



Edito par le Bureau de RESIF

La newsletter RESIF change son mode de diffusion. Nous arrêtons la version papier et avons opté pour une forme plus interactive grâce aux nouveaux outils de messagerie. Dorénavant, l'accès à chaque rubrique ou à l'intégralité de la newsletter, sera possible depuis le message mail. La newsletter RESIF sera, comme toujours, disponible sur notre site web.

Dans ce numéro, vous découvrirez le rôle joué par les observatoires volcanologiques et sismologiques de la Guadeloupe, de la Martinique et de la Réunion en Outre-Mer et la mise à disposition de leurs données à travers les infrastructures de RESIF (p. 2-4). Le projet RESIF-CLB connaîtra un regain d'activité en 2017 notamment avec l'installation de nouvelles stations sismologiques dans l'Ouest de la France métropolitaine (p. 5-6). Basée sur des observations gravimétriques et sismologiques complémentaires, une méthodologie innovante a permis de mieux comprendre la dynamique de stockage de l'eau à l'intérieur du plateau karstique des Grands Causses (Aveyron), avec, in fine, une gestion plus adaptée des ressources hydriques (p. 7-8).

RESIF, dans sa volonté de favoriser les échanges entre les différentes communautés scientifiques en

géosciences, organisera au début de l'été prochain un workshop dédié à l'instrumentation géophysique et en octobre, les 3ème Rencontres scientifique et technique RESIF. De plus ample informations seront disponibles prochainement sur le site resif.fr.

ACTUALITÉS

Avril :

23-28 : EGU à Vienne

Mars :

30 : réunion du Comité Directeur RESIF

1-3 : réunion EPOS integration meeting

Février :

23-24 : réunion du Board of Governmental Représentatives de EPOS

2 : Assemblée Générale du RAP

Janvier :

31 : Assemblée Générale du RENAG-GPSMOB

12-13 : atelier «comparaison solutions» du RENAG

7 : réunion EPOS-France

PORTRAIT (p.8)

Jean-Marie Saurel, Ingénieur CNRS, travaille à la direction des observatoires volcanologiques et sismologiques de l'IPGP.

LES OBSERVATOIRES VOLCANOLOGIQUES ET SISMOLOGIQUES : 80 ANS DE MESURES AU SERVICE DE LA SCIENCE ET DES POPULATIONS

Auteurs : André Anglade, Valérie Clouard, Céline Dessert, Jean-Christophe Komorowski, Philippe Kowalski, Arnaud Lemarchand, Constanza Pardo, Aline Peltier, Claudio Satriano, Jean-Marie Saurel

Depuis sa fondation, l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) est responsable de l'observation et de la surveillance de l'activité des trois volcans actifs français au sein de leur contexte régional : la Montagne Pelée en Martinique et la Soufrière de Guadeloupe aux Antilles, ainsi que le Piton de la Fournaise sur l'île de la Réunion dans l'Océan Indien. Il collabore également aux opérations de l'observatoire géophysique d'Arta à Djibouti (OGA) depuis 1973 et de l'observatoire volcanologique du Karthala (OVK) aux Comores depuis 1986.

Aux Antilles, dès l'éruption du 8 mai 1902, un observatoire permanent est établi à Fonds-Saint-Denis sous l'égide du service météorologique, face à la Montagne Pelée avec déjà des sismographes, parmi d'autres instruments. En 1925, l'activité du volcan ayant diminué, les observations sont arrêtées. Mais en 1936, après l'éruption de 1929, un nouveau bâtiment en béton est construit à proximité et une observation permanente est établie, avec l'installation d'un sismographe Quervain-Piccard équipé d'une masse de 20 tonnes. Les activités d'observation passent sous la responsabilité de l'IPGP en 1946. En parallèle, après l'installation d'un premier instrument en 1948, un observatoire est établi en Guadeloupe en 1950 avec deux sismographes pour surveiller l'activité de la Soufrière. Une cave sismique est creusée en 1952.

Dès le milieu des années 1950, les réseaux des observatoires de Martinique et Guadeloupe se développent, notamment avec les nouveaux sismomètres électromagnétiques, bien plus compacts (quelques kilos) et sensibles que leurs prédécesseurs mécaniques. Transmettant leurs données par câbles téléphoniques, ils permettent de suivre l'éruption phréatique de 1956 de la Soufrière en Guadeloupe. En 1972, les premières stations radio-téléométrées sont déployées. C'est ce réseau radio-téléométré qui sera rapatrié sur la Soufrière à partir de 1975 et qui a permis de surveiller l'érup-

tion de 1976. Une année plus tard, en 1977, à la Réunion, la lave du Piton de la Fournaise sort de l'Enclos Fouqué (caldera inhabitée à l'intérieur de laquelle se produit 97% des éruptions) et détruit partiellement le village de Piton Sainte-Rose. Les autorités, le département et le CNRS décident alors d'établir un observatoire à la Réunion et de confier sa gestion à l'IPGP. L'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) est opérationnel en 1979.

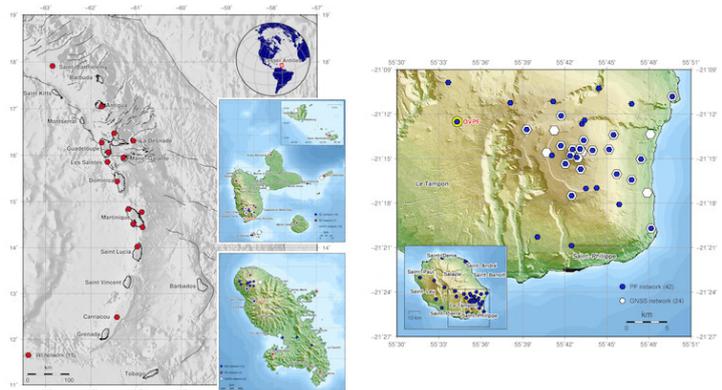


Fig.1) Cartes des 4 réseaux sismiques distribués par le nœud A VOLCANO de RESIF. De gauche à droite et de haut en bas : réseau WI, réseau GL, réseau MQ, réseau PF.

Les années 1980 seront marquées par le développement des techniques d'observation avec, entre autres, l'installation et le déploiement d'un réseau dense de sismomètres à transmission analogique par voie hertzienne. Cette technologie, robuste, peu coûteuse et largement déployée de par le monde, reste encore utilisée aujourd'hui. En Guadeloupe, l'observatoire est alors situé sur les flancs de la Soufrière et il dut être temporairement déplacé lors de la crise éruptive de 1976 dans la poudrière du Fort Delgrès construit en 1650 à Basse-Terre. Il est alors décidé de le reconstruire en l'éloignant du volcan. Le bâtiment actuel, sur le Morne Houëlmont, ouvre ses portes en 1993. Peu de temps après, l'usage scientifique des mesures de positionnement par satellite se développe (systèmes GNSS–Global Navigation Satellite System– dont le

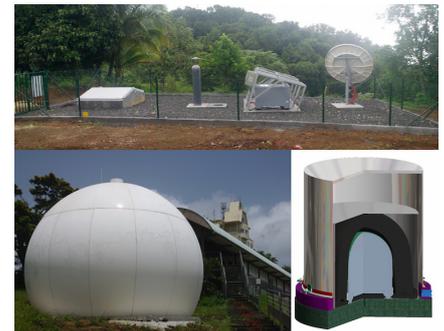
GPS, déployé par les militaires américains). C'est ainsi que les réseaux de stations GNSS permanentes se développent sur les trois volcans. Dans les années 2000, les deux observatoires des Antilles sont renommés en observatoires volcanologiques et sismologiques de la Guadeloupe (OVSG) et de la Martinique (OVSM), au vu de leur implication grandissante dans l'enregistrement et la caractérisation de la sismicité régionale de la subduction antillaise, mise en lumière lors des séismes des Saintes (magnitude 6,3, Guadeloupe) en novembre 2004 et de Martinique (magnitude 7,4) en novembre 2007. Enfin, 80 ans après la construction du premier observatoire, un nouveau bâtiment sera livré à l'OVSM par la Collectivité Territoriale de Martinique en 2017.

Au début des années 2000, une nouvelle technologie de sismomètres prend son essor et devient abordable : les capteurs large-bande associés à la numérisation sur site se multiplient. En 2003, quatre premières stations large-bande sont installées sur la Soufrière pour tenter de détecter des signaux basse-fréquence liés aux mouvements de fluides dans l'édifice volcanique. L'intérêt de ces capteurs sur un volcan est encore démontré en 2009 avec l'installation pour 4 ans sur le Piton de la Fournaise du réseau de l'ANR Undervolc (Brenguier et al., 2012) afin de suivre les variations de vitesse sismique dans l'édifice lors des phases d'activité. Ce réseau sera racheté par l'IPGP dans le cadre d'un projet Feder. Ce projet servira aussi à rénover l'équipement informatique pour gérer cet afflux massif de données et utiliser les nouveaux standards d'acquisition, de traitement et d'archive de la donnée sismique moderne (virtualisation, NAS, SEED, SeisComp3).

Dès les années 2005, une réflexion identique est engagée aux Antilles avec l'émergence de la prise en compte du risque tsunami suite au dramatique événement du 26 décembre 2004 en Indonésie. Un réseau régional multi-paramètres (vélocimètre, accéléromètre et GNSS continu), à transmission satellite (technologie VSAT), co-opéré avec le Seismic Research Center (SRC, à Trinidad) est ainsi déployé à partir de 2008. Ce réseau (Anglade et al., 2015), financé par un CPER-PO en Guadeloupe, et par l'Interreg Caraïbe Tsuareg à partir de 2010 en Martinique, couvre aujourd'hui

l'ensemble de l'arc, des Grenadines au sud à Saint-Barthélémy au nord, et fournit aux chercheurs des données d'une qualité jamais obtenue à cette échelle sur la zone de subduction des Petites Antilles. Là aussi, les efforts d'instrumentation s'accompagnent d'un effort de modernisation des infrastructures informatiques de chacun des deux observatoires.

Fig.2) Réseau WI à transmission par satellite et capteurs large-bande. De haut en bas et de gauche à droite : station CBE avec cave sismique, pilier GPS permanent, alimentation solaire et antenne VSAT, hub de



réception des stations VSAT en Martinique, sous son radome et coupe des différentes couches d'isolation des sismomètres large-bande (système CASIS).

Après dix ans de travail, 54 stations modernisées (travail toujours en cours), 4,2 millions d'euros de budget et l'implication d'une trentaine de personnes dans les observatoires, mais aussi à Paris, les données des quatre réseaux des observatoires volcanologiques (GL, MQ, PF et WI) - quotidiennement utilisées en routine dans les observatoires pour la construction des catalogues sismiques régionaux et des volcans - sont aujourd'hui diffusées à la communauté scientifique, notamment par le biais du nœud B de RESIF, avec l'aide du CDD, le centre de données de l'IPGP (centrededonnees.ipgp.fr). Ces nouvelles stations complètent les données des stations GEOSCOPE de FDF et RER, longtemps les seules données large-bande des Antilles et de la Réunion, respectivement.

La continuité de la donnée temps-réel, malgré tous les efforts déployés, reste soumise aux aléas des moyens de transmission utilisés entre les stations et l'observatoire. Ainsi, les équipes des observatoires ont mis en place des procédures plus ou moins automatisées pour compléter ces archives et récupérer sur les stations les données manquantes.

Les données de l'ensemble des réseaux de mesure de chaque observatoire sont ensuite synchronisées

chaque nuit sur un espace disque dédié à Paris, ce qui inclut donc les données complétées des quatre réseaux sismiques opérés par le nœud A VOLCANO de RESIF.

Avec l'aide d'étudiants volontaires de l'école doctorale STEP'UP de l'IPGP, dans le cadre d'une formation reconduite tous les ans depuis 2014, les données et les métadonnées passent alors le filtre de nombreuses étapes de validation et de vérification issues de l'expérience du réseau GEOSCOPE. Le but est de fournir des données vérifiées, de qualité, sans recouvrement et pour lesquelles une métadonnée (et une seule) est disponible pour chaque échantillon.

De par l'objet « volcan » qui est au cœur de l'activité des observatoires volcanologiques de l'IPGP, de multiples types de données sont acquises. La sismologie, même si elle représente une grosse partie des données et des réseaux de chaque observatoire, côtoie ainsi des réseaux de mesures de la déformation (stations GNSS, extensomètres, fissuromètres, inclinomètres), des réseaux de mesures géochimiques (géochimie des gaz fumeroliens, du panache et du sol, géochimie des eaux du système hydrothermal, forages), des réseaux de mesure de grandeurs physiques générales (gravimétrie, géophones, stations météorologiques, températures, imagerie optique et thermique, magnétométrie, polarisation spontanée du sol). L'ensemble de ces données permet ainsi au personnel de l'observatoire d'avoir à tout instant une vue d'ensemble de l'activité du volcan et de sa région. De plus, les observatoires acquièrent de très nombreuses données lentes dans les domaines de la géologie et de la géochimie qui complètent les observations sur les volcans (e.g. échantillonnage de roches et de coulées de lave, analyses pétrologiques et géochimiques de roche, cartographie, datations radiocarbones, sédimentologie et stratigraphie des produits éruptifs, reconstruction du passé éruptif).

Un effort est en cours depuis plusieurs années afin de mettre l'ensemble de ces données à disposition des utilisateurs. C'est le rôle du portail Volobsis (volobsis.ipgp.fr), qui permet dès à présent de diffuser les données des réseaux GNSS et fournit des liens vers les centres de données distribuant les données sismiques, dont celui de RESIF. Cet effort est amplifié depuis peu par la par-

ticipation de l'IPGP au projet européen EPOS, et plus précisément au sein du Work Package 11, où il travaille à la définition commune de standards de données, métadonnées et des moyens de distribution.



Fig.3) Réseau PF à la Réunion, station transmise par Wifi installée sur une coulée de lave du volcan. De gauche à droite : capteur et son isolation thermique, vue générale de la station, hélitreuillage d'une structure de station (panneaux solaires, batteries, électronique).

Enfin, les deux observatoires antillais sont également fortement impliqués dans la collaboration régionale et internationale pour le suivi de l'arc de subduction des Petites Antilles, par le biais des programmes européens pour la modernisation des réseaux, mais aussi à travers le système d'alerte aux tsunamis pour la Caraïbe (ICG-CARIBE-EWS, ou GIC-SATCAR), mis en œuvre sous l'égide de l'Unesco depuis 2006. Dans ce cadre, l'ensemble des données des stations large-bande VSAT est utilisé par les centres d'alerte d'Hawaii (PTWC, à compétence régionale pour tout le bassin Caraïbe), d'Alaska (US-NTWC à compétence nationale US et servant de sauvegarde) et de Porto-Rico (PRSN, à compétence locale pour Porto-Rico).

Références :

- Brenguier et al. (2012), *Seismological Research Letters*, 83, 7, doi: 10.1785/gssrl.83.1.97.
- Anglade et al. (2015), *Advances in Geoscience*, doi: 10.5194/adgeo-40-43-2015.

Contact : Jean-Marie Saurel, OVS-IPGP
(saurel@ipgp.fr)

L'INSTRUMENTATION SISMOLOGIQUE LARGE-BANDE DANS L'OUEST DE LA FRANCE MÉTROPOLITAINE

Auteurs : Éric Beucler, Mickaël Bonnin, Damien Fligiel, Bertrand Manhaval, Antoine Mocquet

Bien qu'en contexte géologique intracontinental et de marge passive, l'Ouest de la France métropolitaine (depuis la Charente jusqu'à la Bretagne et la Normandie) est actuellement caractérisé par une sismicité constante et modérée. Du point de vue historique, la base nationale de données macrosismiques SisFrance y recense 237 événements tectoniques, correspondant à près d'un quart de la sismicité historique métropolitaine, dont une dizaine d'intensité maximale supérieure ou égale à 7 (MSK). La quasi-totalité des événements se localisent dans l'affleurement de socle qui définit le Massif armoricain. Les bassins aquitain et parisien adjacents sont pratiquement dépourvus de sismicité, du moins sur la période d'observation instrumentale.

Les premiers réseaux permanents d'observation

Pendant 50 ans (depuis les années 1960), l'activité sismique de l'Ouest de la France a été principalement enregistrée par des stations sismologiques courtes périodes installées progressivement par le laboratoire de détection géophysique du commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives (CEA-LDG) puis, à partir des années 1980, par le réseau national de surveillance sismique (RéNaSS). En 2010, cependant, seules quatre stations trois composantes à large-bande passante localisées à Rostrenen (Côtes-d'Armor), Rennes (Ille-et-Vilaine), Chizé (Deux-Sèvres) et Saint-Martin-du-Fouilloux (Deux-Sèvres) étaient présentes dans la région.

La centaine d'événements enregistrés annuellement dans l'Ouest depuis 25 ans représente entre 8 et 20 % de la sismicité métropolitaine. Cette proportion est certainement sous-évaluée du fait de la faible densité de stations sismologiques dans la région qui ne permet pas la détection des séismes de très faible magnitude. En outre, la région présente un excès relatif d'événements de magnitude estimées entre 2 et 3 (Fig. 1) dû à une atténuation anormalement faible sous le Massif armoricain [Mayor, 2016]. Le biais d'observation généré par le réseau est apparent dans la magni-

tude de complétude inférieure d'au moins un demi-point à la valeur métropolitaine (Fig. 1).

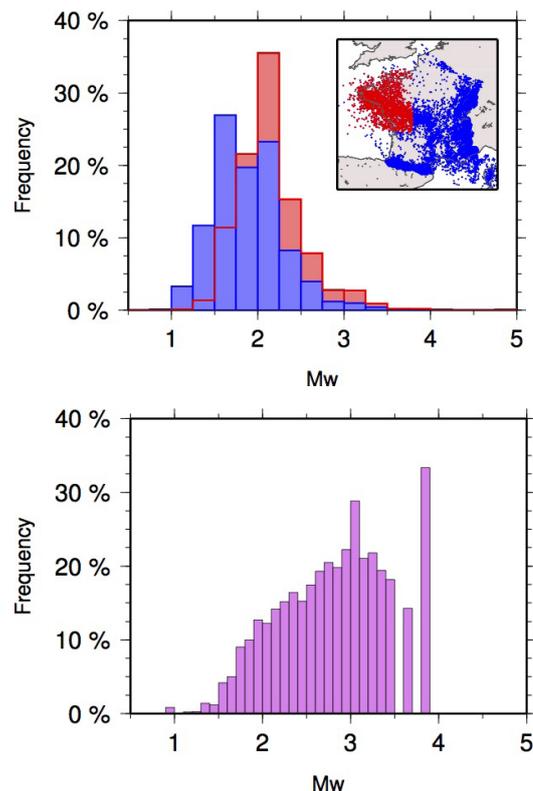


Fig.1) Analyse statistique de la sismicité de la France métropolitaine entre 1962 et 2009, base de données SI-Hex [voir newsletter RESIF n°5*]. 3261 séismes sont dénombrés dans la partie ouest (rouge), soit environ 1 séisme tous les 5 jours. (Haut) Distribution des magnitudes dans la France métropolitaine et dans l'Ouest (classes en magnitude de 0,25). (Bas) Proportions des séismes de l'Ouest par rapport au nombre total de séismes métropolitains (classes en magnitude de 0,1).

Densification et modernisation du réseau

La première tâche d'observation labellisée à l'observatoire des sciences de l'Univers Nantes Atlantique (OSUNA) dans le cadre du service national d'observation sismologique de l'INSU Terre solide, a ainsi été de rénover le réseau et de pallier le manque de stations d'enregistrement large-bande. Dès sa création en 2008, l'OSUNA (membre du consortium RESIF depuis 2013) a été en charge de la construction et de

la maintenance de l'antenne sismologique vélocimétrique [voir newsletter RESIF n°3*] pour l'Ouest de la France métropolitaine. Comme toutes les stations permanentes RESIF, les stations de l'Ouest sont connectées en temps réel au centre de données de l'EOST (à Strasbourg) et de l'OSUG (à Grenoble) et supervisées par SyNAPSE, un outil développé à l'OCA (à Sophia-Antipolis). Les données et métadonnées acquises sont distribuées via le portail seismology.resif.fr [voir newsletter RESIF n°8*].

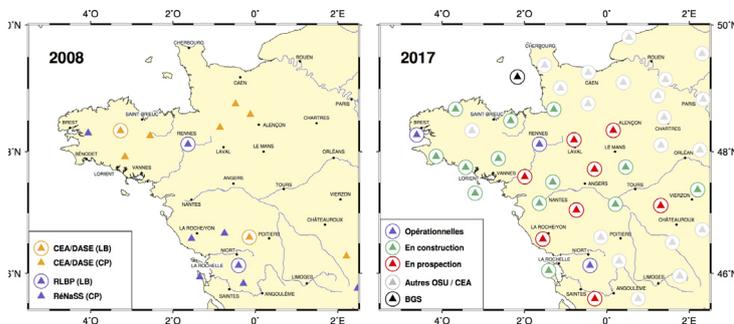


Fig.2) Évolution de l'antenne vélocimétrique RESIF dans l'Ouest depuis 2008. À gauche : le réseau était principalement constitué de stations courtes périodes (CP) du RéNaSS et du CEA. 4 stations large-bande (LB) étaient installées. À droite : état du réseau en janvier 2017. 16 stations sont en construction ou opérationnelles.

La construction de la majeure partie des stations (une vingtaine) est rendue possible grâce au financement du projet RESIF. Un contrat de plan signé entre l'État et la région des Pays de la Loire prévoit, en outre, le financement de 4 stations supplémentaires à partir de l'année 2018. La Figure 2 illustre l'évolution de l'antenne sismologique dans l'Ouest depuis 2008. À l'horizon 2020, l'ensemble du territoire concerné sera couvert par 24 stations inter-distances d'une cinquantaine de kilomètres en moyenne. Parmi celles-ci, 3 sont actuellement opérationnelles, 7 sont prêtes à recevoir leur instrumentation et 8 sont en phase de prospection.

Caractéristiques du réseau armoricain

Le réseau armoricain présente plusieurs caractéristiques incontournables qui conditionnent son installation : une forte anthropisation de la région qui laisse peu de zones dépourvues d'habitation ou de culture, une absence de cavités naturelles ou disponibles pour les installations et une proximité de l'océan Atlantique et de la Manche qui génèrent un bruit microsismique

de forte énergie. L'un des challenges du déploiement des nouvelles stations est de minimiser l'impact de ces contraintes afin de fournir à la communauté des enregistrements de qualité sur une large bande de fréquences. L'OSUNA a ainsi choisi de privilégier l'installation des capteurs en forage pour une large majorité des stations placées sous sa responsabilité. Il est ainsi devenu l'un des principaux acteurs de RESIF-CLB pour la conception, le test et la mise en œuvre de forages en contexte de socle.

Premières applications et perspectives

Entre 2010 et 2014, l'ANR PYROPE [voir newsletter RESIF n°7*] et le projet VIBRIS, financé par la Région des Pays de la Loire, ont permis à l'OSUNA de concilier projet scientifique et observation sismologique à l'échelle régionale et nationale. Ces projets ont conjointement permis de mettre en place sur la côte atlantique et le Massif armoricain un réseau temporaire dont le maillage était proche de la géométrie de la future antenne vélocimétrique. Ce réseau a permis à l'équipe sismologique nantaise d'augmenter ses compétences dans l'installation et l'entretien de stations sismologiques et a stimulé le développement à Nantes d'outils d'analyses des données adaptées à la densité du futur réseau. Outre des résultats novateurs sur la structure tri-dimensionnelle profonde de l'Ouest de la France, les premières recherches ayant bénéficié de ces déploiements ont apporté des informations inédites sur la localisation des différentes sources océaniques génératrices du bruit microsismique que [Beucler et al., 2015]. Gageons que l'installation des nouvelles stations en Bretagne dans les prochains mois apportera de meilleures contraintes sur la sismicité et la structure du Massif armoricain.

Références :

- Beucler et al, (2015), *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi : 10.1002/2014GL062347.
- Mayor, J. (2016). Variations régionales de l'atténuation sismique en France métropolitaine : observations et modélisation. Thèse de doctorat, université de Toulouse.

Contact : Mickaël Bonnin, LPG UMR CNRS 6112, OSUNA UMS 3281

Mickaël.Bonnin@univ-nantes.fr

* Newsletters RESIF disponibles sur : www.resif.fr

GRAVIMÉTRIE ET SISMOLOGIE : LA BALANCE ET LE CHRONOMÈTRE AU SERVICE DE LA ZONE CRITIQUE !

Auteurs : Cédric Champollion et Benjamin Fores

En hydrogéologie, la mesure de la vitesse des transferts des eaux souterraines est essentielle pour comprendre et modéliser la dynamique et le stockage des ressources en eau. La vitesse de transfert des eaux souterraines dépend principalement de deux paramètres : le gradient de pression et la conductivité hydraulique. L'accès à la zone saturée en eau grâce aux forages permet d'estimer dans de très nombreux cas, même complexes, la conductivité hydraulique. Dans les cas où le milieu n'est pas saturé (on parle aussi de "zone critique"), estimer la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sous-sol est non trivial. Dans certains cas (nappe proche de la surface, vitesse d'infiltration importante), l'impact de la zone non saturée n'est pas significatif. A l'inverse, dans certains karsts ou aquifères de socle (l'épaisseur de la zone non saturée peut alors atteindre des dizaines, voire des centaines de mètres) ou pour des études sur les échanges eau-sol-atmosphère, la zone critique peut avoir un rôle majeur. Or la zone non saturée est souvent extrêmement hétérogène. Et le volume représentatif des appareils de mesure de la teneur en eau du sol (classiquement basés sur les méthodes diélectriques ou des tensiomètres) est petit de l'ordre du cm^3 . Bref, les paramètres hydrauliques de la zone critique ne peuvent pas être toujours négligés et restent pourtant peu accessibles avec les techniques actuelles.

Depuis plusieurs années, l'observatoire GEK (Géodésie des Eaux Karstique, Figure 1) soutenu par l'OSU OREME (<https://oreme.org/services/observation/hplus/gek>) et le SNO H+ (<http://hplus.ore.fr/larzac>) est dédié à l'observation géophysique et géodésique des processus hydrologiques et à la métrologie. L'observatoire est situé dans le sud des Grands Causses sur un plateau dolomitique karstique où l'épaisseur de la zone non saturée est supérieure à 100 m. Le contexte hydro-météorologique est suivi en temps réel par une tour de flux dédiée à la mesure de l'évapotranspiration et par deux pluviomètres. Une des idées initiales de ce projet est d'appliquer des méthodes géophysiques issues de la communauté terre solide à l'hydrogéologie.

Fig.1) L'observatoire GEK (zoom à droite), abrite un gravimètre supraconducteur (iGrav) depuis 2011. Un sismomètre large bande a également été hébergé pendant un an (2015) en attendant une



future station permanente de RESIF. A l'extérieur, deux pluviomètres au auget et une tour de flux (zoom de gauche) permettent d'obtenir des mesures météorologiques précises et locales.

Dans ce cadre, la gravimétrie permet de suivre les variations du stock en eau souterraine y compris dans ce type de milieu karstique hétérogène. Ce résultat est basé sur des séries de mesures gravimétriques réalisées avec les instruments du parc RESIF-GMOB et notamment un gravimètre absolu FG5. L'hydrogéologue dispose ainsi d'une balance adaptée à la zone critique mais reste myope : la gravimétrie n'apporte aucune contrainte sur la localisation des stocks en eau et donc sur les transferts. Afin de mesurer des vitesses de transferts de l'eau souterraine, il est nécessaire de disposer d'un chronomètre sensible à la profondeur : la sismologie passive. La mesure passive des variations de vitesse sismique par inter-corrélation de bruit ambiant est continue et simple à mettre en œuvre. La vitesse des ondes sismiques est de plus dépendante de la densité et donc de la saturation en eau. Mais surtout, choisir les fréquences du bruit sismique ambiant fixe une profondeur d'investigation (ou plutôt la sensibilité en fonction de la profondeur). Ainsi le site de l'observatoire s'est enrichi de deux sismomètres large bande séparés par une distance de 400 mètres pour une expérience d'un an. L'observatoire GEK est ainsi, peu à peu, devenu un observatoire géophysique complet puisqu'il accueille aujourd'hui en permanence un gravimètre supraconducteur, un récepteur GNSS et un sismomètre large-bande.

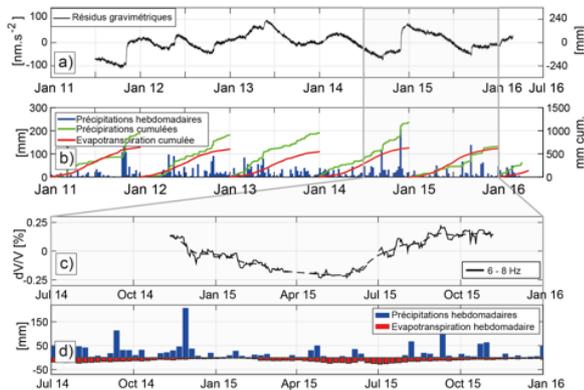


Fig.2) Données météorologiques et hydro-géophysiques de l'observatoire. En haut (a), les 5 années de résidus gravimétriques permettent de connaître avec précision les variations du stock en eau du sol, en lame d'eau équivalente (échelle de droite). La pluviométrie hebdomadaire et les cumuls annuels d'évapotranspiration sont donnés sur la même période en b). En bas (c), les variations de vitesse sismique sont induites par des variations de saturation en profondeur (entre 20 et 60 m à 6-8 Hz). L'important déphasage avec les fortes précipitations (plusieurs mois) montrent une infiltration très lente dans le milieu en d).

Que retenir de l'expérience de sismologie passive appliquée à l'hydrogéologie karstique ? Des variations

de vitesse clairement liées à des variations hydrogéologiques ont été mesurées (Fig.2). Ces variations de vitesse à une fréquence donnée (ici 6-8 Hz) peuvent être utilisées comme un chronomètre pour mesurer les temps de passage d'un front d'infiltration à une certaine profondeur (ici ~ 40 m). Et donc remonter aux vitesses de transfert de l'eau en zone non saturée. De plus, ces travaux ont montré l'intérêt de chaque méthode géophysique et leur complémentarité dans l'établissement de modèles hydrologiques.

Avec le développement des nouveaux gravimètres portables et en combinaison avec la sismologie passive, il sera possible dans un futur proche, de mener des expériences (observation d'une pluie naturelle ou simulée) sur des sites karstiques (entre autres) où les méthodes classiques en hydrogéologie ne sont pas adaptées. On pourra ainsi estimer les temps d'infiltration de manière quantitative et mieux contraindre la vulnérabilité de la ressource en eau souterraine.

Contact : Cédric Champollion, Géosciences Montpellier (cedric.champollion@um2.fr)

Portrait

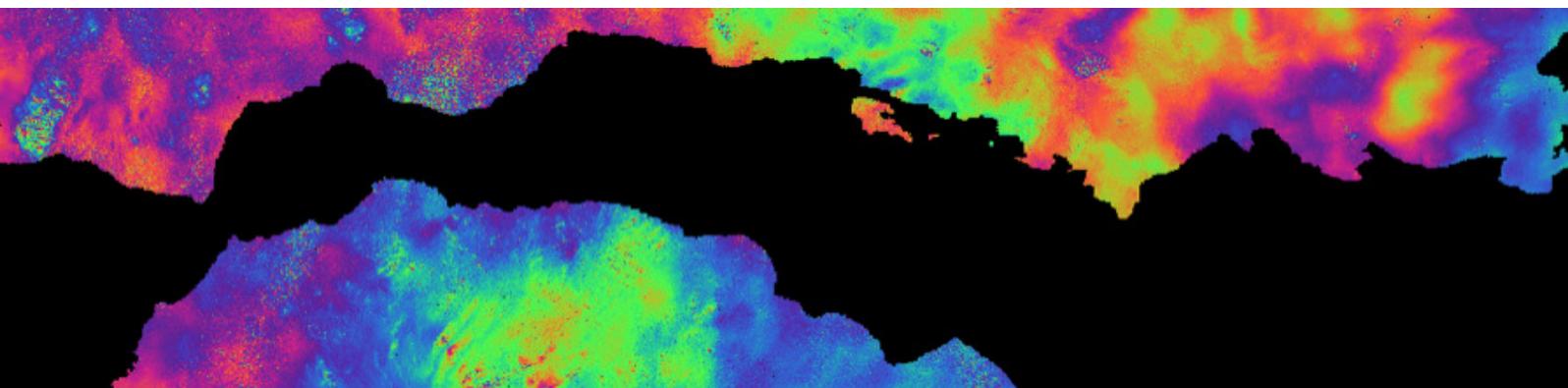
Jean-Marie Saurel, ingénieur de recherche au CNRS et diplômé de l'école nationale supérieure de l'électronique et de ses applications (ENSEA), est en poste à l'IPGP depuis 2006. Il a travaillé plus de 7 ans à l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de Martinique, en tant que responsable technique des réseaux de mesure, des capteurs et jusqu'à la mise à disposition des données. Depuis 2015, il travaille à la direction des observatoires volcanologiques et sismologiques à Paris sur la gestion et le traitement automatique des données des trois observatoires (données géophysiques, catalogues de sismicité). Par ailleurs, il est président depuis 2013 du groupe de travail chargé des réseaux de surveillance et de détection au sein du groupe inter-gouvernemental de coordination pour le système d'alerte aux tsunamis et autres risques côtiers de la Caraïbe (ICG-CARIBE-EWS).



Équipe de rédaction : Lydie GUILLEROT (IPGP), Tony MONFRET, (Géoazur, membre du Bureau de RESIF), Anaïs SCHNEIDER (ISTERRE) et Bureau de RESIF.

Adresse courriel : comm@resif.fr

Inscription à la Newsletter RESIF : <http://www.resif.fr/newsletter.php>



Edito par le Bureau de RESIF

Le deuxième semestre 2017 s'annonce déjà riche en activités, en rencontres et en échanges.

Comme prévu dans le cadre du projet Equipex RESIF-CORE, des stations sismologiques de dernière génération seront installées dans les deux prochaines années, principalement en France métropolitaine, dans les zones qui en sont encore dépourvues.

RESIF a organisé à Brissac dans l'Hérault (3 - 5 juillet 2017) un workshop sur l'instrumentation géophysique innovante, avec le soutien de la communauté scientifique et d'entreprises privées nationales. Par ailleurs, les 3^{ème} Rencontres scientifique et technique RESIF se tiendront à Saint-Jean-de-Monts en Vendée du 10 au 12 octobre 2017 : elles réuniront les partenaires de RESIF et tous ceux intéressés par ses données.

Dans ce numéro est abordé le rôle clé que joue l'observatoire CRL dans la compréhension des phénomènes physiques associés à l'ouverture rapide du golfe de Corinthe en Grèce. Les deux autres articles qui suivent sont consacrés, l'un à la surrection actuelle et inattendue des Alpes à partir d'observations géodésiques, et l'autre à l'observation des fluctuations

ionosphériques provoquées par les secousses

sismiques comme nouvelle méthode d'observation et de surveillance des séismes et des tsunamis.

Toute l'équipe de rédaction vous souhaite un bel été et surtout de très bonnes vacances.

ACTUALITÉS

Juillet-août :

- IAG - IASPEI (Kobe)

Juillet :

- workshop RESIF «Instrumentation Géophysique» (Brissac)

Juin :

- Réunion du Board of Governmental representatives de EPOS

- évaluation mi-parcours EquipEx RESIF-CORE

Mai :

- semaine ENVRI+

- démarrage du projet SERA

PORTRAIT (p.8)

Andrea WALPERSDORF, Directrice du Réseau National GNSS permanent (RENAG), Physicienne à ISTERRE, Grenoble.

CORINTH RIFT LABORATORY (CRL): OBSERVATION D'UN SYSTÈME DE FAILLES EN EXTENSION

Auteurs : Pascal Bernard, Sophie Lambotte, Hélène Lyon-Caen, Anne Deschamps, Pierre Briole

Le rift de Corinthe, en Grèce, séparant le Péloponnèse (au sud) du continent (au nord), est l'une des structures tectoniques en extension les plus actives dans le monde. Il est asymétrique avec des failles actives marquées affleurant au sud, les plus jeunes étant sous l'eau (fig. 1). Ces failles se connectent en profondeur sur une zone sismique s'enfonçant sous la côte nord et sur laquelle a eu lieu le séisme de 1995 de magnitude Ms 6,2 (fig. 2). Une dizaine de séismes destructeurs s'y sont produits en un siècle.

A partir de 1990, sa partie ouest a fait l'objet de recherches intensives, menées essentiellement par des équipes françaises et grecques qui avaient déjà collaboré après le séisme de Corinthe (1981) et de Kalamata (1986). Ces premières années ont permis des avancées dans la connaissance de la micro-sismicité (campagne en été 1991), du taux d'ouverture du rift mesuré par GPS (> 1cm/a) et des failles actives qui ont été cartographiées en détail. Deux séismes majeurs sont survenus dans cette période, en 1992 et 1995, apportant des nouvelles contraintes sur le fonctionnement de la déformation dans cette région. En attendant, les microséismes détectés (10000 par an en moyenne) apparaissent sous forme de crises intenses dont les plus grandes s'étendent sur 10-15 km et durent quelques mois, avec des magnitudes principalement entre 1 et 3, mais pouvant parfois atteindre 4, voire 5 (fig. 2).

Corinth Rift Laboratory (CRL)

En 2000 est lancé le projet européen CRL, piloté par la France, associant des dizaines d'instituts de recherche et d'universités européens. Il a pour objectif de mesurer et comprendre le mode de chargement et l'activité des failles de cette partie du rift, dont les dernières ruptures sismiques remontent à un, voire plusieurs siècles. Ces segments de failles, formant un réseau d'une trentaine de kilomètres, pourraient donc produire un ou plusieurs séismes de magnitude supérieure à 6 d'ici quelques décennies. Ce projet, et ceux qui ont suivi depuis de façon plus ou moins continue, ont permis de nombreuses campagnes de terrain, géologiques et

géophysiques, et la mise en place progressive de plusieurs réseaux de surveillance continue : sismologique, géodésique, hydrologique, géochimique et marégraphique.

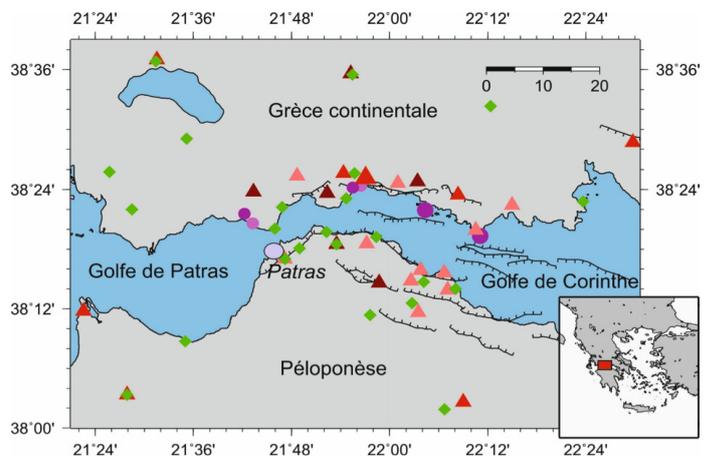


Fig. 1) Carte des réseaux d'observation CRL : stations sismologiques (triangles roses : courte période ; triangles rouges : large bande ; triangles marrons : large bande + accéléromètre ; grand triangle rouge : antenne de 7 stations) ; stations GNSS en losanges verts (sur quelques sites, le GPS est colocalisé avec la sismologie). Les 2 couples de petits cercles mauves foncés et clair correspondent à des couples extensiomètre de forage et marégraphe, les 2 grands cercles mauves correspondent à des sites d'observation multiparamètres : sismologie, déformation, GPS. En traits gris hachurés, les failles répertoriées à terre et en mer. Le cadre rouge dans l'encart représente l'ensemble de la zone couverte par CRL.

CRL a été labellisé site instrumenté de l'INSU en 2012, et est devenu Service National d'Observation (SNO) en 2017. Sélectionné dans EPOS comme un des cinq observatoires constituant les « Near Fault Observatories » (NFO), CRL se tourne résolument vers une structuration européenne sous une responsabilité franco-grecque et s'est engagé à rendre accessible à la communauté les données de base mais aussi les produits élaborés (catalogues, modèles de vitesse, bases d'événements et de multiplets*, cartes de failles, données géodésiques avancées).

Réseaux et produits

L'instrumentation sismologique actuelle est assez hétérogène et consiste en 10 stations large et moyenne

bande en surface, des stations courte période (6 en forage et 5 en surface), et 5 accéléromètres au rocher, colocalisés avec un vélocimètre. Une antenne de 7 stations moyenne bande complète le dispositif d'observation sismologique (fig. 1). Les données sont télétransmises en temps réel et analysées sur un serveur à l'ENS, à Paris. Une analyse de la sismicité en temps réel permet le suivi de l'activité de la région.

La supervision des stations françaises (code réseau CL) et la production des méta-données associées sont effectuées grâce aux outils développés dans le cadre de RESIF. La diffusion des flux temps-réel, la distribution des données et méta-données validées et leur archivage sont assurés par le centre de données sismologiques RESIF. Les données des instruments grecs (code réseau HP, HA et HL) sont de leur côté diffusées par le centre national grec hébergé par NOA (Observatoire National d'Athènes).

Un catalogue de sismicité CRL (localisation et calcul de magnitude de moment) est produit a posteriori et diffusé sur le site web CRL (www.crlab.eu). Dans le courant de l'année 2017, l'ensemble du bulletin (localisations et pointés de phases sismiques) sera accessible par «web service». Les mécanismes au foyer de la région sont effectués en routine par le NOA et mis à disposition en version automatique et révisée.

Le réseau GNSS (fig. 1) est composé de 32 stations permanentes sur la zone couverte par CRL et il comporte aussi un ensemble de stations permettant un appui sur les régions périphériques. Les données sont distribuées dans le cadre du service GNSS de EPOS et par le centre de NOA. Par ailleurs, avec l'objectif de suivre la déformation du sol en temps quasi-réel, Les données radar des satellites Sentinel-1A et 1B sont calculées en routine, tous les 6 jours. Les résultats sont mis à la disposition des utilisateurs.

Observations complémentaires

Les systèmes d'observations précédents sont complé-

tés par 3 extensomètres de forage, doublés de 3 marégraphes et d'un piézomètre de forage (fig. 1). Des balises météo (pression atmosphérique, pluie, vent) complètent certains sites. Les outils pour la diffusion des données correspondantes sont en cours de mise en place, en interaction avec les différents acteurs de RESIF.

Sismicité et déformation

A grande échelle de temps, nos études ont mis en évidence l'apparente contradiction entre la régularité de l'ouverture séculaire vue par la géodésie et les fluctuations considérables de l'activité microsismique. Cela nous a conduit à proposer comme source dominante de la déformation du rift non pas un grand cisaillement sur le plan de détachement de pendage nord mais une déformation en ouverture sous une zone d'activité microsismique intense sur de multiples segments de faille à l'aplomb du golfe (fig. 2, Lambotte et al., 2014).

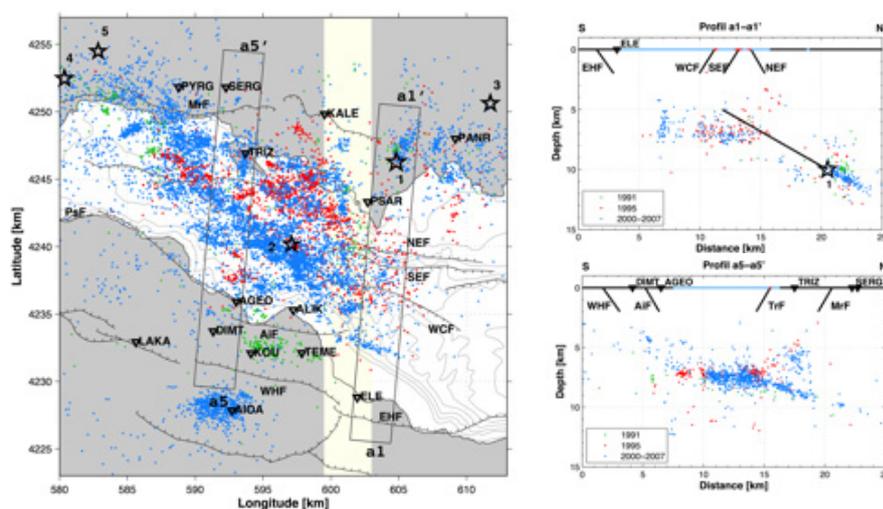


Fig. 2) Carte de la sismicité relocalisée (bleu : 2000-2007, rouge : 1995, vert : 1991), ainsi que deux coupes verticales. La première située à l'est (profil a1-a1') montre la rupture du séisme de 1995 (trait noir) dans une zone caractérisée par une faible microsismicité, et la deuxième, dans la partie centrale (profil a5-a5'), montre la zone sismique active sous le rift, dans laquelle viennent s'enraciner les failles, et dans laquelle a lieu la majeure partie de la microsismicité. Les étoiles correspondent aux séismes importants ($M \geq 5,5$): 1: $M_s = 6,2$ Séisme d'Aigion (Bernard et al., 1997), 2: réplique majeure du séisme de 1995 ($M_l = 5,2$), 3: séisme d'Agios Pandes 1997 ($M_s = 5,3$), 4,5: séismes d'Efpalio 2010 ($M_w = 5,3$ et $M_w = 5,2$) (Sokos et al., 2012).

A moyenne échelle de temps, les analyses spatio-temporelles très détaillées de la microsismicité, rendues possibles par la construction d'une imposante base de multiplets* associés à la même micro-structure (Lambotte et al., 2014, Godano et al., 2015), montrent des migrations d'ensemble à des vitesses compatibles avec de la diffusion de pression de pore, les zones les plus diffusantes et donc perméables se trouvant au cœur de la couche active sismiquement (Duverger et al., 2015).

A plus courte échelle de temps, nos études les plus récentes montrent que le démarrage des ruptures paraît dépendre de la magnitude, la première onde P étant d'autant plus impulsive que la magnitude est grande.

peut-être à mettre en relation avec la microsismicité diffuse à très faible profondeur (2-5 km) dans leur voisinage. Les études en cours sur les structures révélées par la microsismicité relocalisée finement, avec une incertitude de quelques dizaines de mètres, devraient nous éclairer sur le contexte structural de cette dynamique multi-échelle.

Bien des questions restent posées. En particulier, quelle est la cause de ces pulsations sismiques : glissements transitoires sur les failles ou migrations de pression d'eau en leur sein ? Comment contribuent-elles à l'ouverture quasi-continue du rift ? Comment préparent-elles, ou inhibent-elles, la rupture prochaine des aspérités sismiques, actuellement bloquées, à la source de futurs grands séismes ?

Répondre à ces questions, et à de nombreuses autres, est le défi relevé par CRL pour la prochaine décennie. Cela exigera la maintenance et sans doute le renforcement des réseaux de surveillance dans cette région du rift de Corinthe, et un travail d'analyse, d'interprétation, et de modélisation véritablement pluri-disciplinaire.

*multiplets: séismes très proches les uns des autres et dont les signaux sont semblables.

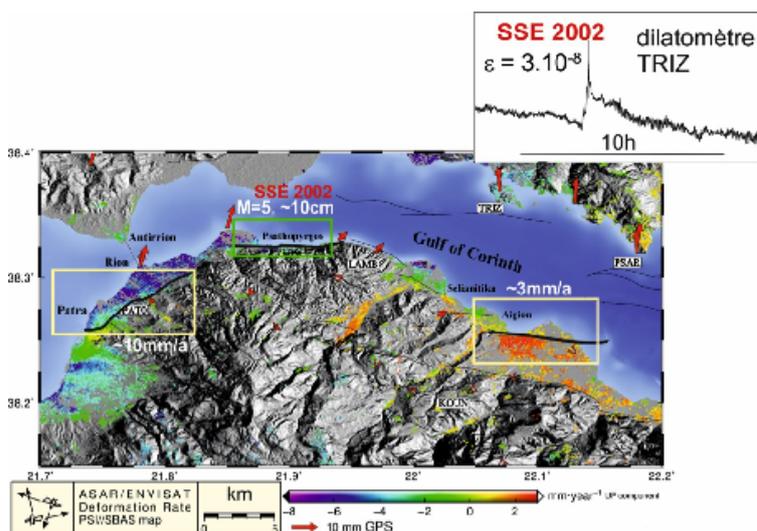


Fig. 3) Failles principales (traits fins noirs) et déplacements verticaux annuels (traits épais noirs) obtenus par corrélation d'images InSar entre 2002 et 2010. Les flèches rouges représentent le déplacement horizontal annuel mesuré par GPS sur la même période par rapport au centre du Péloponèse. Les rectangles soulignent 3 zones sur lesquelles sont vus des indications de glissement aisé sur des failles principales. Faille de Psathopyrgos (rectangle vert): signal transitoire observé sur un dilatomètre de forage en 2002 (encart) et interprété comme un fluage (SSE = slow seismic event) équivalent à un séisme de magnitude 5 (~10cm de glissement); rectangles roses: déplacements à l'est sur les failles d'Aigion (~3mm/an) et à l'ouest de Patras (~10mm/a).

Des glissements aisé transitoires sont aussi détectés par la géodésie, comme ce séisme lent de magnitude 5 associé à la partie superficielle d'une faille majeure, détecté par les mesures d'un dilatomètre en forage (fig.3, Bernard et al., 2006), ou ces glissements plus persistants, encore mal résolus en temps, observés par InSAR sur d'autres failles (fig. 3, Elias, 2013),

Références

- Bernard et al., 1997, Journal of Seismology 1, 131–150.
- Bernard et al., 2006, Tectonophysics 426, 7–30.
- Duverger et al., 2015, Geophys. Res. Lett., 42, 7374–7382.
- Elias, 2013, Terrain déformation du rift de Corinthe (Grèce) et ses environs, en utilisant l'interférométrie SAR, thèse de l'ENS Paris.
- Godano et al., 2015, J. Geophys. Res., 120 (11), 7683 - 7712.
- Lambotte et al., 2014, Geophys. J. Int., 197, 1822 - 1844.
- Sokos et al., 2012, Tectonophysics, 530-531, 299–309.

Partenaires :

- France : IPG Paris, ENS Paris, EOST, Géoazur, Mines Paris-techn.
- Grèce : Patras University, National Kapodastrian University of Athens, NOA.
- République Tchèque : Charles University, Prague.

Contacts:

Pascal Bernard, IPG Paris (bernard@ipgp.fr), Sophie Lambotte, EOST (sophie.lambotte@eost.u-strasbg.fr), Hélène Lyon-Caen, ENS Paris (lyoncaen@geologie.ens.fr), Anne Deschamps, Géoazur, (deschamps@geoazur.unice.fr), Pierre Briole, ENS Paris (briole@ens.fr)

LES ALPES MONTENT... UN PARADOXE TECTONIQUE

Auteurs : Jean-Mathieu Nocquet¹, Christian Sue², Andrea Walpersdorf³, Trong Tran¹, Nicole Lenôtre⁴, Philippe Vernant⁵, Marc Cushing⁶, François Jouanne⁷, Frédéric Masson⁸, Stéphane Baize⁶, Jean Chéry⁵ & Peter A. Van der Beek³

Une nouvelle combinaison de 10 ans de données GPS permanents, en particulier par le réseau RENAG et d'un siècle de données de nivellement montre de façon cohérente que les Alpes occidentales sont caractérisées par des mouvements verticaux en surrection rapide, jusqu'à 2,5 mm/an au NW de l'arc, alors que les mouvements horizontaux aux limites de la chaîne sont d'un ordre de grandeur plus faible. Cet apparent paradoxe s'explique par la réponse combinée de l'érosion et de la fonte des glaciers alpins d'une part, et de processus profonds à l'échelle lithosphérique d'autre part.

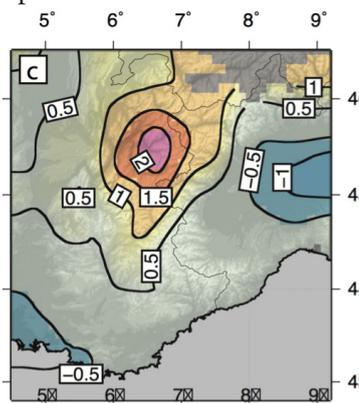


Fig. 1) Vitesses verticales (mm/an) basées sur la combinaison des mesures GPS et de nivellement.

Les mouvements horizontaux à travers la chaîne sont virtuellement nuls, avec des vitesses horizontales relatives de par et d'autre de la chaîne (entre la plaine du Pô et l'avant pays alpin : l'« Europe stable ») de l'ordre de 0,1 à 0,3 mm/an, plutôt en divergence.

Les Alpes occidentales offrent donc une opportunité unique de caractériser la contribution des processus déconnectés de la tectonique des plaques (déformation horizontale) dans l'évolution géodynamique des orogènes. Les données GPS permanentes permettent de caractériser les mouvements verticaux avec une précision de 0,2 mm/an. En parallèle des mesures GPS, un siècle de mesures de nivellements a été analysé, avec une précision comparable.

Les deux jeux de données sont cohérents à 0,3 mm/an près. Ils montrent des mouvements verticaux nuls dans l'avant-pays alpin à l'ouest de la chaîne, ce qui permet de définir une référence stable. Par rapport à cette référence, le cœur NW des Alpes occidentales (Mont-

Blanc, Vanoise) montre des vitesses de surrection supérieures à 2 mm/an, diminuant vers l'extérieur de la zone. Les Alpes du Sud (Pelvoux, Queyras, Mercantour) montrent des vitesses verticales en surrection plus faibles, de l'ordre de 0,5 mm/an. En périphérie d'orogène, la plaine du Pô et le delta du Rhône sont caractérisés respectivement par une subsidence à 1,5 mm/an et 1 mm/an (fig.1).

A la différence des mouvements horizontaux qui sont classiquement reliés aux mouvements des plaques tectoniques, les mouvements verticaux rapides observés dans les Alpes occidentales peuvent s'expliquer par différents mécanismes. A l'échelle du millénaire, le retrait des glaciers depuis le dernier maximum glaciaire (20000 ans), combiné à celui du petit âge glaciaire (LIA) et au retrait actuel des glaciers alpins peut expliquer environ 0,5 mm/an de surrection régionale selon les modèles, par le phénomène de rebond post glaciaire (GIA, glacial isostatic adjustment).

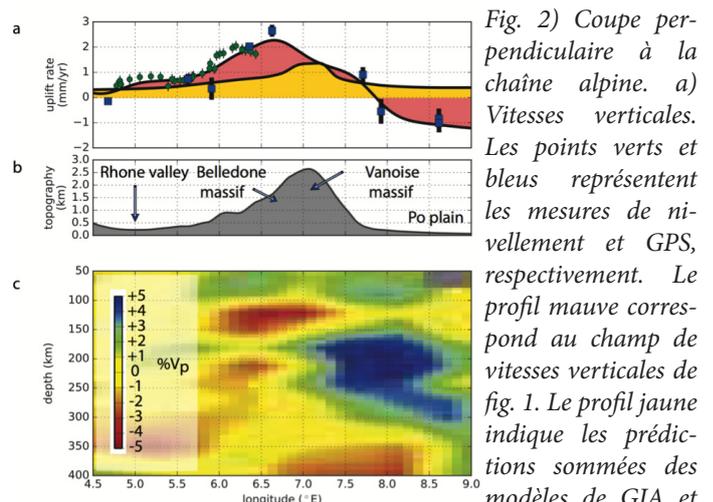


Fig. 2) Coupe perpendiculaire à la chaîne alpine. a) Vitesses verticales. Les points verts et bleus représentent les mesures de nivellement et GPS, respectivement. Le profil mauve correspond au champ de vitesses verticales de fig. 1. Le profil jaune indique les prédictions sommées des modèles de GIA et d'érosion. b) Topographie moyenne le long de la coupe. c) Image tomographique d'anomalies de vitesses sismiques du manteau supérieur d'après Lippitsch (2003).

A l'échelle du million d'année, la dynamique de l'érosion de la chaîne, qui redistribue les masses rocheuses du cœur de l'orogène vers sa périphérie, induit aussi un rebond isostatique avec des vitesses de l'ordre de

0,3 à 0,5 mm/an selon les différents modèles, localisé au Nord des Alpes occidentales. La surrection positive de la surface mise en évidence dans les Alpes, en particulier dans les Alpes du NW, implique donc une origine profonde, liée à la dynamique lithosphérique à la base de la racine alpine. Cette hypothèse est cohérente avec les données gravimétriques qui montrent un écart significatif à l'équilibre isostatique sous les Alpes occidentales.

La topographie actuelle de la chaîne est donc supportée dynamiquement par du matériel mantellique chaud et ascendant, ce qui peut expliquer partiellement les mouvements verticaux observés. Les données tomographiques sous les Alpes montrent effectivement une anomalie de vitesse sismique faible sous les Alpes du Nord entre 90 et 150 km de profondeur, associée à du matériel mantellique chaud et à un possible détachement d'un panneau plongeant lithosphérique (fig. 2).

Il y a une très bonne corrélation spatiale entre la zone de surrection rapide mise en évidence par géodésie et

la zone à faibles vitesses sismiques dans la lithosphère, à la fois longitudinalement et latéralement à la chaîne alpine. Le remplacement de matériel dense lithosphérique par du matériel moins dense peut créer une zone de faiblesse et localiser la déformation, et est cohérent avec une traction verticale positive à la base de la lithosphère pouvant induire les mouvements verticaux observés.

Références :

-Nocquet et al., 2016, *Sci. Rep.*, 6, 28404

-Lippitsch et al., 2003, *J. Geophys. Res.*, 108, 2376

¹Géoazur, Université de la Côte d'Azur, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, CNRS

²Chrono-Environ¹, CNRS, Univ. de Bourgogne Franche-Comté

³Univ. Grenoble Alpes, ISTERRE, Grenoble

⁴Aquitaine Agency, Bureau de Rech. Géologiques et Minières, Pessac

⁵Géosciences Montpellier, CNRS-Université Montpellier 2

⁶IRSN/PRP-DGE/SCAN/BERSSIN, Fontenay-aux-Roses

⁷Université de Savoie Mont Blanc, ISTERRE, Le Bourget-du-Lac

⁸Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Univ. de Strasbourg/EOST

SISMOLOGIE IONOSPHERIQUE ET GNSS

Auteurs : Lucie Rolland¹, Anthony Sladen¹, Virgile Rakoto², Giovanni Occhipinti², Mathilde Vergnolle¹, Pierdavide Coisson², Elvira Astafyeva², Philippe Lognonné²

L'essor des GNSS (Global Navigation Satellite Systems) a ouvert des applications multiples en géophysique interne et externe dans les domaines de la tectonique, des surcharges, de la surveillance du niveau des mers et de la météorologie (voir site web RENAG renag.resif.fr pour plus d'informations). Un autre domaine d'application des GNSS est le sondage de l'ionosphère, la couche ionisée de l'atmosphère. Les ondes radio émises par les satellites GNSS subissent un retard dans l'ionosphère qui peut être précisément corrigé en combinant les mesures d'un récepteur GNSS bi-fréquence.

L'analyse fine des fluctuations du délai ionosphérique, proportionnel au contenu électronique total («TEC») de l'ionosphère, montre que celle-ci est sensible aux secousses sismiques (fig. 1). Les premières observations de ce phénomène à l'origine de la sismologie ionosphérique (Occhipinti, 2015) sont cependant bien plus anciennes et ont été réalisées via des instruments

de radiosondage dédiés à la surveillance des essais nucléaires, à la suite du séisme historique d'Alaska de 1964 (Mw 9,2). La surface de la Terre secouée par les ondes sismiques agit telle une membrane élastique qui fait vibrer l'air à son contact, émettant des ondes acoustiques et des ondes de gravité dans l'atmosphère. Ces ondes se propagent jusque dans la haute atmosphère et font à leur tour entrer l'ionosphère en vibration, ce qui se traduit par le mouvement des couches ionosphériques et des fluctuations de l'observable TEC.

La détection de perturbations ionosphériques induites par les séismes peu profonds et de magnitude supérieure à 6,5 est aujourd'hui quasi systématique lorsque des récepteurs GPS bi-fréquence sont situés à proximité de la source (soit dans un rayon de quelques centaines de kilomètres) avec un délai de détection inférieur à 10 minutes (fig. 1). En observant un satellite

GNSS bas sur l'horizon, il est notamment possible de réaliser des observations en mer à l'aplomb de la zone de rupture, voire de mesurer l'extension de la source sismique dans le cas de séismes de forte magnitude ($M > 8$). L'expérience a aussi démontré qu'il est possible d'observer l'empreinte ionosphérique de tsunamis de 2 cm d'amplitude seulement en plein océan (fig. 2).

atmosphérique et ionosphérique fortement affectés par les conditions climatologiques et géomagnétiques.

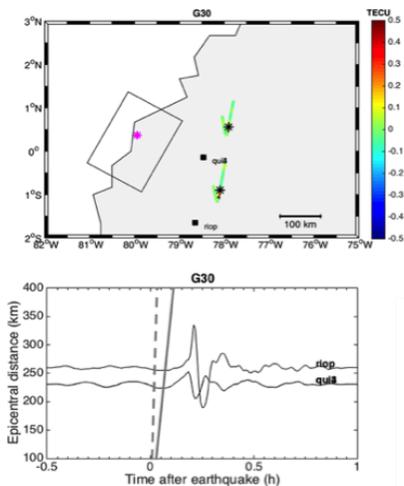


Fig. 1) Sismogrammes ionosphériques co-sismiques observés après le séisme de Pedernales en Equateur (16 avril 2016, M_w 7,8) par les stations GPS RIOP et QUI4. En haut, carte de la zone et trajectoires des points de sondage ionosphérique pour le satellite GPS 30. Les étoiles rouge et noires représentent respectivement l'épicentre du séisme et la position des points de sondage au moment du séisme. Le rectangle délimite le plan de faille estimé par l'USGS. En bas, signature des ondes acoustiques émises par les mouvements co-sismiques verticaux en surface. Les perturbations s'initient par un pulse et s'alignent selon la droite en trait plein, de pente 1km/s. L'amplitude crête à crête est de 1 TECU (unité TEC = 1016 electrons.m-2).

Les observations accumulées sous la forme de sismogrammes et plus rarement de tsunamigrammes ionosphériques ont permis de réaliser des progrès considérables dans la compréhension des couplages entre la Terre solide, l'océan, l'atmosphère et l'ionosphère depuis les débuts de l'utilisation de GPS pour des applications géophysiques dans les années 90.

Pour modéliser ces sismogrammes et tsunamigrammes ionosphériques, des méthodes de sismologie quantitative développées pour la Terre solide ont été étendues à l'atmosphère et à l'ionosphère. Elles prennent en compte le mouvement des stations d'observation et la propagation des ondes sismiques dans des milieux

On comprend tout le potentiel de la sismologie ionosphérique comme nouvelle méthode d'observation et de surveillance des séismes et des tsunamis, qui se veut complémentaire des observations sismologiques.

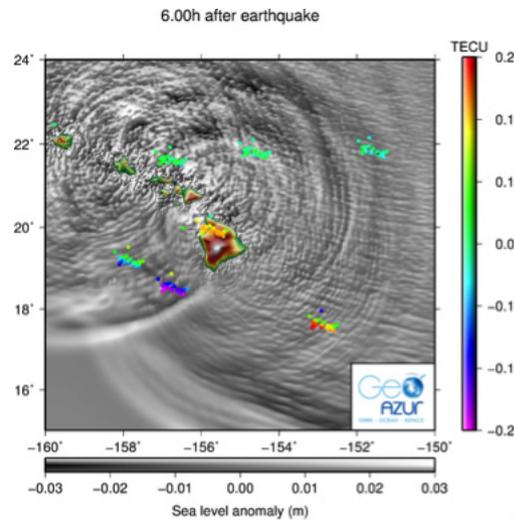


Fig. 2) Simulation du tsunami de Haida Gwaii (niveaux de gris), généré par un séisme de magnitude 7,8 en octobre 2012 à l'ouest du Canada, arrivé au niveau de l'archipel d'Hawaii avec des amplitudes au large de l'ordre du centimètre. Ces mouvements de faible amplitude se propagent et s'amplifient jusqu'à atteindre l'ionosphère où ils sont détectables par GNSS (points de couleur). D'après Rolland et al. (2014).

Le défi aujourd'hui est d'intégrer les données ionosphériques dans les systèmes d'alerte tsunami, que ce soit pour contribuer à la protection des côtes proches de la zone de rupture en réalisant l'évaluation rapide du potentiel tsunamigène d'un séisme sous-marin ou à la protection des côtes distantes via l'estimation en temps réel de l'amplitude d'un tsunami en plein océan. Avec l'arrivée des systèmes GLONASS, Compass/Beidou, Galileo (entré en phase d'opération en décembre 2016), QZSS, etc., un même récepteur multi-GNSS aura bientôt la capacité d'observer jusqu'à 30 satellites et donc sondera avec une plus grande résolution encore l'ionosphère et ses perturbations.

Références :

- Occhipinti, 2016, .Subduction Dynamics: From Mantle Flow to Mega Disasters, Geophysical Monograph 211, AGU Books.
- Rolland et al., 2014, EGU Abstract, 16, 7973.

¹Géoazur, Université de la Côte d'Azur, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, CNRS

²Institut de Physique du Globe de Paris

3^{ème} Rencontres Scientifique et Technique RESIF

Le Bureau de RESIF et l'OSUNA de Nantes organisent les 3^{ème} Rencontres Scientifique et Technique RESIF. Elles se dérouleront du **10 au 12 octobre 2017** à Saint-Jean-de-Monts, en Vendée. Plus de 130 chercheurs, étudiants, postdoctorants et ingénieurs sont attendus en bord de mer, dans un cadre agréable et propice aux échanges.

Ces 3^{ème} Rencontres seront à nouveau l'occasion de faire le point sur les activités scientifiques et techniques qui sont réalisées dans le cadre de RESIF, avec un regard particulier sur la prospective et l'évolution de RESIF à moyen et long terme.

L'inscription est gratuite et doit se faire impérativement via le lien :

<https://survey.ipgp.fr/index.php?sid=16444&lang=fr>.

Vous trouverez dans la deuxième circulaire qui paraîtra début juillet (disponible sur le site www.resif.fr), de plus amples informations sur le déroulement de ces Rencontres.

Pour toute correspondance et tout renseignement, adressez-vous à comm@resif.fr

Portrait

Andrea Walpersdorf est Physicienne et Directrice depuis 2010 du REseau National GNSS permanent (RENAG) qui est sur le point de s'inscrire dans les Actions Spécifiques de RESIF. Depuis sa thèse à l'ENS/IPG Paris, elle s'intéresse à la mesure de la déformation active en utilisant les Global Navigation Satellite Systems (GNSS). A côté de l'estimation des champs de déformation régionaux et des vitesses de glissement de failles actives, elle étudie les mouvements très lents (Alpes) et transitoires (séismes silencieux, glissements pré- et post-sismiques). Elle travaille à ISTERre depuis 2000 et a créé en 2002 le service d'observation «GNSS permanent» de l'OSUG qui comporte aujourd'hui 15 stations dans la partie nord des Alpes, et qui a intégré le SNO RENAG au moment de sa création en 2006.



Disparition

C'est avec une profonde tristesse que nous vous faisons part de la disparition de Pierre SOLER, Directeur de Recherche à l'IRD, Président du Comité Directeur RESIF et soutien inconditionnel de RESIF depuis sa création.

Équipe de rédaction : Lydie GUILLEROT (IPGP), Tony MONFRET, (Géoazur, membre du Bureau de RESIF), Anaïs SCHNEIDER (ISTERRE) et Bureau de RESIF.

Adresse courriel : comm@resif.fr

Inscription à la Newsletter RESIF : <http://www.resif.fr/newsletter.php>