



Close to the lair of Odysseus Cyclops: the SINAPS@ post- seismic campaign and accelerometric network installation on Kefalonia island

Fabrice Hollender, Vincent Perron, Afifa Imtiaz, Angkeara Svay, Armand Mariscal, Pierre-Yves Bard, Régis Cottereau, Fernando Lopez-Caballero, Marc Cushing, Nikos Theodoulidis, et al.

► To cite this version:

Fabrice Hollender, Vincent Perron, Afifa Imtiaz, Angkeara Svay, Armand Mariscal, et al.. Close to the lair of Odysseus Cyclops: the SINAPS@ post- seismic campaign and accelerometric network installation on Kefalonia island . 9ème Colloque National AFPS2015, AFPS / IFSTTAR, Nov 2015, Marne-la-Vallée, France. insu-01742635

HAL Id: insu-01742635

<https://insu.hal.science/insu-01742635>

Submitted on 25 Mar 2018

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

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

A deux pas du repaire du Cyclope d'Ulysse: la campagne post-sismique et le démarrage du réseau accélérométrique SINAPS@ sur l'île de Céphalonie.

Close to the lair of Odysseus Cyclops: the SINAPS@ post-seismic campaign and accelerometric network installation on Kefaloniasland

FabriceHollender*,** – Vincent Perron *,** –AfifaImtiaz ** – Angkeara Svay *** – Armand Mariscal ** - Pierre-Yves Bard** - Régis Cottureau *** - Fernando Lopez-Caballero ***– Marc Cushing ***** –NikolaosTheodoulidis ***** –Denis Moiriat*****(+ de nombreux autres collaborateurs)

* CEA Cadarache, St Paul-lez-Durance, France, fabrice.hollender@cea.fr

** Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, Grenoble, France

*** ECP Paris, Chatenay-Malabry, France

**** IRSN, Fontenay-aux-Roses, France

***** ITSAK, Thessalonique, Grèce

RÉSUMÉ. Le site d'Argostoli-Koutavos (Céphalonie, Grèce) a été sélectionné dans le cadre du projet ANR-PIA SINAPS@ (www.institut-seism.fr/projets/sinaps/) pour faire l'objet d'une instrumentation longue durée en réseau accélérométrique vertical. Le but à long terme est de valider les codes de simulation numérique 3D non-linéaires. Cet article présente brièvement le site et son contexte géodynamique, géologique et sismique, l'instrumentation en forage et les informations géotechniques associées, ainsi que les premiers résultats de la campagne post-sismique organisée à la suite de la séquence sismique de janvier-février 2014, comprenant deux chocs de magnitude M6+ et de très nombreuses répliques.

ABSTRACT. The Koutavos-Argostoli (Kefalonia, Greece) site was selected within the ANR-PIA SINAPS@ project (www.institut-seism.fr/projets/sinaps/) to host a vertical accelerometric array. The long term goal is to validate 3D nonlinear numerical simulation codes. This article shortly presents the site and its geodynamic, geological and seismic backgrounds, the borehole instrumentation and the associated geotechnical information, and the first results of the post-seismic campaign organized following the seismic sequence of January-February 2014 including two M6 + shocks and numerous aftershocks.

MOTS-CLÉS : Post-sismique, Argostoli, réseau dense, réseau vertical, rotatiomètre, cohérence, champ d'onde

KEYWORDS: Argostoli, dense array, vertical array, coherency, wavefield, rotatiometer, post-seismic.

1. Introduction

Le site d'Argostoli-Koutavos (Céphalonie, Grèce) a été sélectionné pour faire l'objet d'une instrumentation longue durée en réseau accélérométrique vertical dans le cadre du projet ANR-PIA SINAPS@ (www.institut-seism.fr/projets/sinaps/). Le but à long terme est de valider les codes de simulation numérique 3D non-linéaires, dans la foulée des exercices de benchmarking international des codes non-linéaires 1D (projet PRENOLIN initié dans SIGMA et poursuivi dans SINAPS@). Il importe donc de bien connaître également la structure géomécanique du sous-sol, ce qui nécessite des reconnaissances géophysiques et géotechniques dédiées, invasives et non-invasives. Cet article commence donc par présenter brièvement le site, son contexte géodynamique et

sismique, sa structure géologique telle qu'elle est appréhendée au terme de diverses reconnaissances ainsi que les études préalables dont il a fait l'objet. Le réseau accélérométrique comprenant actuellement 3 capteurs en profondeur et 3 en surface fait l'objet de la section suivante, détaillant notamment le log géologique tel que découlant du forage carotté et des mesures en forages effectués à l'occasion de l'installation des capteurs en juin-juillet 2015. Par ailleurs, ce site a subi au tout début du projet (janvier-février 2014) une séquence sismique comprenant deux chocs de magnitude M6+ et de très nombreuses répliques; une intervention post-sismique multipartenaire a donc été conduite, comprenant différents éléments et objectifs : a) détection d'éventuels effets non-linéaires sur sites sédimentaires; b) installation d'un réseau dense au rocher pour analyser la composition du champ d'onde au rocher et la cohérence (en complément d'une étude similaire effectuée auparavant sur le site du réseau vertical (Imtiaz 2015); c) tests d'un capteur de rotation en colocation d'une part avec un accéléromètre et d'autre part avec le réseau dense. L'intense séquence de répliques a permis d'en enregistrer plusieurs milliers: la dernière section en présente quelques résultats encore partiels mais significatifs.

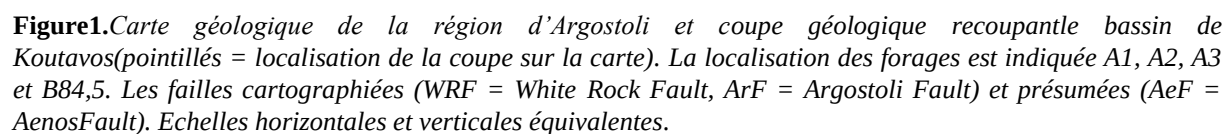
2. Le site

2.1 - Contexte structural et sismotectonique

La Grèce Nord-occidentale est l'une des principales zones actives de la région méditerranéenne et présente l'activité sismique la plus élevée en Europe. Situé à la limite de la plaque eurasiennne / Afrique, le taux de convergence est de l'ordre du centimètre par an. Dans la région de Céphalonie, cette limite est constituée par la transition entre le chevauchement frontal (sud de Céphalonie) de la subduction égéenne avec la collision continentale entre le domaine apulien (ride apulienne) et la chaîne des Hellénides appartenant au domaine de la plaque eurasiennne. Cette transition est matérialisée par la faille transformante de Céphalonie-Levkas (Kephallonia Transform Fault Zone (KTFZ)). Compte tenu de la grande extension de cette faille et de son taux de glissement rapide, l'aléa sismique est élevé en termes de fréquence et de magnitude. Cette faille semble mécaniquement associée à des structures secondaires (mais significatives) responsables des séismes les plus récents (Levkas, 2003), Lixourion (2014). Elle est à l'origine du séisme de 1953 de magnitude $M_w = 7,2$ qui a soulevé d'environ 50 cm à 1 m la moitié sud de l'île de Céphalonie et du séisme de 1983 $M_w = 7,0$ au large de Céphalonie (Karakostas et al., 2015).

Du point de vue structural, l'île de Céphalonie est majoritairement située dans la zone isopique dite « pré-apulienne » ou « zone de Paxos ». Les zones plus internes de la chaîne alpine (Hellénides) sont visibles à l'est de l'île et constituées par la zone ionienne qui chevauche vers le sud-ouest la zone de Paxos. La zone préapulienne a été, jusqu'au Pliocène inférieur, caractérisée par un régime extensif favorisant le fonctionnement de failles normales qui ont été reprises en failles inverses depuis la phase compressive du Pliocène inférieur. Ces failles inverses limitent aujourd'hui des blocs basculés et plissés qui caractérisent la structure de la partie préapulienne de l'île. Ces plis et failles sont actifs et ont créé le relief de l'île et également alimenté en sédiments détritiques le fond des bassins par leur destruction liée à l'érosion.

Le bassin de Koutavos est situé à quelques centaines de mètres au sud de l'agglomération d'Argostoli, capitale de l'île. Il est situé au fond d'une lagune et rempli de sédiments quaternaires et détritiques du néogène (pliocène). Il forme le cœur d'un synclinal actif (synclinal d'Argostoli) NNW-SSE situé à l'est des chevauchements associés à l'anticlinal asymétrique de Minies. Ces plis déforment une série de calcaires crétacés (crétacé inférieur) extrêmement épaisse et surmontée localement (visible dans les charnières synclinales) d'une série carbonatée éocène à paléocène puis d'une série détritique oligocène à miocène. Une série détritique constituée de calcarénites puis de d'argilites et de grès allant du Pliocène inférieur au Quaternaire surmonte ce premier ensemble plissé au Pliocène inférieur. La série plio-quaternaire est-elle même plissée et des déformations du quaternaire ancien à moyen attestent de la pérennité des déformations compressives.



2.2 Choix du site : études préalables

Le site du bassin de Koutavos avait déjà été sélectionné dans les années 90 par l'Université d'Athènes pour l'installation d'un réseau vertical, qui n'a malheureusement fonctionné que quelques années (Protopapa et al., 1998), sans enregistrer de très fortes accélérations. Ce bassin a été par la suite retenu pour une expérimentation temporaire dans le cadre du projet européen "NERA" (Network of European Research Infrastructures for Earthquake Risk Assessment and Mitigation, projet FP7 n° 262330, www.nera-eu.org) : 62 stations sismologiques y ont été déployées de mi-septembre 2011 à mi-avril 2012, par un consortium de laboratoires européens (ITSAK Thessalonique, ISTerre Grenoble, INGV Rome et GFZ Potsdam) pour mieux appréhender la réponse d'un bassin sédimentaire de faibles dimensions. Un certain nombre de résultats, préliminaires ou consolidés, peuvent être trouvés dans Cultrera et al., 2014; Boxberger et al., 2014; Imtiaz et al., 2014 et Imtiaz, 2015. En bref, cette expérimentation a confirmé l'excellente localisation du site, avec plus de 600 enregistrements en à peine 7 mois, et mis en évidence l'importance des phénomènes de diffraction d'ondes de surface sur les bords de bassin, qui contrôlent le champ d'ondes même dans la "phase forte des ondes S". La notion d'onde S directe dominant sur quelques secondes apparaît totalement fautive, au moins dans de telles configurations de petits remplissages alluviaux ou sédimentaires. Cela explique donc au moins partiellement la "sur-amplification" par rapport aux seuls effets 1D de résonance verticale, l'importance des effets d'amplification sur la composante verticale (pourtant négligée dans l'EC8), et le contrôle de la cohérence à courte distance par la composition du champ d'ondes. Cette expérimentation temporaire a également permis de mieux contraindre la structure du sous-sol, grâce à un grand nombre de mesures passives de bruit de fond sismique (H/V et réseau), ainsi que quelques mesures actives MASW, complétées ensuite dans le cadre du programme SINAPS@.

3. Le réseau vertical

3.1. Objectifs et conception

Ce site qui présente une forte amplification des mouvements sismiques et des effets multidimensionnels marqués malgré ses faibles dimensions (largeur et profondeur du remplissage, cf. Figure 1) a donc semblé propice à l'installation d'un nouveau réseau vertical destiné, à terme, à tester la validité des codes de calcul Non-Linéaires dans des configurations 2D ou 3D utilisés en ingénierie parasismique, notamment pour les ouvrages critiques installés dans des zones de sismicité modérée où aucun enregistrement fort n'est disponible.

Au vu des informations disponibles issues du projet NERA, il a donc été proposé au programme RSNR de l'ANR-PIA (projet SINAPS@) d'installer un tel réseau vertical au centre du bassin de Koutavos Argostoli, à un endroit présentant l'une des plus fortes amplifications.

3.2. Informations géologiques et géotechniques

Les quelques forages disponibles ainsi que les premières investigations réalisées (H/V et réseau) suggéraient que le bassin de Koutavos était installé sur un substratum calcaire situé à environ une quarantaine de mètres au plus profond. Les 3 forages réalisés en juin 2015, dont un carotté ayant atteint la profondeur de 84,5 m, montrent que le bassin de Koutavos est en fait localement plus profond qu'initialement estimé. Le remplissage a été analysé sur la base de faciès rencontrés et de l'analogie avec la géologie de terrain. Le calcaire crétacé n'a pas été atteint à la suite de problèmes liés à l'avancement du forage. La profondeur estimée de ces calcaires est de 90 m.

A la base du forage, les calcarénites basales du Pliocène inférieur (Pc de la coupe géologique, figure 1) ont vraisemblablement été rencontrées. Leur épaisseur est d'environ 17 m (68,4 à 84,5 m). Cette formation est surmontée par 21 mètres (47 à 68 m) de grès et sables sur correspondant à la formation intermédiaire du pliocène inférieur du bassin d'Argostoli (Pb). De 17 à 47 m (30 m), ce sont les argiles sableuses du Pliocène qui sont rencontrées (Pa). Cette formation contient une épaisse couche d'argile rouge. Le Quaternaire (Q) est caractérisé par 7 m d'argile silteuses rouge à marron puis 6 m d'argiles grise molles présentant des faciès

lagunaires.

Du point de vue des caractéristiques géotechniques et des faciès, on peut identifier sous les 2 premiers mètres de remblais anthropiques, 3 couches de « sol » (définition géotechnique) : de 2 à 8 m des sédiments très mous (SPT ≤ 10 : « soft » à « medium »). Entre 8 et 19 m, deux couches d'argiles marron et de silts sableux montre l'augmentation du contenu argileux, le matériau devint plus rigide (SPT entre 10 et 20 : « stiff » à « verystiff »). De 19 à 47 m, une couche remarquable d'argile rouge avec quelques intercalations sablo-silteuses et des possibles paléosols (calcrètes). Les mesures SPT permettent de classer cette séquence entre « stiff » et « hard » (SPT entre 25 et 35). De 47 à 68 m, on relève différents niveaux argileux dont la couleur varie du gris vert au rouge et noir en bas de la série. Entre 48 et 58 mètres d'importantes concrétions de paléosols (calcrètes) sont relevées avec des mesures de SPT pouvant atteindre une valeur supérieure à 45 (« hard »). En dessous de 58 m, des faciès de type lagunaires sont à nouveau relevés. Les valeurs de SPT sont comprises entre 25 et 30 (« verystiff »).

En dessous de 68 m, le faciès devient rocheux (apparition de calcaires). A 84 m, la roche est fracturée, et les pertes en eau de forage ont conduit à l'arrêt de celui-ci.

Des essais « cross-hole » et « down-hole » ont également été effectués postérieurement à la réalisation des forages par le laboratoire de Géophysique de l'Université de Thessalonique pour déterminer les profils de vitesse V_p et V_s : les résultats sont indiqués sur la Figure 2. Les mesures cross-hole ont été faites entre les forages de 83,5 m et 40,1 m afin d'obtenir un profil de vitesse. Sur le site, les mesures montrent une faible vitesse des ondes S sur les 20 premiers mètres (< 300 m/s) ce qui correspond au Quaternaire, des valeurs de l'ordre de 300 m/s jusqu'à 42 m (correspondant grossièrement à la formation Pa de la coupe géologique figure 1), des valeurs comprises entre 400 et 500 m/s entre 42 et 58 m ($\sim P_b$), et entre 500 et 700 m/s en dessous de 58 m (P_c). Deux contrastes de vitesse marqués sont notés à 58 et 68 m avec à chaque fois une inversion de vitesse sous cette transition.

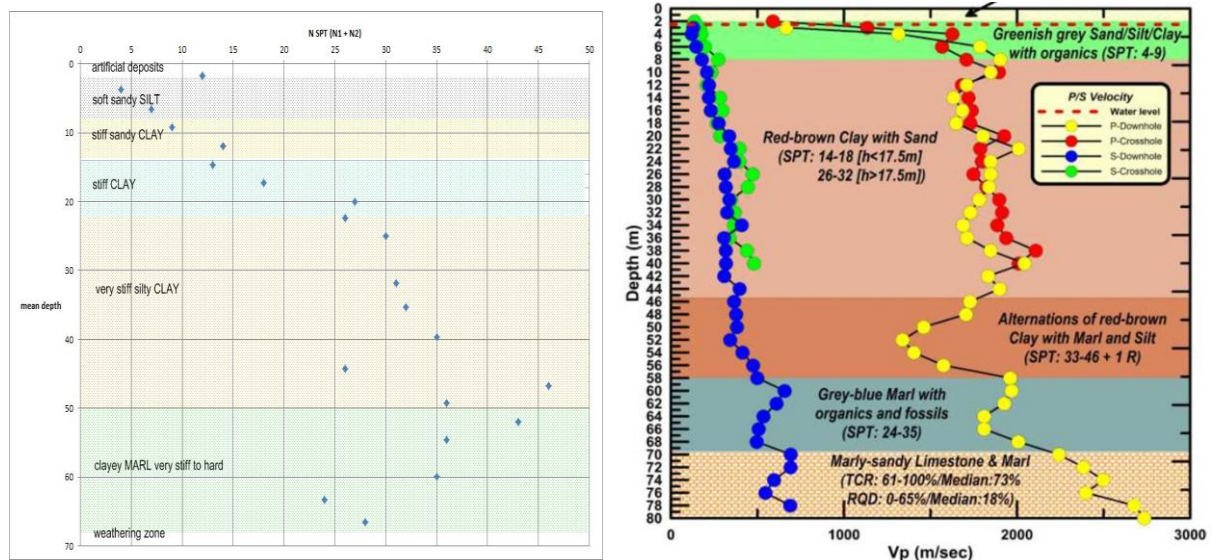


Figure 2. Gauche: Mesures SPT réalisées lors du forage de 84,5 m en juin 2015 (valeurs mesurées de 0 à 68,5 m); Droite : Profils de vitesse préliminaires des ondes P et S issus des essais cross-hole et down-hole sur le site d'Argostoli en Grèce. Les principales formations géologiques sont représentées en arrière-plan des courbes (extrait de Papazachos et al., 2015)

3.3. Installation

Les logs géologiques et géotechnique ont permis d'affiner la position des capteurs en fonction des formations géologiques ciblées. Ils ont finalement été installés début juillet 2015 à 83,5, 41 et 15,5 m, et un quatrième petit forage a été réalisé pour une installation future d'un quatrième capteur à 5,5 m, au milieu de la formation la plus souple. Trois capteurs en surface complètent le dispositif : un accéléromètre tête de puits, doublé par un capteur de rotation 3 composantes préalablement testé au sein d'un réseau dense lors de la campagne post-sismique (cf. section suivante) ; la référence au rocher en profondeur est doublée par une autre référence au rocher affleurant à quelques centaines de mètres à l'Est. Les enregistrements sont opérés en mode continu et reliés à internet, des sauvegardes sont effectuées sur place et également à distance. Les capteurs fonds de forage sont couplés au sol environnant par un confinement en billes de verre: ce procédé a été préalablement testé sur la table vibrante AZALEE.

4. Campagne post-sismique février 2014 à juillet 2015

4.1. Séquence sismique et objectifs de la campagne sismique

Alors que le projet SINAPS@ venait à peine d'être lancé, un fort séisme de magnitude $M_w=6,0$ à $M_w=6,2$ (selon les instituts) est survenu le 26 janvier 2014 à 13:55:43 UTC sur l'île de Céphalonie, engendrant des accélérations maximales respectives de 0,4 et 0,55 g à Argostoli et Lixouri (valeurs mesurées par les stations accélérométriques permanentes de l'EPPO-ITSAK). Suivi par de très nombreuses répliques, cet événement a déclenché le déploiement d'une mission post-sismique organisée dans le cadre du projet SINAPS@. Arrivée sur place le 2 février en soirée, la mission post-sismique a donc subi le deuxième choc principal de la séquence, survenu quelques heures plus tard ($M_w=5,9$ à $M_w=6,1$ selon les instituts, le 3 février 2014 à 03:08:45 UTC, engendrant des accélérations respectives de 0,27 et 0,8 g à Argostoli et Lixouri) sans pour autant avoir été enregistré par les instruments acheminés sur place qui n'ont été déployés que quelques heures plus tard.

Cette campagne avait principalement trois objectifs. Le premier objectif de la campagne post-sismique a été le déploiement d'un réseau dense, composé de 21 sismomètres large bande, destinés à étudier la variabilité spatiale des mouvements sismiques à faible longueur d'onde et ce, pour une condition de sol de type « rocher ». Il s'agissait de disposer d'une base de données riche, complémentaire aux rares bases de données existantes permettant l'analyse de la variabilité spatiale. Dans le cas d'Argostoli, ce nouveau réseau permettait aussi de compléter les données du même type enregistrées précédemment sur sol mou, dans le parc de Koutavos, lors du programme européen NERA. Le nouveau réseau dense SINAPS@ a été implanté sur les calcaires massifs du Crétacé (en partie karstifiés et fracturés) à environ 2 km au Sud-Est du parc de Koutavos. Déployé du 6 février au 10 mars 2014, ce réseau a enregistré près de 2 000 événements.

Le second objectif consistait à déployer quelques accéléromètres dans le parc de Koutavos, notamment aux positions potentielles pour l'installation du réseau permanent, afin d'enregistrer tout mouvement fort potentiel qui surviendrait avant la mise en service du réseau permanent. Ces mesures accélérométriques provisoires ont démarré dans la journée du 3 février 2014 pour s'achever début juillet 2015, date de la mise en service du réseau permanent.

Le troisième objectif de la campagne post-sismique a été la mise en œuvre d'un capteur de rotation, essentiellement à des fins méthodologiques. Ce capteur de rotation a été positionné dans un premier temps au centre du réseau dense (l'application de dérivées spatiales aux données des sismomètres en réseau permettant la qualification du rotatiomètre), puis en co-localisation avec un accéléromètre dans le parc de Koutavos.

Des informations détaillées d'ordre sismologiques et tectoniques sur la séquence sismique peuvent être trouvées par exemple dans Karakostas *et al.* 2015, Karastathis *et al.* 2015 et Sokos *et al.* 2015.

4.2. Base de données et résultats préliminaire issus du « réseau dense »

La géométrie du réseau dense consistait en une étoile à 5 branches, avec un sismomètre placé au centre et des sismomètres positionnés sur des cercles de rayon respectif de 10, 30, 90 et 180 m. Ce réseau a enregistré près de 2 000 séismes de bonne qualité, correspondant principalement à la séquence sismique consécutive aux deux séismes de Céphalonie, mais aussi quelques dizaines de séismes à de plus grandes distances épicentrales et provenant d'azimuts plus variés (Figure 3).

Une première analyse destinée à analyser la composition des champs d'onde enregistrés a été conduite. La Figure 4 présente la part d'énergie portée par les ondes de surface Love et Rayleigh par rapport à l'énergie totale, mais aussi l'azimut de provenance des ondes de surface. Malgré le fait que nous soyons « au rocher », on note la présence d'azimut préférentiels (environ 330° and 150° pour les ondes de Rayleigh et entre 30 et 90° pour les ondes de Love). La part d'énergie portée par les ondes de surface (ici environ 20% au total de 1 à 10 Hz) est toutefois plus faible ici que pour un site sédimentaire (jusqu'à 60% à 2 Hz dans le cas du réseau dense NERA déployé dans le parc de Koutavos). L'analyse comparée de la cohérence entre sédiment (réseau dense NERA) et rocher (réseau dense SINAPS@) montre que la cohérence est plus forte au rocher (Figure 5). La méthodologie appliquée ici, de même que les résultats détaillés du réseau NERA peuvent être trouvés dans Imtiaz 2015.

4.2. Base de données et résultats préliminaires issus du réseau accélérométrique temporaire

Près de 10 000 événements ont été enregistrés avec le réseau accélérométrique temporaire de février 2014 à juillet 2015, avec, pour PGA maximal, des valeurs de près de 0,2 g au rocher et 0,5 g dans le parc de Koutavos, atteintes le 8 novembre 2014 à 23:15:42 pour un séisme de $M_w=5,1$. L'analyse de ces données a permis entre autre d'optimiser l'emplacement de l'antenne verticale du réseau permanent, en privilégiant l'emplacement où l'effet de site était le plus fort. La Figure 6 montre les résultats obtenus à partir d'une cinquantaine de séismes, en appliquant la méthode « site sur référence » entre les données de la station de référence située au rocher et le site retenu pour le déploiement de l'antenne verticale du réseau permanent. On y observe un effet de site moyen dépassant un facteur 10 à une fréquence d'environ 1,5 Hz.

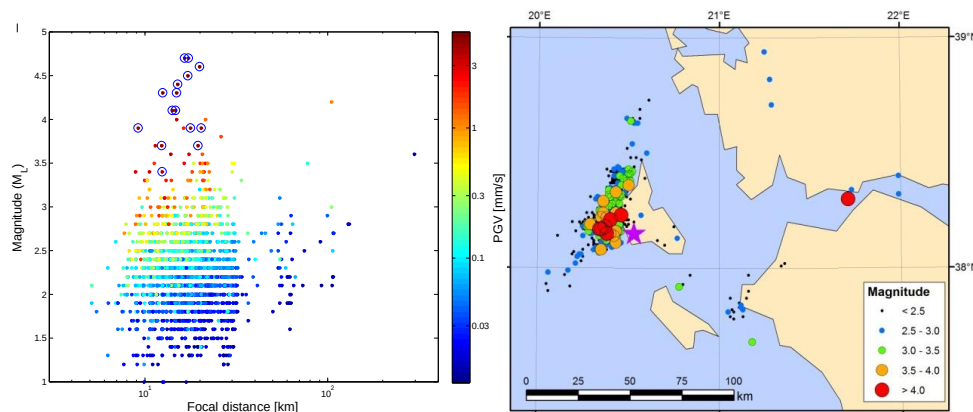


Figure 3A gauche : évènements présents dans la base de données « réseau dense » présenté dans un diagramme Magnitude / Distance focale. Les plus fortes magnitudes ont engendré une saturation des sismomètres (cercles bleus). A droite : carte des épicentres (séismes du 6 février au 10 mars 2014).

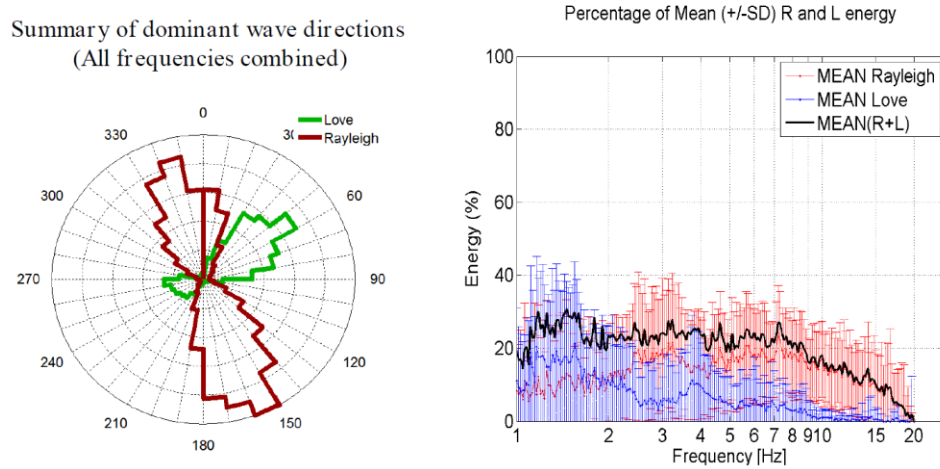


Figure 4. A gauche : identification de l'azimut de provenance des ondes de surface. A droite : part d'énergie portée par les ondes de surface Love et Rayleigh par rapport à l'énergie totale.

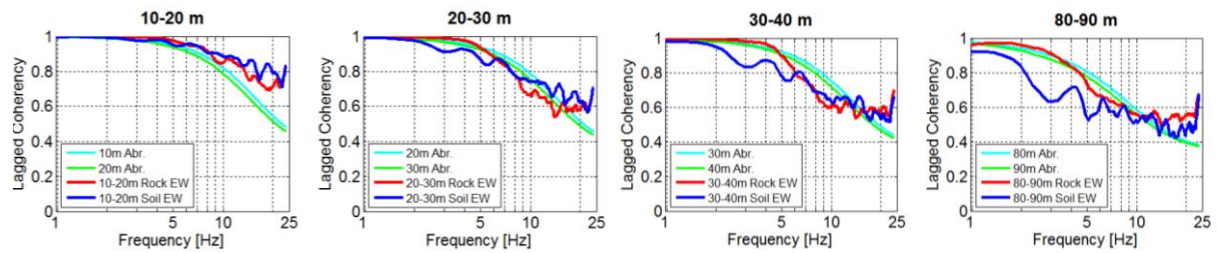


Figure 5. Analyse comparée de la cohérence mesurée au sédiment (réseau dense NERA) et au rocher (réseau dense SINAPS@) comparé au modèle d'Abrahamson 1991.

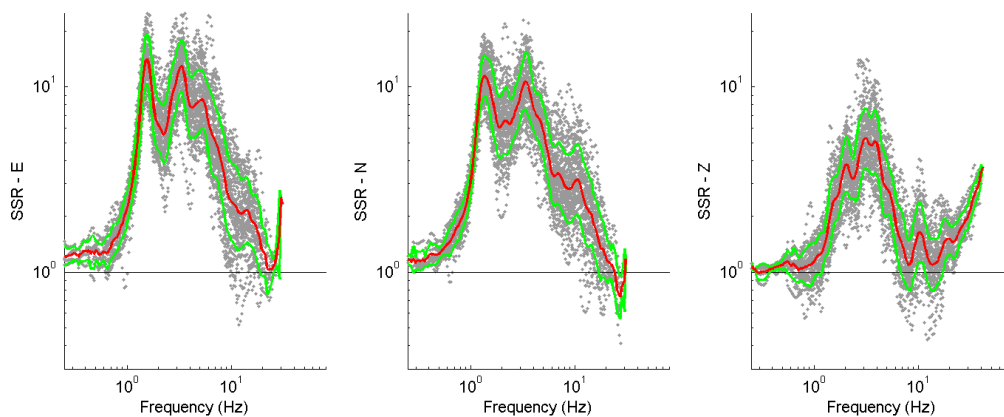


Figure 6. Méthode « site sur référence » appliquée aux données de la station accélérométrique de référence située au rocher et à la station localisée au droit du site retenu pour le déploiement de l'antenne verticale du réseau permanent. De gauche à droite : composantes Est-Ouest, Nord-Sud et verticale.

5. Conclusions et perspectives

Le site d'Argostoli Koutavos constitue donc maintenant un nouveau site-test européen doté d'un réseau vertical. Ce site présente l'avantage d'être situé dans l'une des zones les plus sismiques d'Europe. L'occurrence de la séquence sismique de janvier-février 2014 a confirmé (malheureusement un peu trop tôt...) le bien-fondé du choix de ce site en vue d'études sur le comportement non-linéaire des sols. Les répliques tardives de novembre 2015 (magnitude 5) ont néanmoins montré l'absence de comportement non-linéaire net pour une accélération de 0.2 g au rocher affleurant et de 0.5 g en surface du site retenu, mais la durée de ce séisme était particulièrement courte. L'enregistrement continu pourra en outre être mis à profit pour effectuer un monitoring fin des caractéristiques de propagation des ondes en forage, au moins via la très substantielle sismicité, si ce n'est via les enregistrements de bruit de fond (tests à faire), et détecter éventuellement les effets de certains forçages environnementaux (par exemple température et pluviométrie). Les informations recueillies en forage (carottes, mesures in-situ et en laboratoire sur échantillons) ont par ailleurs souligné l'intérêt des reconnaissances invasives pour préciser les résultats de reconnaissances non-invasives.

Par ailleurs, la campagne post-sismique a aussi donné des informations précieuses sur la composition du champs d'ondes sismiques au rocher, qui s'avère lui aussi, même pour la phase S énergétique, dominé par des ondes de surface avec des directions prédominantes robustes, indépendantes de la localisation des séismes. La masse de données recueillies fait encore l'objet d'analyses approfondies qui seront présentées plus tard, notamment pour ce qui concerne la relation entre mouvements de rotation et champ d'ondes sismiques, et le lien entre les fonctions de cohérence et la structure du sous-sol.

6. Remerciements

Ce projet a été conçu et mûri grâce aux projets NERA-JRA1 et SIGMA / PRENOLIN, et rendu possible grâce au financement de l'ANR dans le cadre du programme "Investissements d'avenir" (PIA) au sein du projet SINAPS@ (référence ANR-11-RSNR-0022) de l'Institut SEISM (<http://www.institut-seism.fr/en/>). Il a bénéficié de l'accueil très favorable de l'administration grecque locale, qui a considérablement aidé à l'obtention de toutes les autorisations pour l'installation des réseaux temporaires et permanents, malgré un environnement sismique et économique difficile. Les travaux de terrain n'auraient pas été possibles sans l'aide des scientifiques et techniciens locaux Agis KONIDARIS et Chrisostomos ANDREOU, et sans la ténacité de l'entreprise GEOT.ER pour les forages et mesures géotechniques, ainsi que le Laboratoire de Géophysique de l'Université de Thessalonique pour les mesures sismiques en forage (cross-hole et down-hole).

Un grand nombre de personnes ont contribué aux mesures sur site en septembre 2013 et février-mars 2014 : hormis les auteurs du présent article, sont particulièrement remerciés Cécile Cornou (ISTerre), Aline Dechamp (CEA/LDG), Elise Delavaud (IRSN), Alberto Frau (CEA/EMSI), Cédric Guyonnet-Benaize (CEA/CAD), Sébastien Hok (IRSN), Myrtille Kuperminc (CEA/LDG), Philippe Langlaude (CEREMA), Aurore Laurendeau (CEA/LDG) et Alexandros Savvaidis (EPPO-ITSAK).

7. Bibliographie

- Boxberger, T., Bindi, D., Cara, F., Cornou, C., Cultrera, G., Cushing, M., Dechamp, A., Delavaud, E., DiGiulio, G., Guyonnet-Benaize, C., Hollender, F., Imtiaz, A., Kuperminc, M., Parolai, S., Savvaidis, A., Theodoulidis, N., Vassallo, M., & Bard, P.-Y. (2014, 24-29 August). Effect of the underground structure on the wave-field: the high-resolution experiment in Cephalonia Island (Greece). Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (2ECEES), Istanbul, Turkey.
- Cultrera, G., T. Andreou, P.-Y. Bard, R. Bauz, S. Bayle, D. Bindi, T. Boxberger, F. Cara, R. Cogliano, C. Cornou, C. Cretin, G. Di Giulio, C. Guyonnet-Benaize, A. Fodarella, E. Günther, A. Imtiaz, A. Konidaris, K. Makra, G. Milana, J.-M. Nicole, S. Parolai, M. Pilz, S. Pucillo, G. Riccio, A. Rovelli, A. Savvaidis and N. Theodoulidis (2014). The Argostoli

- (Cephalonia, Greece) experiment. Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (2ECEES), Istanbul, Turkey, 24-29 August, 2014.
- Hadler H. *Ancient Greek harbours used as geo-archives for paleotsunami research – Cases studies from Krane (Cefalonia), Lechaion (Gulf of Corinth) and Kyllini (Peloponnese)*. Dissertation zur Erlangung des Grades “Doktor der Naturwissenschaften” im Promotionsfach Geographie – Fachbereich Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität in Mainz, 2013.
- Imtiaz A, Cornou C, Bard P-Y, Zerva A (2014). Diffracted wave field and coherency analysis: an example from dense array network in Argostoli basin, Cephalonia, Greece. *Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (2ECEES)*, Istanbul, Turkey, 24-29 August, 2014
- Imtiaz A., *Champ d'ondes, variabilité spatiale et cohérence des mouvements sismiques: effets en champ proche et en vallée alluviale*, 2015, Thèse de l'Université Joseph Fourier de Grenoble.
- Karakostas V., Papadimitriou E., Mesimeri M., Gkaraouni K. and Paradisopoulou P. *The 2014 Kefalonia Doublet (Mw6.1 and Mw6.0), Central Ionian Islands, Greece: Seismotectonic Implications along the Kefalonia Transform Fault Zone.*, 2015, *Acta Geophysica*, 63, no. 1, pp. 1-16, DOI: 10.2478/s11600-014-0227-4.
- Karastathis V. K., E. Mouzakiotis, A. Ganas, and G. A. Papadopoulos, High-precision relocation of seismic sequences above a dipping Moho: the case of the January–February 2014 seismic sequence on Cephalonia island (Greece), 2015, *Solid Earth*, 6, 173–184, doi:10.5194/se-6-173-2015.
- Lagios, E., Papadimitriou, P., Novali, F., Sakkas, V., Fumagalli, F., Vlachou, K. and Del Conte, S. (2012) - Combined seismicity pattern analysis, DGPS and PSInSAR studies in the broader area of Cephalonia (Greece), 2012, *Tectonophysics*, 43–58, pp.524–525.
- Papazachos, C.B. M. Poultisidis, M. Anthymidis, A.U.TH., 2015. Performance of seismic wave velocity measurements at selected areas of Cephalonia island, Final Report, July 2015.
- Protopapa, E., Papastamatiou, D.M., & Gazetas, G. (1998). The Ionian Accelerometer Array: Early Results and Analysis. *Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering* Balkema, Rotterdam.
- Sokos, E., A. Kiratzi, F. Gallovič, J. Zahradník, A. Serpetsidaki, V. Plicka, J. Janský, J. Kostecký, G.-A. Tselentis, *Rupture process of the 2014 Cephalonia, Greece, earthquake doublet (Mw6) as inferred from regional and local seismic data*, *Tectonophysics*, 2015, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.013>
- Sorel D., *Etude néotectonique dans l'arc égéen occidental*, 1976 - Thèse de 3ème cycle - Paris Orsay (Paris XI).
- Sorel D., *L'évolution structurale de la Grèce nord-occidentale depuis le Miocène dans le cadre de géodynamique de l'arc égéen*, 1989, Thèse d'état Paris Orsay (Paris XI).
- Underhill J., *Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece*, 1989, *Geological Society of America Bulletin*, V. 101, p 613-614, 15 figs, may 1989.