entre les deux dates pour un point situé dans le bleu, si l'on considère que pour les pixels en jaune la temps d'aller-retour est resté le même. Un tel changement peut s'expliquer essentiellement par deux phénomènes :

- 1- le plus courant est un changement d'état atmosphérique entre les deux dates qui va produire un ralentissement de l'onde. Comme l'épaisseur d'atmosphère traversée par l'onde varie avec la topographie, on observe alors des augmentations du temps d'aller-retour dépendant du relief.
- 2- l'autre possibilité correspond à un déplacement sol qui augmente de 2.8 cm la distance sol-radar d'un point situé dans le bleu par rapport à un point fixe situé dans le jaune (si le déplacement est vertical cela implique une subsidence).
- 3- Enfin des erreurs sur la connaissance des positions orbitales et du relief peuvent introduire des variations de couleurs. La figure A5 montre les mêmes interférogrammes que le figure A4 mais corrigé des erreurs de MNT estimé dans l'analyse PS.



**Figure A5 :** *Compilation de l'ensemble des interférogrammes corrigé des erreurs de MNT estimés dans l'analyse PS sur le site test de Grenoble. Même disposition que dans la figure A4.*

## Annexe 3 : base de données

Une base de données contenant les images issues de plusieurs étapes de traitement a été réalisée. Elle est disponible sur demande à Erwan Pathier (erwan.pathier@ujf-grenoble.fr)

Les images brutes ayant été acquises dans le cadre d'un projet Category-1 de l'agence spatiale Européenne. L'utilisation des produits qui en sont dérivés est soumise à certaines conditions et restriction.

Cette base de données contient

- l'ensemble des images focalisées (SLC) en géométrie radar (168)
- l'ensemble des images SLC mises en géométrie commune (82).
- la table de correspondance entre les pixels des images en géométrie radar et les coordonnées géographiques.
  - une carte de zone d'ombre et de recouvrement pour la zone couverte par l'image radar.
  - l'ensemble des interférogrammes sur Grenoble calculés dans l'analyse InSAR (58, voir figure A4 et A5)
- les données orbitales
- les métadonnées associées aux différents traitements effectués.

