



HAL
open science

Hydrogéophysique appliquée à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique d'une île volcanique andésitique: la Martinique

Benoit Vittecoq

► **To cite this version:**

Benoit Vittecoq. Hydrogéophysique appliquée à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique d'une île volcanique andésitique: la Martinique. Sciences de la Terre. Université Paris sciences et lettres, 2020. Français. NNT: 2020UPSLE063 . tel-03631479

HAL Id: tel-03631479

<https://theses.hal.science/tel-03631479>

Submitted on 5 Apr 2022

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.



THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ PSL

Préparée à l'Ecole Normale Supérieure (Paris)

**Hydrogéophysique appliquée à la compréhension du
fonctionnement hydrogéologique d'une île volcanique
andésitique : la Martinique**

Soutenue par

Benoit VITTECOQ

Le 9 novembre 2020

Ecole doctorale n° 560

**Sciences de la terre et de
l'environnement et physique
de l'univers, Paris**

Spécialité

**Sciences de la terre et de
l'environnement**

Composition du jury :

Pierre, BRIOLE DR, Ecole Normale Supérieure	<i>Président</i>
Mai-Linh, DOAN CR, Université Grenoble Alpes	<i>Rapportrice</i>
Hervé, JOURDE Pr., Université de Montpellier	<i>Rapporteur</i>
Alain, DASSARGUES Pr., Université de Liège	<i>Examineur</i>
Philippe, JOUSSET Senior Scientist, GFZ Potsdam	<i>Examineur</i>
Pierre, NEHLIG Directeur scientifique du programme Géologie, BRGM	<i>Examineur</i>
Sophie, VIOLETTE MCF, Sorbonne Université & Ecole Normale Supérieure	<i>Directrice de thèse</i>

Benoit Vittecoq : *Hydrogéophysique appliquée à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique d'une île volcanique andésitique : la Martinique.* © Novembre 2020

Résumé

La gestion de la ressource et l'approvisionnement en eau des populations des îles volcaniques, notamment de celles densément peuplées ayant des besoins importants, est une problématique majeure. Les connaissances hydrogéologiques des îles volcaniques andésitiques en particulier, telle que la Martinique, restent éparées et mal contraintes, ne permettant pas une gestion optimisée de leur ressource. Grâce aux données géophysiques électromagnétiques acquises à l'aide d'un dispositif hélicoptère (SkyTEM) ayant survolé l'ensemble de la Martinique, permettant de s'affranchir des difficultés d'accès, des fortes pentes et de la végétation tropicale, nous avons pu obtenir une imagerie de la résistivité du sous-sol de l'ensemble de l'île sur 200 à 300 m de profondeur. Ces données ont été couplées à des données géologiques et hydrogéologiques existantes dans des forages afin d'interpréter ces données de résistivité en termes de structure géologiques et de propriétés hydrogéologiques. Des modèles conceptuels hydrogéologiques adaptés, à l'échelle de l'aquifère et du bassin versant, sont ainsi proposés. Dans un dernier temps, la relation entre sismicité et déphasage entre marée terrestre et le niveau d'eau d'un forage est investiguée afin de quantifier l'évolution des propriétés hydrodynamiques dans le temps.

A l'échelle de l'aquifère, les écoulements souterrains sont chenalés en raison d'une compartimentation de l'aquifère contraintes par les principales directions structurales régionales. Les compartiments les plus fracturés présentent les résistivités les plus faibles et les transmissivités les plus fortes. Cette compartimentation et les contrastes de transmissivités protègent cet aquifère côtier des intrusions salines.

A l'échelle du bassin versant, pour des formations avec des âges compris entre 1 et 5.5 Ma, plus la formation est ancienne, plus sa résistivité est faible et plus sa perméabilité est élevée. Les structures géologiques et notamment les dômes andésitiques induisent des écoulements préférentiels avec une part significative de la pluie efficace s'infiltrant en profondeur. Ainsi, les bassins versants topographiques et hydrogéologiques peuvent avoir des limites différentes, de l'eau s'infiltrant dans un bassin versant topographique en amont pouvant en rejoindre un autre plus en aval.

Enfin, un modèle analytique permettant de calculer la perméabilité de l'aquifère à partir du déphasage entre les ondes de marées terrestres et les variations cycliques de niveaux d'eau enregistrées dans un forage a été développé. Les résultats obtenus montrent que la perméabilité de l'aquifère a été multipliée par 20 sur la période 2007-2019. Cette augmentation de la perméabilité résulte de la création de nouvelles fractures et du débouillage de fractures existantes induites par les contraintes dynamiques suite aux principaux séismes ressentis sur cette période. Je démontre également que les pluies extrêmes (Cyclones, tempêtes tropicales) contribuent aussi au débouillage des fractures. Une analyse comparative des perméabilités d'une quarantaine de forages met également en évidence une augmentation de la perméabilité au cours des âges géologiques corroborant ainsi la tendance observée sur une décennie. Ainsi, je démontre que la perméabilité des aquifères andésitiques de la Martinique augmente avec le temps en raison de l'activité sismique, induisant une fracturation et/ou un décolmatage régulier des aquifères.

Abstract

Water resources management and exploration on volcanic islands is challenging as these territories frequently face high population densities with increasing water demands. Improving the hydrogeological knowledge of these islands is thus a major objective in order to achieve a sustainable management of their water resources. We take advantage of a SkyTEM helicopter-borne geophysical survey over Martinique Island (Lesser Antilles) which allows, overcoming dense vegetation and steep slope constraints, providing information's on the first 200-300 m deep. We correlate these data with geological logs and hydrogeological data from boreholes in order to interpret resistivity data in terms of hydrogeological structures and properties and to propose two new hydrogeological conceptual models at the aquifer and watershed scales. The relationship between seismicity and phase shift between the earth tide and the water level of a borehole is investigated in order to quantify the evolution of hydrodynamic properties over a decade.

We firstly demonstrated, at the aquifer scale, that heterogeneous hydrodynamic properties and channelized flows result from tectonically controlled aquifer compartmentalization along structural directions imaged by resistivity and magnetic maps. Furthermore, we show that the most fractured compartments have lower resistivity and higher transmissivity. Compartmentalization and transmissivity contrasts thus protect the studied coastal aquifer from seawater intrusion.

At the watershed scale, we put in evidence that the main geological structures, and especially volcanic domes, lead to preferential flow circulations and that hydrogeological and topographical watersheds can differ, influencing river flowrates. Correlation between resistivity, geology and hydraulic conductivity data of four aquifers also reveals that the older the formation, the lower its resistivity and the older the formation, the higher its hydraulic conductivity. Consequently, unlike hot spot basaltic islands, hydraulic conductivity of the studied aquifers, associated to subduction zone andesitic volcanism, show an increase with age. This enhancement of hydraulic conductivity may be the cumulative effect of tectonic fracturing produced by the recurring earthquakes in this subduction zone.

Finally, temporal aquifer permeability evolution calculated from tidal analysis, based on the phase lag between earth tide and water level cyclic variations measured in a borehole, demonstrate that the aquifer permeability increases by 20 in a decade (2007-2019), due to fracture creation or fractures unclogging induced by earthquakes. In addition, we highlight that extreme rainfalls also increase permeability, acting as piston strokes unclogging fractures congested by particles and colloids. At last, thanks to an analysis of regional permeability values, we demonstrate that permeability increase over ages of Martinique andesitic volcanic aquifers is also corroborated over geological ages, due to seismic activity.

Sommaire

1. Introduction générale.....	9
1.1. objectif de la thèse.....	12
1.2. Organisation du manuscrit de thèse.....	12
1.3. Contexte hydrogéologique des îles volcaniques et de la Martinique.....	14
1.3.1. Hydrogéologie des îles volcaniques.....	14
1.3.2. Hydrogéologie des îles andésitiques et de la Martinique.....	17
1.4. Méthodologies et données associées.....	25
1.4.1. La Géophysique héliportée SkyTEM.....	26
1.4.2. Couplage des données géophysiques avec les logs géologiques des forages existants.....	31
1.4.3. Les propriétés hydrodynamiques des forages par pompes d'essai.....	33
1.4.4. Climat général, bilans hydrologiques et pluies extrêmes.....	35
1.4.5. Calcul de l'évolution temporelle de la perméabilité d'un aquifère à partir de l'influence des ondes de marées terrestres sur les niveaux d'eau des forages.....	42
1.5. Références Bibliographiques.....	53
2. Compartimentation des propriétés hydrodynamiques et des circulations souterraines au sein d'un aquifère volcanique côtier.....	61
3. Modèle hydrogéologique conceptuel d'un bassin versant d'une île volcanique andésitique.....	85
4. Séismes et pluies intenses à l'origine d'une augmentation sur le long terme de la perméabilité.....	107
5. Conclusions et perspectives.....	131
5.1. Synthèse des résultats.....	131
5.2. Perspectives.....	133
5.2.1. Géophysique héliportée.....	133
5.2.2. Propriétés hydrodynamiques des aquifères.....	134
5.2.3. Fonctionnement hydrogéologique et modèles conceptuels.....	135
5.2.4. Rôle des sols et des altérites.....	137
5.3. Quelques Recommandations pour une meilleure gestion des ressources en eau en Martinique.....	138
5.4. Références bibliographiques.....	142

Liste des annexes

Annexe 1 Communications des résultats en congrès.....	143
Annexe 2 Article scientifique en lien avec la thèse.....	145

Liste des figures

Figure 1 : Les deux principaux modèles conceptuels des îles volcaniques basaltiques (Join et al., 2005). En haut le modèle Hawaïien et en bas le modèle Canarien.	15
Figure 2 : Schéma conceptuel d'évolution des modèles conceptuels, du modèle Hawaïien vers le modèle Canarien (Pryet, 2011).....	16
Figure 3 : Typologie des îles volcaniques hautes des Petites Antilles (Robins et al, 1990).....	18
Figure 4 : Variabilité des faciès volcano-clastiques d'un système andésitique en fonction de la distance au centre du volcan (Selles et al., 2015, modifié d'après Vessel & Davis, 1981 ; Bogie & Mackenzie, 1998).....	19
Figure 5 : Evolution structurale de la Martinique (Germa et al., 2011).....	20
Figure 6 : Carte géologique simplifiée de la Martinique, modifiée d'après Westercamp et al., 1990.....	21
Figure 7 : Cartographie du potentiel aquifère des formations géologiques affleurantes (Vittecoq et al., 2007).....	22
Figure 8 : Corrélation entre altitude des forages et altitude du niveau piézométrique (Vittecoq et al., 2007).....	23
Figure 9 : Synthèse des résultats des modélisations réalisées avec le Logiciel TEMPO (Vittecoq et al., 2007). Les bassins versants en bleu (Cat. A) correspondent aux rivières pour lesquelles les aquifères jouent un rôle significatif (contribution du ruissellement peu important <20% et temps de transit moyen de l'écoulement lent >20 jours). Les bassins versants en vert (Cat. B) correspondent aux rivières pour lesquelles les aquifères jouent un rôle peu significatif (écoulement rapide >20% et écoulement lent < 20 jours).....	23
Figure 10 : Première coupe géophysique issue de mesures électromagnétiques hélicoptérées sur une île volcanique, l'île de Santa-Cruz dans l'Archipel des Galápagos (d'Ozouville et al., 2008).....	26
Figure 11 : Principe des mesures TDEM : a) acquisition des données, b) signal enregistré, c) inversion des données, d) restitution d'un bloc 3D de résistivité par interpolation.....	27
Figure 12 : Plan de vol réalisé sur l'ensemble de la Martinique. Les lignes rouges correspondent au plan de vol de base (400 m d'espacement vertical) et les lignes vertes correspondent aux secteurs de resserement sur des zones d'intérêt (Deparis et al., 2014).....	28
Figure 13 : Cartographie de la résistivité apparente moyenne de la couche 90-100 m de profondeur (Deparis et al., 2014).....	29
Figure 14 : anomalie magnétique réduite au pôle (Deparis et al., 2014).....	30
Figure 15 : Fréquence cumulée des valeurs de résistivités des horizons aquifères et des altérites recoupés par 55 forages réalisés sur l'île de Mayotte (Vittecoq et al., 2014).....	31
Figure 16 : (A) : Evolution de la transmissivité en fonction de la nature et de l'âge de la formation aquifère recoupée. (B) Résistivité des formations aquifères recoupées par les forages.	

Les boîtes à moustache correspondent au 1 ^{er} et 3 ^{ème} quartile, et les traits verticaux aux valeurs minimums, médianes et maximums (Vittecoq et al., 2014). Les chiffres bleus correspondent au nombre de forage par catégorie.	32
Figure 17 : Synthèse des valeurs de transmissivités de 66 forages classés en fonction de l'âge et de la nature de la formation aquifère	34
Figure 18 : Pluviométrie moyenne annuelle calculée par Météo-France sur la période 1991-2010 (en mm/an) et localisation des pluviomètres de Météo-France	35
Figure 19 : Principaux termes du bilan hydrologique de la Martinique, en millions de m ³ par an (Taïlamé et Lanini, 2020)	36
Figure 20 : Localisation des trois bassins versants étudiés, des deux stations hydrométriques et des trois prises d'eau en rivière (PER)	37
Figure 21 : Evolution de la pluviométrie annuelle du pluviomètre de Sainte-Marie / Morne-des-Esses	40
Figure 22 : Evolution de la pluviométrie mensuelle du pluviomètre de Sainte-Marie / Morne-des-Esses	40
Figure 23 : Pluviométrie exceptionnelle enregistrée en 24h entre le 16 avril 2018 (8h) et le 17 avril 2018 (8h), avec des records de pluie extrême de 145 et 216 mm respectivement en une et deux heures au François. Phénomène rarissime, de la grêle est tombée en raison de l'intensité des précipitations.....	41
Figure 24 : Exemple de variations cycliques du niveau d'eau enregistrées dans le forage du Galion situé sur la côte est de la Martinique (en mètre NGM - Nivellement Général de Martinique)	42
Figure 25 : Les différents forçages induisant des variations périodiques du niveau d'eau dans un forage d'eau (D'après Doan et al., 2008)	43
Figure 26 : Comparaison du niveau piézométrique du forage du Galion et du niveau de la mer enregistré au marégraphe de Fort-de-France.....	43
Figure 27 : Schéma conceptuel des variations de niveau d'eau mesurées dans un forage au sein d'un aquifère semi-captif soumis à (A) des contraintes causées par les marées terrestres (en utilisant la lune comme corps céleste) et (B) les variations de pression atmosphérique causées par les marées atmosphériques (McMillan et al., 2019).44	
Figure 28 : Spectre des ondes de marées terrestres selon Hartmann and Wenzel (1995). Les symboles de Darwin sont données pour les plus grandes harmoniques (Agnew, 2010)...	45
Figure 29 : Les 17 principales ondes observées à la latitude 48.3°N (D'après Wilhelm et al., 1997 et Doan et al., 2008)	45
Figure 30 : Hauteur de la marée océanique globale calculée par les modèles TPXO (https://www.tpxo.net/).....	46
Figure 31 : Amplitude de l'onde de marée M2 calculée par l'atlas TPXO http://g.hyyb.org/archive/Tide/TPXO/TPXO_WEB/global.html	46
Figure 32 : Comparaison du marégraphe de Fort-de-France (bleu) et de l'atlas TPXO-02 (orange). En haut, sur l'année 2017 et en bas zoom sur le mois de janvier de cette même année	47
Figure 33 : Identification des principales composantes harmoniques des ondes de marées océaniques par transformée de Fourier rapide des données horaires du marégraphe de Fort-de-France sur la période 2006-2019	48

Figure 34 : Transformée de Fourier rapide des données de pression atmosphérique (au pas de temps horaire) calculée sur la période 2006-2019.....	49
Figure 35 : Exemple de fichier de résultat d'une analyse réalisée avec le logiciel Baytap08.....	50
Figure 36 : Exemple d'analyse d'ondes de marées réalisée sur deux forages en Chine (Shi et al., 2019). Sont représentées la phase et l'amplitude de l'onde de marée M2, calculées avec un Span de 30 jours et un Shift de 23 jours. Les flèches violettes correspondent à des télé-séismes.	51
Figure 37 : Exemple de l'influence d'un séisme de magnitude 9 sur le déphasage et l'amplitude de l'onde M2 (Zhang et al., 2019).....	51
Figure 38 : Calcul du déphasage de la réponse du niveau d'eau pour l'onde M2 en fonction de K'/b' (Aquitard), pour des valeurs prédéterminées de T et S (Wang et al., 2018).52	
Figure 39 : Synthèse des corrélations entre nature, âge et résistivité des formations géologiques recoupées par des forages (1) dans les bassins versants étudiés dans le chapitre 3 et (2) dans l'aquifère étudié dans le chapitre 2. Les chiffres bleus correspondent au nombre de forage par catégorie.....	132
Figure 40 : Synthèse des corrélations entre nature, âge, transmissivité et perméabilité des formations géologiques recoupées par des forages (1) dans les bassins versants étudiés dans le chapitre 3 et (2) dans l'aquifère étudié dans le chapitre 2. Les chiffres bleus correspondent au nombre de forage par catégorie.	132
Figure 41 : Applicabilité des modèles conceptuels développés et secteurs dans lesquels poursuivre les recherches en déployant la méthodologie proposée dans le cadre de cette thèse	136
Figure 42 : Description des différents horizons d'un profil d'altération d'une lave volcanique (adaptée d'après Ollier, 2010, Nehlig et al., 2013 et Nachbaur et al., 2019)	137
Figure 43 : Carte de localisation des prélèvements pour l'eau potable en Martinique (source : Observatoire de l'Eau Martinique, 2014).....	139
Figure 44 : Secteurs prioritaires dans lesquels l'exploitation des eaux souterraines peut contribuer à court terme à augmenter le volume d'eau potable distribué à la population. En jaune les secteurs où réaliser des forages d'exploitation et en vert les zones où réaliser des forages de reconnaissances.....	141

1. Introduction générale

Comment une île tropicale peut-elle manquer d'eau au 21^{ème} siècle ? En 2020, plusieurs milliers de Martiniquais ont été privés d'eau potable pendant plusieurs semaines au cours de la saison sèche, entre mars et juin 2020. Les conditions météorologiques font état d'une sécheresse exceptionnelle, les sept premiers mois de l'année faisant partie des plus secs depuis le début des mesures en 1933. Les prélèvements pour l'eau potable en Martinique étant à 90% des prises d'eau en rivière, les débits d'étiages sont arrivés à leurs niveaux les plus bas et les prises d'eau n'ont pu être suffisamment alimentées, entraînant l'assèchement des rivières. Cette sécheresse n'explique néanmoins pas tout, les réseaux de distributions ayant des rendements de 50 à 70%, la majorité de l'eau manquant au robinet s'est ainsi perdue dans les réseaux. Côté ressource, les eaux souterraines étant quasiment inexploitées en Martinique, la réalisation d'une vingtaine de nouveaux forages (à des débits compris 25 et 40 m³/h) permettrait de combler le manque d'eau potable qui a tant fait défaut.

L'agriculture a également été fortement impactée, l'irrigation étant essentiellement réalisée via des prises d'eau en rivière. Là aussi, des forages permettraient d'irriguer les cultures et d'éviter l'état de calamité agricole qui a frappé le territoire. Des solutions existent donc, d'autant plus que les calculs de bilans hydrologiques (Vittecoq et al., 2007 ; Taïlamé et Lanini, 2020), font état de ressources en eau souterraines largement sous-exploitées. Enfin, les modélisations de l'impact du changement climatique en Martinique (Arnaud et Lanini, 2014) mettent également en évidence que les débits de l'ensemble des cours d'eau diminueront d'ici la fin du siècle, tandis que l'augmentation des pluies efficaces en saison des pluies contribuera à recharger davantage les nappes. La question qui reste en suspens est de savoir où réaliser ces forages compte tenu de la forte hétérogénéité géologique de cette île (Westercamp et al., 1990).

Cette situation n'est malheureusement pas unique à la Martinique et les populations d'autres îles volcaniques font également face à des problématiques similaires (Guadeloupe, Mayotte, Galápagos, ...). Dans un contexte de changement climatique, les populations de ces territoires souvent très densément peuplés, soumis aux aléas naturels (volcanisme, séismes, glissements de terrain, érosion et montée du niveau marin), sont de plus en plus vulnérables notamment vis-à-vis de leur approvisionnement en eau douce. La compréhension du fonctionnement hydrogéologique de ces îles est ainsi un enjeu majeur, nécessaire pour garantir une gestion durable et adaptée de leurs ressources en eau.

L'approvisionnement en eau des populations vivant sur les îles volcaniques a toujours été une préoccupation de premier ordre (Peterson, 1972; Falkland and Custodio, 1991; Cabrera and

Custodio, 2004; Custodio, 2005; Won et al., 2006; Cruz et al., 2011). Historiquement, l'eau fut captée, selon les îles, au moyens de prises d'eau en rivière, de captage de sources situées en altitude, via des galeries ou tunnels, ou en creusant des puits dans les vallées ou dans les zones côtières (Ecker, 1976; Falkland and Custodio, 1991; Custodio, 2005). Dans beaucoup de cas, ces ressources superficielles ne sont pas suffisantes, notamment lors des saisons sèches ou sur les îles avec une augmentation importante de la population. Les autorités sont alors à la recherche de solutions alternatives pour alimenter en eau la population (Falkland and Custodio, 1991; Custodio, 2005; Violette et al., 2014).

Rechercher et exploiter les eaux souterraines, solution qui peut paraître une évidence pour les hydrogéologues, n'est pas toujours la solution qui vient immédiatement en tête aux décideurs, financeurs, ou politiques. Il est dans ce cas nécessaire d'expliquer et de justifier l'intérêt de cette possibilité, qui est souvent vu comme coûteuse, techniquement difficile et avec une probabilité d'échec de forages productifs qui tempère la prise de décision. Implanter des forages est de plus un challenge sur des territoires souvent peu documentés, avec des données géologiques ou hydrogéologiques limitées. Or il est nécessaire d'avoir une bonne connaissance des contextes géologique et hydrogéologique et un modèle conceptuel le plus détaillé possible pour limiter la prise de risque et garantir des forages productifs. Ainsi, au préalable d'une campagne de forages de reconnaissance doivent être réalisées des prospections pour caractériser le fonctionnement hydrogéologique des secteurs d'intérêts où des îles dans leur globalité, en fonction des volumes recherchés et des moyens mobilisables.

Décrire et détailler l'hydrogéologie des îles volcaniques est un défi au regard de la complexité de ces édifices et des difficultés rencontrées lors de l'acquisition de données in-situ. Les approches classiques fondées soit sur la reconnaissance géologique et hydrogéologique de terrain, l'hydrochimie, ou la géophysique au sol se heurtent généralement aux difficultés d'accès sur le terrain en raison d'une végétation luxuriante et d'un relief escarpé, au nombre limité de points de mesures et à la pérennité des instrumentations pour l'acquisition en continu de variables dans des conditions climatiques parfois extrêmes. Elles n'apportent donc que des données souvent ponctuelles et difficilement extrapolables.

De plus, si le fonctionnement hydrogéologique des îles volcaniques basaltiques semble relativement bien caractérisé pour certaines (*liste non exhaustive*, Hawaï : Meinzer, 1930; Peterson, 1972; Macdonald et al., 1983; Tabasaki and Mink, 1983, Mayotte : Lachassagne et al., 2014 ; Vittecoq et al., 2014, la Réunion : Jackson and Lénat, 1989 ; Violette et al., 1997, les Canaries : Custodio, 1975; Custodio et al., 1988, Custodio, 2005 ; les Galápagos : d'Ozouville et al., 2008; Auken et al., 2009 ; Pryet et al., 2012, Violette et al., 2014 ; Jeju : Hahn et al., 1997; Kim et al., 2003; Won et al., 2005 ; Koh et al., 2006 ; Hagedorn et al., 2011...) autant celui des îles volcaniques

andésitiques reste mal contraint, comme la Martinique ou Basse-Terre en Guadeloupe et de façon plus générale l'ensemble des îles volcaniques de la Caraïbe (Robins, 2013).

Ces îles volcaniques andésitiques sont marquées en surface par une variabilité lithologique beaucoup plus importante qu'en contexte basaltique (Westercamp et al., 1990), avec la superposition de formations géologiques d'extension latérale très contrastée (de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres) et de nature souvent différente aussi bien latéralement que verticalement, du fait des différents mécanismes de mise en place de ces dépôts. La connaissance de la structure du sous-sol reste ainsi souvent énigmatique par manque de données continues en profondeur.

Récemment le développement d'une méthode géophysique hélicoptérée Sky-TEM (Time Electro-Magnetic domain, Sørensen et Auken, 2009) a permis de lever ce verrou. Après inversion des données acquises le long des lignes de vol, un bloc en 3D de la résistivité du proche sous-sol (0 à 200-300 m de profondeur) à haute résolution est obtenu. Il est alors nécessaire de l'interpréter en termes de structures et de propriétés hydrogéologiques pour contraindre les modèles conceptuels d'écoulement au sein des édifices volcaniques. Pour être pertinente cette analyse doit être confrontée aux données disponibles, quelle qu'en soit la nature, de façon à ne négliger aucune piste de réflexion. Les travaux de recherche menés jusqu'à maintenant (d'Ozouville, 2008, Pryet, 2011, Dumont, 2018) se sont concentrés sur l'interprétation des données de résistivité sans croisement avec des données géologiques ou hydrogéologiques directe observées dans des forages. Cependant, ces travaux ont permis de montrer la pertinence de cette méthode pour l'étude de ces édifices volcaniques et d'apporter de premiers éléments de calage hydrogéophysique pour des îles basaltiques (d'Ozouville et al., 2008, Auken et al., 2009, Pryet et al., 2011, Pryet et al., 2012, Dumont, 2018) ou d'une île polyphasée comme Mayotte (Vittecoq et al. 2014). Enfin, les relations entre sismicité et fonctionnement hydrogéologique sont rarement étudiées, alors même que la sismicité, particulièrement forte dans les zones de subduction, est un facteur pouvant modifier la perméabilité d'un aquifère (Manga et al., 2012).

1.1. OBJECTIF DE LA THESE

L'objectif de la thèse est d'améliorer la compréhension des circulations d'eau souterraine au sein des édifices volcaniques andésitiques grâce au couplage de méthodes géophysiques avec des données géologiques et hydrogéologiques. Méthodologiquement ce travail s'appuie d'une part sur un levé géophysique électromagnétique et magnétique hélicoptère haute résolution et d'autre part sur une utilisation originale des données de géophysiques sismiques via l'analyse des relations entre sismicité et perméabilité des aquifères. Cette approche transverse multi-échelle permet d'investiguer différentes échelles spatiales : bassins versants, aquifères, forages.

L'originalité du travail est de s'appuyer sur une île, la Martinique, disposant à la fois d'un levé géophysique haute résolution et de données géologiques et hydrogéologiques détaillées disponibles dans plusieurs dizaines de forages. Ainsi l'interprétation des données de résistivité électromagnétique pourra être mieux contrainte et les corrélations hydrogéophysiques obtenues pourront être étendues à d'autres édifices moins bien renseignés. La Martinique, ainsi que tout l'arc des Petites Antilles, est également soumis à une activité sismique significative justifiant son classement en zone d'aléa sismique fort. L'analyse de l'impact de la sismicité sur la perméabilité des aquifères permettra de mieux caractériser l'évolution des propriétés hydrodynamiques dans le temps et d'apporter un nouveau regard sur la compréhension de l'hydrogéologie des édifices volcaniques de type andésitique.

1.2. ORGANISATION DU MANUSCRIT DE THESE

Le chapitre 1.3 présente une synthèse des connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique des îles volcaniques en général puis de la Martinique en particulier. Le chapitre 1.4 présente les différentes méthodologies déployées dans le cadre de cette thèse : géophysique hélicoptère, pompes d'essais, analyse des ondes de marées, ... Les principaux résultats de la thèse, publiés sous forme d'articles scientifiques, sont présentés ainsi :

- le chapitre 2 présente les résultats d'une analyse croisée des données géophysiques magnétiques et électromagnétiques hélicoptères, sur la plaine du Lamentin, située au centre de la Martinique, avec des données géologiques et hydrogéologiques, dont un pompage d'essai ayant duré quinze mois. Je mets en évidence la compartimentation de cet aquifère côtier, l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques et des circulations souterraines contrôlées par des failles tectoniques et la fracturation des roches associées. L'article intitulé "*Heterogeneity of hydrodynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique Island (Lesser Antilles – FWI)*" a été publié en 2015 dans *Journal of Hydrology*, 529, 1041–1059.

- le chapitre 3 suit une méthodologie similaire d'analyse croisée des données géophysiques électromagnétiques héliportées avec des données géologiques et hydrogéologiques issues de forages, mais cette fois-ci à l'échelle d'un bassin versant recoupant plusieurs édifices volcaniques. Je propose ainsi un nouveau modèle hydrogéologique conceptuel d'un bassin versant d'une île volcanique andésitique. L'article intitulé *"Hydrogeological conceptual model of andesitic watersheds revealed by high-resolution heliborne geophysics"* a été publié en 2019 dans *Hydrology and Earth System Sciences*, 23, 2321–2019 et a reçu le prix du meilleur article scientifique du BRGM 2019.
- le chapitre 4 présente les résultats d'un travail réalisé à l'échelle d'un forage grâce à un suivi du niveau des eaux souterraines réalisé depuis treize ans. Un nouveau modèle analytique a été développé, permettant de calculer la perméabilité à partir du déphasage entre les ondes de marées terrestres et les variations de niveaux d'eau enregistrées dans le forage. De nettes variations de la perméabilité de l'aquifère et de son aquitard sus-jacent induites par plusieurs séismes sont mises en évidence. Je démontre également que les séismes et les pluies intenses sont à l'origine d'une augmentation sur le long terme de la perméabilité des systèmes hydrogéologiques des îles volcaniques. L'article intitulé *"Earthquakes and extreme rainfall induce long term permeability enhancement of volcanic island hydrogeological systems"* a été publié en novembre 2020 dans *Nature Scientific Reports* (2020) 10 :20231.

Ces trois chapitres présentent en introduction un résumé en français en trois pages des articles publiés, puis les articles dans leur intégralité en anglais. Enfin, le chapitre 5 présente une synthèse de l'ensemble des résultats puis propose quelques perspectives pour poursuivre ce travail de recherche au-delà de cette thèse.

L'annexe 1 liste les communications en congrès (présentations orales et posters).

L'annexe 2 présente quant à elle un article intitulé *"Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte Island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data"* et publié en 2014 dans *Journal of Hydrology*. 509, 519–538. Cet article, réalisé en amont de la présente thèse, est consacré à l'interprétation des données de géophysique héliportée acquises sur l'île de Mayotte et à la caractérisation du fonctionnement hydrogéologique de cette vieille île volcanique basaltique poly-édifice caractérisée par des phases successives de construction et d'érosion. Cette première collaboration avec Sophie Violette nous a ensuite amené à poursuivre nos recherches au travers de la présente thèse.

1.3. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE DES ILES VOLCANIQUES ET DE LA MARTINIQUE

1.3.1. Hydrogéologie des îles volcaniques

Plusieurs approches méthodologiques ont été développées et déployées pour améliorer la compréhension du fonctionnement hydrogéologique des îles volcaniques. Les principales approches se sont fondées sur (1) des reconnaissances géologiques et hydrogéologiques sur le terrain (Ecker, 1976; Macdonald et al., 1983; Join and Coudray, 1993; Davies and Pearl, 2003; Izquierdo, 2011; Izquierdo et al., 2011, 2014, Lachassagne et al., 2014), (2) des modélisations numériques (Custodio et al., 1988; Violette et al., 1997; Join et al., 2005), (3) des prospections géophysiques (Lienert, 1991; Desclotres et al., 1997; Albouy et al., 2001; d'Ozouville et al., 2008; Auken et al., 2009; Pryet et al., 2011, 2012) ou (4) hydrochimiques (Join et al., 1997; Cruz and Silva, 2001; Cruz, 2003; Cruz and Amaral, 2004; Cruz and França, 2006; Koh et al., 2006, 2012; Herrera and Custodio, 2008; Gourcy et al., 2009). Les approches pluridisciplinaires restent quant à elles encore rares (Charlier et al., 2011 ; Vittecoq et al., 2014).

Les îles volcaniques sont généralement dissociées en deux groupes, en fonction de leur composition magmatique : les îles avec un volcanisme majoritairement basaltique et les îles avec un volcanisme majoritairement andésitique. Deux principaux modèles conceptuels ont été développé dans les années 70-80 pour les îles basaltiques (Figure 1) : le modèle Hawaïen (Peterson, 1972; Macdonald et al., 1983) et le modèle Canarien (Custodio, 1975; Custodio et al., 1988). Le modèle Hawaïen (Meinzer, 1930; Peterson, 1972; Macdonald et al., 1983; Tabasaki and Mink, 1983) considère d'une part l'existence d'une nappe de base, avec un très faible gradient hydraulique, vulnérable aux intrusions salines et d'autre part la présence d'aquifères perchés à la faveur de dykes ou de couches peu perméables (sills, tuffs, paléosols,...). Ce modèle s'appliquerait à Hawaï, au Piton de la Fournaise à la Réunion (Jackson and Lénat, 1989; Violette et al., 1997), aux Azores (Cruz et França, 2006) et aux îles de Santa Cruz et de San Cristobal aux Galápagos (d'Ozouville et al., 2008; Auken et al., 2009; Pryet et al., 2012). Le modèle Canarien (Custodio, 1975; Custodio et al., 1988) considère quant à lui la présence d'un aquifère régional continu avec un niveau piézométrique peu profond, quelques mètres sous la surface du sol, suivant la topographie. Ce modèle considère que les processus d'altération entraînent une diminution progressive de la perméabilité avec la profondeur « *aging effect* ». Ainsi, les formations les plus anciennes sont moins perméables que les formations les plus jeunes (Custodio, 2005). La cinétique de cet « *aging effect* » peut varier de quelques milliers d'années à quelques millions d'années, en fonction de la nature des roches et de l'intensité de l'altération météorique ou hydrothermale. Ce modèle s'appliquerai à l'île de Tenerife aux Canaries (Custodio et al., 1988), dans le Sud du bassin de Lihue sur l'île de Kauai (Izuka and Gingerich, 2003) et à l'île de Jeju Island (Hagedorn et al., 2011).

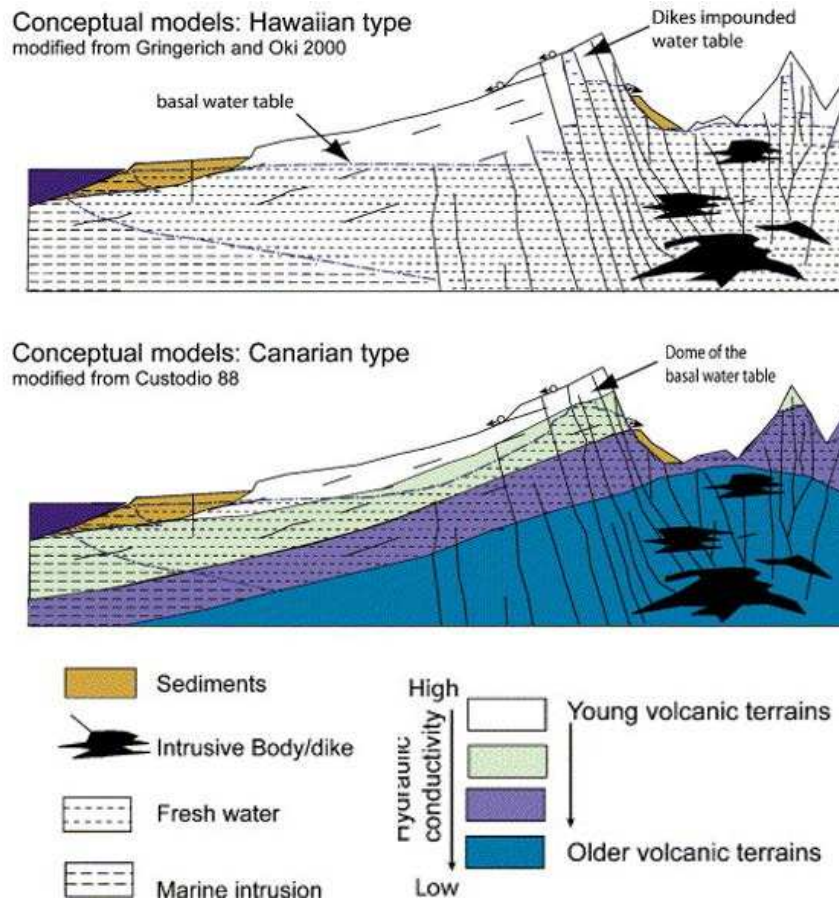


Figure 1 : Les deux principaux modèles conceptuels des îles volcaniques basaltiques (Join et al., 2005). En haut le modèle Hawaïien et en bas le modèle Canarien.

Vittecoq et al., (2014), en étudiant l'île de Mayotte, une île basaltique ancienne dans un état avancé d'altération et d'érosion, ont détaillé un autre modèle conceptuel, le modèle « mahorais ». Cette île est caractérisée par la présence de plusieurs édifices volcaniques juxtaposés qui se sont mis en place suite à une succession de périodes d'édifications et de démantèlements dont résulte une hétérogénéité des formations géologiques en place (basaltes et dépôts pyroclastiques, dépôts volcano-détritiques, brèches, lahars, ...). Comme pour le modèle Canarien, j'ai mis en évidence que plus les formations étaient âgées, plus leur perméabilité était faible. Néanmoins, contrairement au modèle Canarien (Cabrera et Custodio, 2004), il n'y a pas de nappe régionale ou d'aquifère d'extension significative à Mayotte. Les aquifères sont discontinus avec des dimensions très variables (largeur de quelques dizaines de mètres jusqu'à un maximum quelques kilomètres), certains sont perchés, d'autres profonds s'écoulant vers la mer. Enfin, les formations volcano-détritiques, très hétérogènes, jouent soit le rôle d'aquifère soit le rôle d'horizon semi-perméable.

Dans certains cas les différentes méthodes mises en œuvre aboutissent à des conclusions divergentes, comme sur le massif du Piton de la Fournaise à la Réunion qui pourrait correspondre soit au modèle Hawaïien (Jackson and Lénat, 1989 ; Violette et al., 1997), soit au modèle Canarien

(Join et al., 2005). Dans d'autre cas, les méthodes déployées ne permettent pas de conclure, comme le montre Hemmings et al., (2015a) en étudiant l'île andésitique de Montserrat, qui conclut que certains aspects relèvent du modèle Canarien et d'autres du modèle Hawaïen.

Violette et al., (2014) ont émis l'hypothèse que ces modèles ne doivent pas être opposés mais, au contraire, que le modèle Canarien pourrait correspondre à une évolution dans le temps du modèle Hawaïen (Figure 2), le premier s'appliquant plutôt à des îles anciennes (plusieurs millions d'années) tandis que le second serait caractéristique des îles récentes (moins d'un million d'années). Cabrera et Custodio (2019) considèrent également que les caractéristiques hydrogéologiques de ces deux modèles ne sont pas forcément si différentes, les îles étudiées étant à chaque fois des cas particuliers présentant des spécificités uniques, les différences souvent évoquées pouvant correspondre soit à un manque de données soit à une interprétation biaisée des données. Ils soulignent que chercher à faire coller un de ces deux modèles à une île n'a pas forcément de sens sans une bonne caractérisation de l'ensemble des principaux paramètres clés. Cabrera et Custodio (2019) ont résumé ainsi les principaux paramètres à prendre en compte pour définir le fonctionnement hydrogéologique d'une île ou d'une partie d'une île : (1) des critères géologiques : lithologie, structure, perméabilité primaire et degré d'altération, (2) des critères climatiques : pluviométrie, température... à relier à la nature des sols, qui conditionnent la recharge et le ruissellement, (3) des critères hydrogéologiques : niveaux d'eau, propriétés hydrodynamiques, type de nappe (libre, captive), rôle des dykes et d'autres discontinuités et (4) des critères morphologiques : relief, Ils mettent également en évidence qu'un des points clés, généralement peu étudié car peu accessible, reste le « cœur » des îles volcaniques et qu'il est ainsi nécessaire de mieux caractériser la structure interne des îles volcaniques.

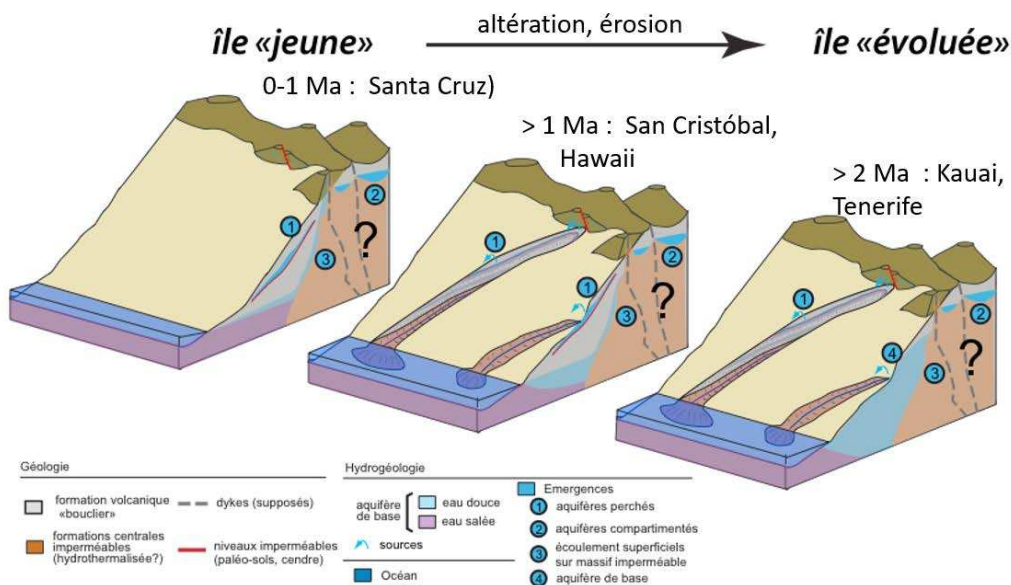


Figure 2 : Schéma conceptuel d'évolution des modèles conceptuels, du modèle Hawaïen vers le modèle Canarien (Pryet, 2011)

1.3.2. Hydrogéologie des îles andésitiques et de la Martinique

Les îles andésitiques

Si l'hydrogéologie des îles volcaniques est relativement bien décrite en contexte basaltique, il existe beaucoup moins de travaux relatifs aux îles volcaniques de type andésitique (Robins et al., 1990; Falkland and Custodio, 1991; Gourcy et al., 2009; Vittecoq et al., 2010; Lachassagne, 2006; Lachassagne et al., 2011; Charlier et al., 2011; Hemmings, 2015a; Hemmings et al., 2015b) et leur fonctionnement hydrogéologique reste à ce jour mal contraint.

Ces îles, généralement situées dans des arcs insulaires situés à l'aplomb de zones de subduction (bassin arrière arc), sont notamment marquées par une importante variabilité lithologique, conséquence de la superposition de formations issues d'épisodes éruptifs distincts de relativement faible extension latérale (de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres) et de nature géologique souvent différente aussi bien latéralement que verticalement (Westercamp et al., 1990), à l'origine d'une forte variabilité latérale et verticale des propriétés hydrodynamiques des aquifères (Vittecoq et al., 2007; Gourcy et al., 2009; Charlier et al., 2011). Cette variabilité est accentuée par les processus d'altération chimique et l'érosion mécanique (Audru et al., 2010; Rad et al., 2011; Rad et al., 2013) qui affectent de façon différentielle les formations géologiques, notamment en fonction de leur nature et porosité (ponces, cendres, nuées ardentes, andésites, hyaloclastites, lahars, brèches, conglomérats...), de leur minéralogie et de leur âge. La pluviométrie et la température, ainsi que l'alternance de périodes sèches et de périodes pluvieuses, paramètres d'autant plus importants en milieu tropical humide, jouent le rôle de catalyseur de ces processus.

Compte tenu de ces hétérogénéités, le fonctionnement hydrogéologique des îles volcaniques andésitiques peut difficilement être appréhendé à l'échelle de l'île. Il est nécessaire au préalable de pouvoir identifier les aquifères ayant une certaine continuité spatiale et les structures contrôlant les écoulements d'eau souterrains. L'échelle de travail la mieux adaptée pourrait être celle de la formation géologique et de l'aquifère associé. Le travail à cette échelle plus fine, que ce soit pour les îles à dominante basaltique ou andésitique, paraît d'autant plus pertinent que des structures particulières (paléovallées, dykes, formations volcaniques altérées et argilisées, paléosols, épaisseurs d'altération, tunnel de laves,...) ont été mises en évidence sur les quelques îles ayant été étudiées en détail (Ecker, 1976; Tabasaki and Mink, 1983; d'Ozouville et al., 2008; Coppo et al., 2010; Vittecoq et al., 2011; Pryet et al., 2012; Izquierdo, 2014; Vittecoq et al., 2014) et peuvent impacter le fonctionnement hydrogéologique en jouant le rôle de drains hydrauliques, canalisant les écoulements souterrains, ou de barrières étanches compartimentant des aquifères supposés homogènes.

Une première description du fonctionnement hydrogéologique des îles des Petites Antilles a été proposée par Robins et al., (1990) et Robins, (2013) (Figure 3). Trois groupes sont dissociés. Les îles du type 1 (Grenade, Saint-Vincent), décrites comme ressemblant au modèle Canarien, présentent une nappe peu profonde suivant la topographie, surmontant des formations volcaniques peu perméables, et avec des sources émergeant à toutes altitudes. Les îles de type 2 (Saint Kitts et Nevis) où les formations les plus récentes (Pléistocène : <2.58 Ma) contiennent des aquifères perchés de capacité limitée, et où les cours d'eau ne sont pas pérennes. Enfin les îles de type 3 (Iles Vierges Britanniques) sont plus anciennes (volcanisme Eocène : 34 à 56 Ma) avec des formations volcaniques peu perméables affleurantes et des ressources en eau souterraine très limitées dans les alluvions situés à basse altitude.

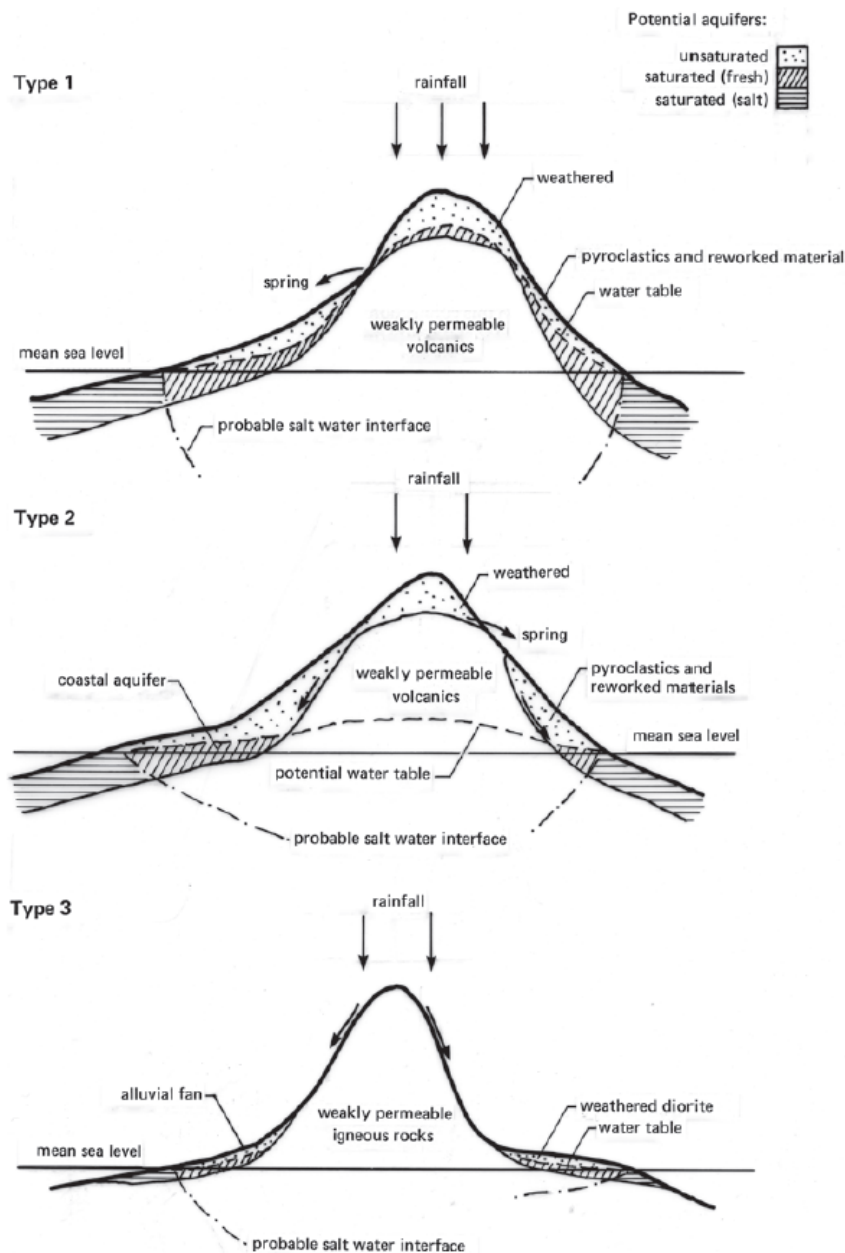


Figure 3 : Typologie des îles volcaniques hautes des Petites Antilles (Robins et al, 1990)

Au-delà des îles volcaniques sensu-stricto, l'étude géologique des édifices volcaniques andésitiques (Vessel et Davis, 1981; Bogie et Mackenzie, 1998) permet également de mieux appréhender la structuration interne et les variations de faciès associées. La Figure 4 représente ainsi l'évolution des faciès volcanoclastiques en fonction de la distance du centre d'émission du volcan. Selles, (2014) a ainsi mis en évidence que sur ce type de volcan pouvaient être observé : i) de nombreuses sources en altitude ii) une ceinture de sources au niveau de la zone de transition entre les faciès centraux et proximaux, et iii) une seconde ceinture de sources au niveau de la zone de transition entre les faciès proximaux et médiaux. Les deux premières séries de sources correspondraient à des aquifères perchés avec une recharge localisée, tandis que la seconde ceinture correspondrait à l'exutoire d'eau plus froide que la température ambiante au point d'émergence de la source, qui se serait infiltrée dans la partie amont du volcan à des altitudes plus élevées. Cet ensemble constitue ainsi un premier système aquifère marqué par l'alternance de niveaux aquifères et aquitards. Enfin, un second système aquifère est mis en évidence dans la partie distale au sein des paléochenaux comblés de matériaux volcano-détritiques perméables.

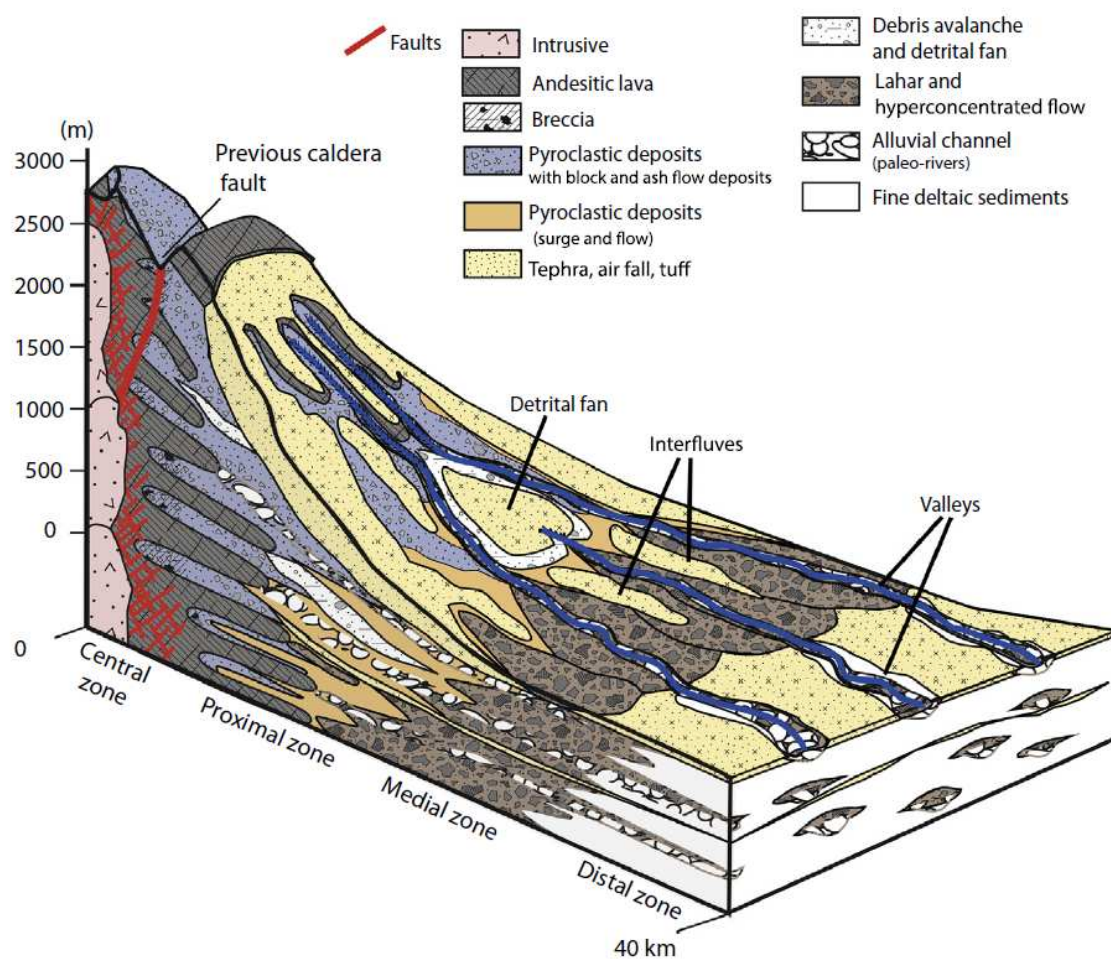


Figure 4 : Variabilité des faciès volcano-clastiques d'un système andésitique en fonction de la distance au centre du volcan (Selles et al., 2015, modifié d'après Vessel & Davis, 1981 ; Bogie & Mackenzie, 1998).

La Martinique

La Martinique est une île située dans l'archipel des Petites Antilles constitué d'une vingtaine d'îles principales, résultant de la subduction de la plaque atlantique sous la plaque caraïbe. Avec ses 1 080 km² de superficie, elle forme la plus grande île volcanique de l'archipel : 65 km d'allongement maximum dans l'axe NNW-SSE et 30 km dans la plus grande largeur, se réduisant à 12 km à la faveur des échancrures que constituent les baies de Fort-de-France, du Robert et du François. Son relief est très contrasté. Elle est montagneuse au Nord et à l'Ouest, au niveau des grands volcans récents (Montagne Pelée – 1397 m dernière éruption datant de moins d'un siècle et Piton Lacroix – 1196 m, Morne Jacob – 884 m, daté à 330 ka, Germa et al., 2011). Le relief de l'île est plus doux à l'Est et au Sud, au niveau des complexes volcaniques et volcano-sédimentaires anciens, formés de collines et de petites montagnes ne dépassant pas 500 m d'altitude. L'île s'est édifiée en alternant des périodes d'activité volcanique et de repos puis d'érosion et est ainsi caractérisée par la présence d'une dizaine d'édifices volcaniques principaux, dont les produits sont plus ou moins superposés (Westercamp et al., 1989; Germa et al., 2011 : Figure 5 et Figure 6).

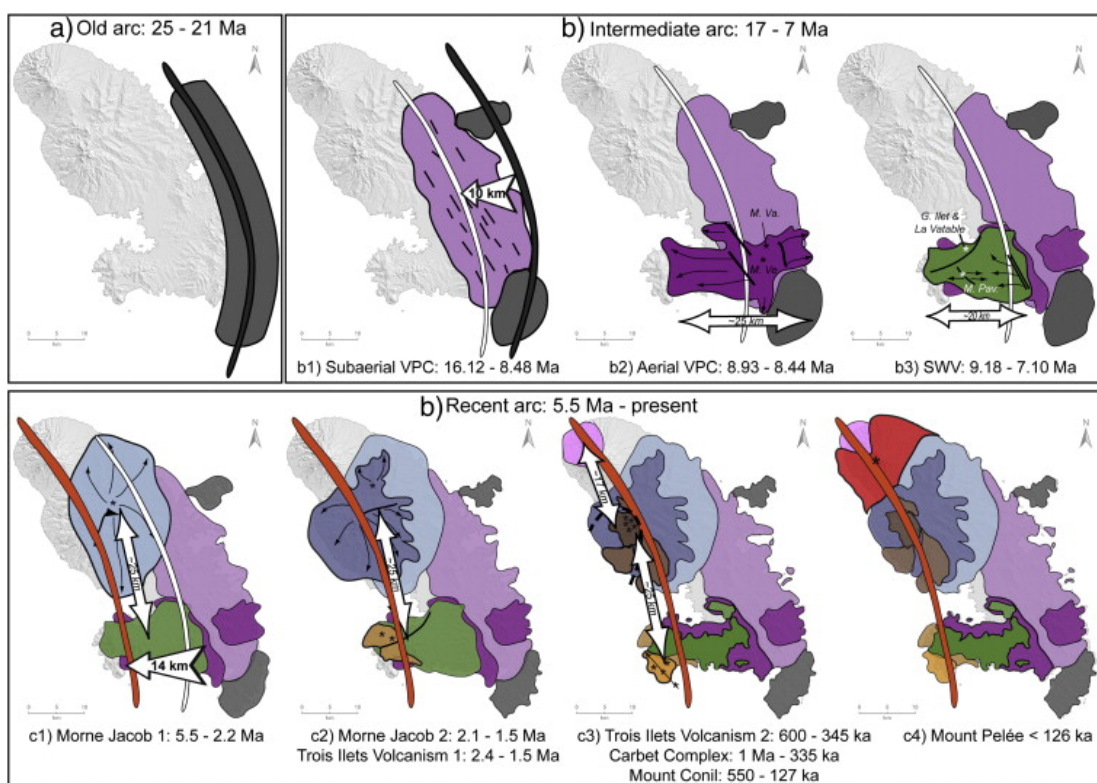


Figure 5 : Evolution structurale de la Martinique (Germa et al., 2011)

Les formations les plus anciennes visibles à l'affleurement datent de l'Oligocène (24-25 Ma) et les dépôts sont typiques des arcs volcaniques avec une activité volcanique sous-marine (hyaloclastites) suivie d'une activité volcanique aérienne avec des dépôts liés à des volcans boucliers (andésites et basaltes) et plusieurs stratovolcans (andésites, dacites, dômes, pyroclastites,...) et leurs produits d'érosion (conglomérats, lahars,...).

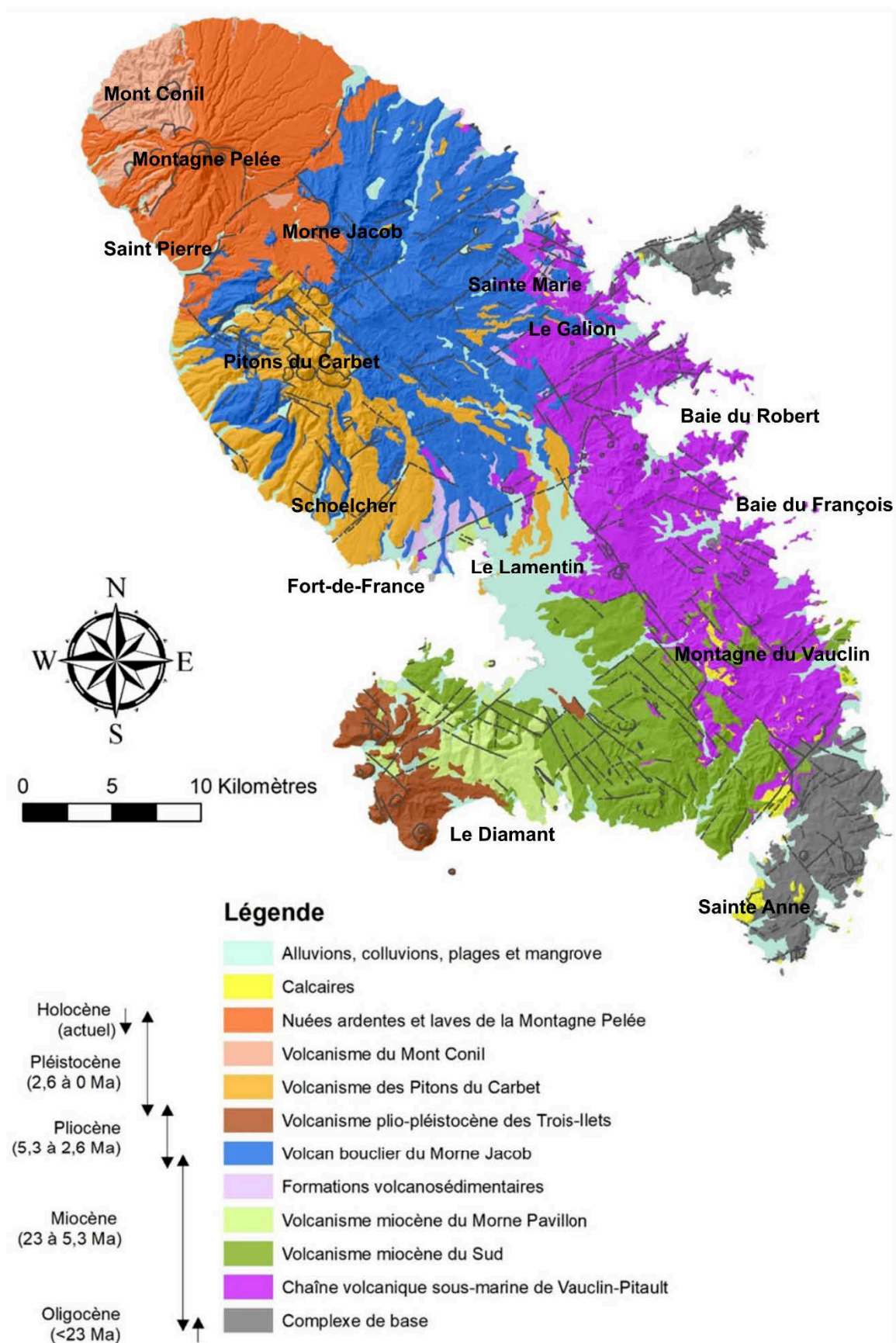


Figure 6 : Carte géologique simplifiée de la Martinique, modifiée d'après Westercamp et al., 1990

Les deux principales synthèses hydrogéologiques sont celles de Stollsteiner et al., (2000) et de Vittecoq et al., (2007). Stollsteiner et al., (2000) ont compilé les prospections hydrogéologiques réalisées entre 1970 et 2000 sur une vingtaine de sites, dont les principales conclusions sont reprises par Lachassagne, 2006, tandis que Vittecoq et al., (2007) ont contribué à : i) délimiter sous SIG les différentes formations géologiques et leur attribuer un potentiel hydrogéologique (Figure 7), ii) calculer les différentes composantes du bilan hydrologique de la Martinique et iii) évaluer le volume d'eau souterraine potentiellement mobilisable par forages.

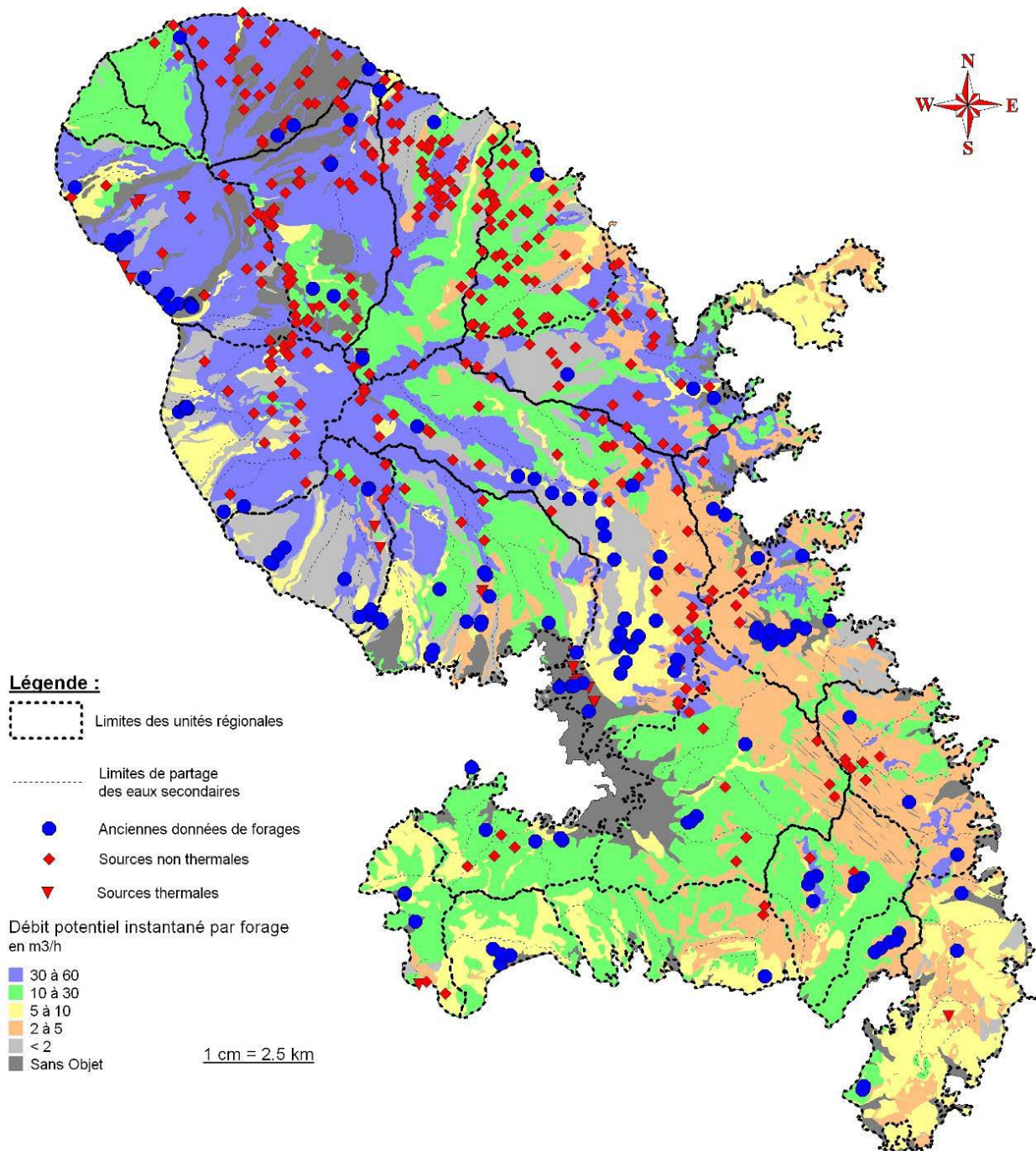


Figure 7 : Cartographie du potentiel aquifère des formations géologiques affleurantes (Vittecoq et al., 2007).

Une des conclusions est qu'une centaine de forages répartis sur le territoire, avec des débits compris entre 20 et 45 m³/h, permettraient de fournir 66 000 m³/j sans impact significatif sur le cycle de l'eau (impact <10% de la part d'eau infiltrée). Ce chiffre est à comparer aux besoins journaliers (intégrant les fuites) évalués à environ 106 000 m³/j. Ces nouveaux forages pourraient ainsi contribuer à hauteur de 60% aux besoins en eau du territoire.

Vittecoq et al., 2007, ont également montré, grâce à la synthèse des données de niveau d'eau dans 136 forages, que, de manière générale et sauf exception pour les nuées ardentes et coulées de ponces, les niveaux d'eau mesurés dans les forages sont proches du sol et corrélés à la topographie (Figure 8).

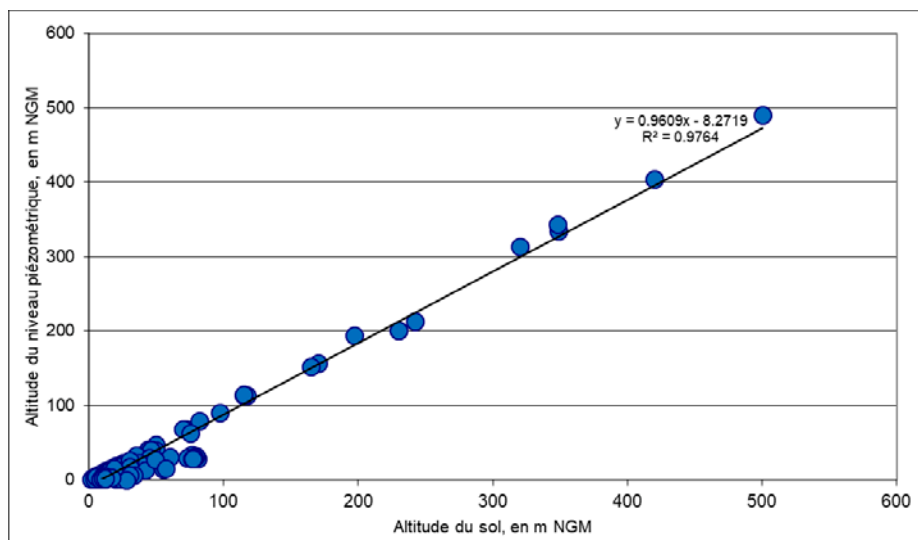


Figure 8 : Corrélation entre altitude des forages et altitude du niveau piézométrique (Vittecoq et al., 2007)

Enfin, des modélisations pluies/débits sur une dizaine de bassins versants ont permis de montrer la contribution des eaux souterraines au débit de certains cours d'eau (Figure 9).

Nom du BV	Cat.	Tps Ec rapide (en j)	Tps Ec lent (en j)	Contribution au ruissellement (écoulement rapide)
Fond Baise	B	0.9	20	30%
Capot Amont	A	0.9	80	10 à 20 %
Capot Aval	A	1.4	30	5 à 15 %
Bassignac	B	1.2	90	30 à 50 %
Alma	A	1.2	30	10%
Lézarde 2	B	0.9	40	20 à 40 %
Lézarde (soudon) *	A	0.9	40	10%
Fond Rousseau	B	0.6	30	30 à 50 %
Dormante	B	0.8	20	30 à 60 %
Petit Bourg	B	0.9	54	30 à 50 %
Fontane	B	0.8	20	30 à 60 %

Figure 9 : Synthèse des résultats des modélisations réalisées avec le Logiciel TEMPO (Vittecoq et al., 2007). Les bassins versants en bleu (Cat. A) correspondent aux rivières pour lesquelles les aquifères jouent un rôle significatif (contribution du ruissellement peu important <20% et temps de transit moyen de l'écoulement lent >20 jours). Les bassins versants en vert (Cat. B) correspondent aux rivières pour lesquelles les aquifères jouent un rôle peu significatif (écoulement rapide >20% et écoulement lent < 20 jours).

Très peu d'articles scientifiques relatifs au fonctionnement hydrogéologique de la Martinique ont quant à eux été publiés. Lachassagne (2006) considère qu'il n'y a pas de grands aquifères continus, aux limites facilement identifiables, en raison de la forte hétérogénéité des formations géologiques (andésites, basaltes, hyaloclastites, conglomérats, lahars et pyroclastites); l'hétérogénéité de leurs fracturations intrinsèques contribuant à une forte variabilité spatiale des propriétés hydrogéologiques des aquifères. Bien que des prospections hydrogéologiques aient été menées dans une vingtaine de secteurs épars (Stollsteiner et al., 2000), de nombreuses incertitudes sont pointées et la nécessité d'améliorer la compréhension de la structure et du fonctionnement des aquifères de l'unité hydrogéologique au bassin versant est mise en avant. L'absence de suivi des quelques forages exploités est soulignée et certaines questions sont soulevées : y-a-t-il des transferts d'eau entre bassins versants topographiques différents ? Quelles sont les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines ? Gourcy et al., (2009) ont étudié les processus de transfert des pesticides et des nitrates grâce à une campagne de datation des eaux souterraines avec les CFC et SF6 et des mesures des produits phytosanitaires dans une vingtaine de forages. Ils ont mis en évidence trois groupes d'eau : (i) des eaux plus anciennes que 1970, généralement des nappes captives anoxiques, exemptes de produits phytosanitaires, (ii) des eaux d'âges intermédiaires correspondant à des mélanges entre des eaux anciennes (55-65% d'eau plus ancienne que 1950) et des eaux récentes et (iii) des eaux récentes (< 20 ans), généralement polluées en nitrates et pesticides. Ce travail met en évidence la compartimentation de l'île en différents réservoirs de qualité différente, avec des temps de transfert variables, qui peuvent parfois être relativement long (>50 ans). Lachassagne et al., (2011) se sont intéressés aux variations de niveau d'eau induites par le séisme de magnitude 7.4 du 29 novembre 2007 et ont mis en évidence que ce séisme aurait augmenté la perméabilité de plusieurs aquifères, dont l'un quantifié entre 5 à 10%. Ils concluent que les effets induits par la tectonique doivent influencer le fonctionnement hydrogéologique, et doivent être étudiés plus en détail. Enfin, Cattan et al., (2019) en étudiant les concentrations en chlordécone dans les rivières et piézomètres d'un bassin versant, ont conclu que les eaux souterraines contribuaient significativement au débit des rivières et ainsi au transfert des pesticides épandus sur les bananeraies vers le domaine côtier.

Ces connaissances restent très éparses et la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de l'île demeure un sujet de recherche entier.

1.4. METHODOLOGIES ET DONNEES ASSOCIEES

Ce chapitre synthétise les méthodes utilisées ou développées et les données associées dans le cadre de cette thèse afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de la Martinique. Les principaux verrous que j'ai cherché à lever peuvent être résumés ainsi : (1) Comment mieux contraindre et comprendre la structure et la nature géologique en profondeur d'une île volcanique ? (2) Quelles sont les propriétés hydrodynamiques des aquifères rencontrés et comment sont-elles influencées par la nature et la structure géologique ? et (3) Comment évoluent-elles dans le temps ?

Un objectif transverse était également de chercher à améliorer les corrélations hydrogéophysiques en apportant de nouvelles valeurs guides sur les corrélations entre résistivité électromagnétique et nature géologique d'une part et entre résistivité et propriété hydrodynamique d'autre part. Enfin, notre approche s'est également voulue « multi-échelle » afin de tester ces méthodes aux échelles spatiales suivantes :

- à l'échelle d'un aquifère : la nappe du Lamentin (Chapitre 2)
- à l'échelle des bassins versants des rivières de Case Navire et de Fond Lahaye (Chapitre 3)
- à l'échelle d'un forage : le forage du Galion (Chapitre 4)

L'interprétation des données de géophysique électromagnétique héliportée, couplée avec des données de forages, a pour objectif une meilleure caractérisation de la structure et de la nature géologique des secteurs étudiés. Le calcul d'un bilan hydrologique visera quant à lui à mieux cerner l'influence des structures sur les écoulements. La synthèse des données de transmissivité, l'interprétation de pompages d'essais puis l'analyse du déphasage entre les ondes de marées terrestres et les variations de niveau piézométrique dans un forage permettront une meilleure caractérisation des propriétés hydrodynamiques et de leur évolution dans le temps.

Ce travail pluridisciplinaire a été l'occasion de collaborations multiples et fructueuses avec des géophysiciens (Jacques Deparis, Pierre-Alexandre Reninger, Guillaume Martelet), des géologues (Frédéric Lacquement), des sismologues (Didier Bertil, Anne Lemoine), des mécaniciens des roches (Julie Maury, Jérôme Fortin) et des hydrogéologues (Sophie Violette, Benoit Dewandel), ainsi qu'avec les techniciens et ingénieurs du BRGM en charge du suivi des réseaux de mesures en Martinique (Guillaume Verbiese, Thibaut de Cathelineau, Laureen Nascimento et Anne-Lise Taïlamé). Enfin, ce travail a bénéficié des conseils éclairés des membres du comité de suivi de la thèse : Caroline Prognon (BRGM), Jean-François Girard (EOST) et Dominique Bruel (Mines-ParisTech).

1.4.1. La Géophysique hélicoptée SkyTEM

Un des principaux verrous scientifiques des recherches menées sur l'hydrogéologique des îles volcaniques réside dans la difficulté à appréhender la nature et la structure des formations géologiques en profondeur. Comme expliqué en introduction, la structure interne des îles volcaniques est généralement mal contrainte en raison (1) des difficultés d'accès liées aux fortes pentes, une végétation dense ou luxuriante et un nombre limité de routes ou chemin d'accès, (2) la complexité géologique avec de fortes variabilités latérales et verticales sur lesquelles se surimpose l'altération climatique et hydrothermale et (3) un nombre souvent limité de forages permettant de qualifier les propriétés hydrodynamiques et de valider les hypothèses sur les structures géologiques. Les hypothèses sur ces secteurs proposées dans les différents modèles conceptuels reposent en général sur un nombre de données limité.

Le développement récent des méthodes géophysiques électromagnétiques hélicoptées a permis de faire un bond en avant et de s'affranchir de ces contraintes d'accès. Les premières démonstrations en domaine volcanique ont été réalisées par d'Ozouville et al. (2008) (Figure 10), Auken et al. (2009) et Pryet et al. (2011, 2012) en utilisant le système Sky-TEM (Sørensen and Auken, 2004) sur les îles volcaniques de Santa Cruz et San Cristobal dans l'Archipel des Galápagos. Ils ont ainsi pu investiguer ces îles jusqu'à 300 m de profondeur et révéler des contrastes de résistivité significatifs représentatifs de différentes structures géologiques (paléosol, paléochenaux). Ils ont également mis en évidence de potentiels aquifères perchés et ont imagé avec précision des intrusions salines marquées.

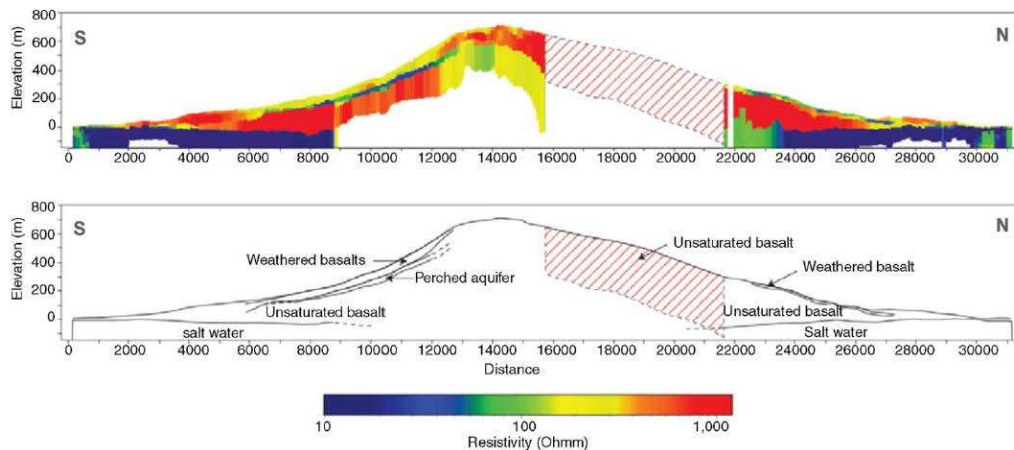


Figure 10 : Première coupe géophysique issue de mesures électromagnétiques hélicoptées sur une île volcanique, l'île de Santa-Cruz dans l'Archipel des Galápagos (d'Ozouville et al., 2008).

Plus récemment, Dumont, (2018) a montré tout le potentiel de cette méthode sur l'île de la Réunion, que ce soit grâce au développement d'une nouvelle méthode de classification hiérarchique des sondages TDEM (Dumont et al., 2018), ou pour imaginer la structure géologique interne du Piton de la Fournaise (Dumont et al., 2019).

Principe général de la méthode

L'électromagnétisme en domaine temporel (TDEM) permet d'imager les contrastes de résistivité électrique du sous-sol. Son principe est fondé sur la coupure brusque d'un champ magnétique, créé au-dessus du sol par l'injection d'un courant dans une boucle, induisant des courants électriques dans le sous-sol (Figure 11a). Ces derniers vont créer, à leur tour, un champ magnétique secondaire, mesuré grâce à une boucle réceptrice (Figure 11a). La courbe de décroissance du champ secondaire est traitée (Figure 11b) et inversée (Figure 11c) afin d'imager les variations de la résistivité avec la profondeur. Un modèle 2D ou 3D de résistivité (Figure 11d) peut être obtenu en interpolant entre les points de mesure.

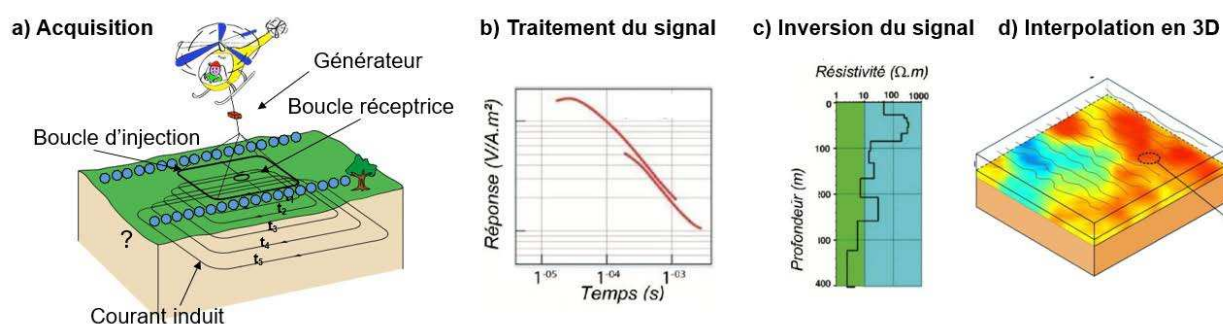


Figure 11 : Principe des mesures TDEM : a) acquisition des données, b) signal enregistré, c) inversion des données, d) restitution d'un bloc 3D de résistivité par interpolation

Le levé hélicoptéré de la Martinique

Un levé géophysique hélicoptéré électromagnétique a été réalisé par le BRGM en Martinique en 2013 (Projet Martem) avec le système SkyTEM 304. Ce levé électromagnétique (DeParis et al., 2014) a couvert 3700 km linéaires de lignes de vol en 26 jours (Figure 12). Elles ont été acquises avec un interligne de 400 m dans la direction nord-sud et de 4000 m dans la direction est-ouest, avec un interligne resserré à 100-200 m sur un certain nombre de zones d'intérêt. La résolution horizontale est d'environ 30 m le long des lignes de vol (dépendant de la vitesse de vol et de la séquence d'acquisition), avec une résolution verticale d'environ 3 à 8 m en surface.

Le système tracté comprend deux GPS, deux altimètres et deux inclinomètres afin de localiser avec précision les mesures. Le MNT au pas de 1 m de l'IGN, ré-échantillonné selon une grille de 25 m de côté, a été couplé aux données GPS pour bien prendre en compte la topographie de l'île. Enfin, compte tenu de la densité d'urbanisation dans certains secteurs, une attention particulière a été apportée pour enlever le bruit des données TDEM. Les données ont été traitées en utilisant un filtre « *Singular Value Decomposition – SVD* » développé par Reninger et al. (2011). Les données ont ensuite été inversées en utilisant l'algorithme « *Spatially Constrained Inversion – SCI* » (Viezzoli et al., 2008).

Chaque sondage est interprété en une dimension (1D) divisé en n couches, chacune caractérisée par une épaisseur et une résistivité électrique. Plusieurs résultats d'inversion sont disponibles, les deux principaux étant une version « *smooth* » de 21 couches et une version « *few layer* » de 5 couches. La profondeur d'investigation est aussi calculée pendant l'inversion (Christiansen and Auken, 2012). En Martinique, la profondeur d'investigation moyenne est de 150 m. Pour chaque modèle d'inversion (« *smooth* » et « *few layer* ») un modèle 3D de résistivité a été construit sur la base des modèles de résistivité 1D, par interpolation par krigeage selon des grilles de 50x50 m. Des coupes 2D peuvent aussi être extraites des différents modèles (Figure 13).

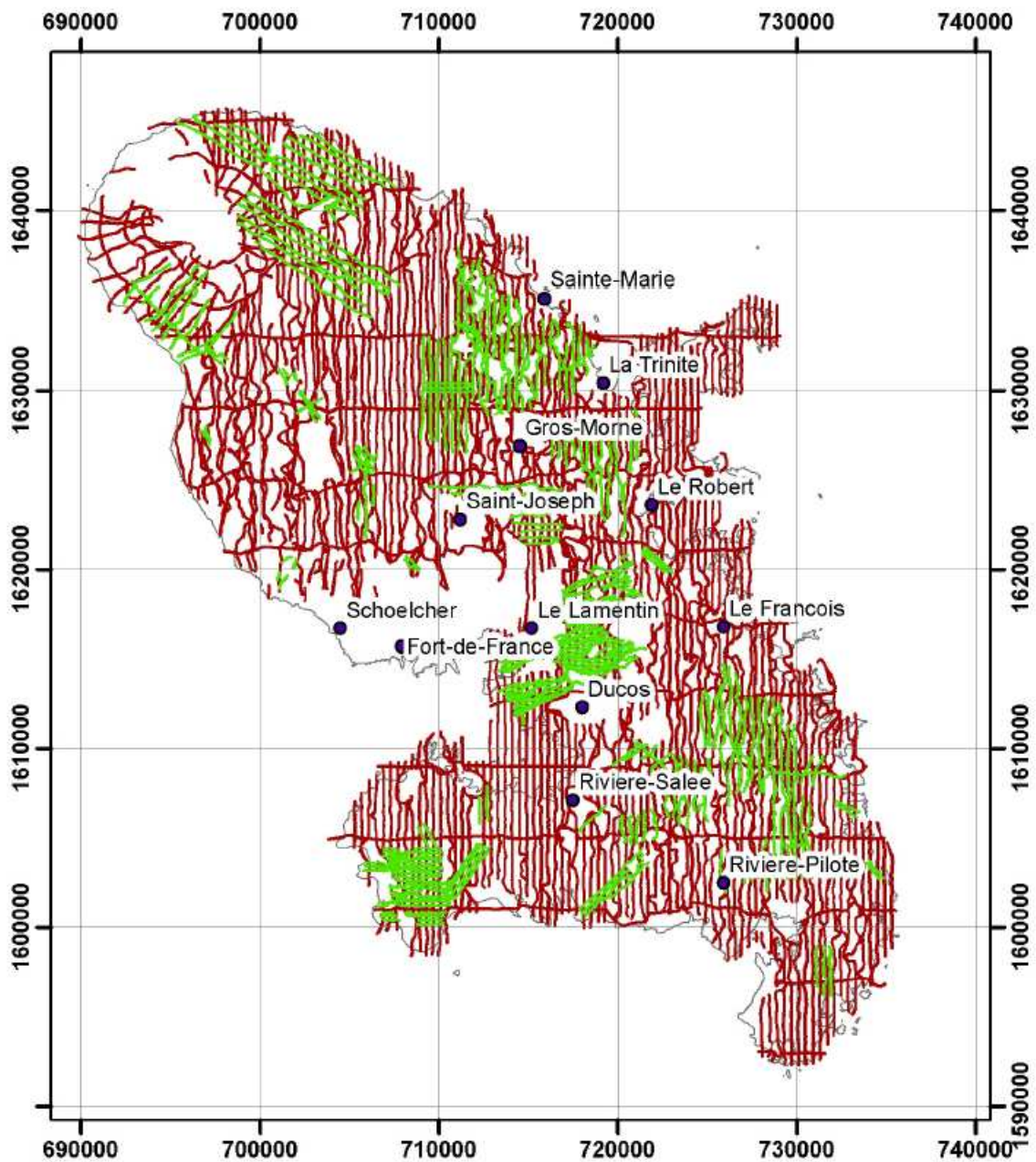


Figure 12 : Plan de vol réalisé sur l'ensemble de la Martinique. Les lignes rouges correspondent au plan de vol de base (400 m d'espacement vertical) et les lignes vertes correspondent aux secteurs de resserement sur des zones d'intérêt (Deparis et al., 2014).

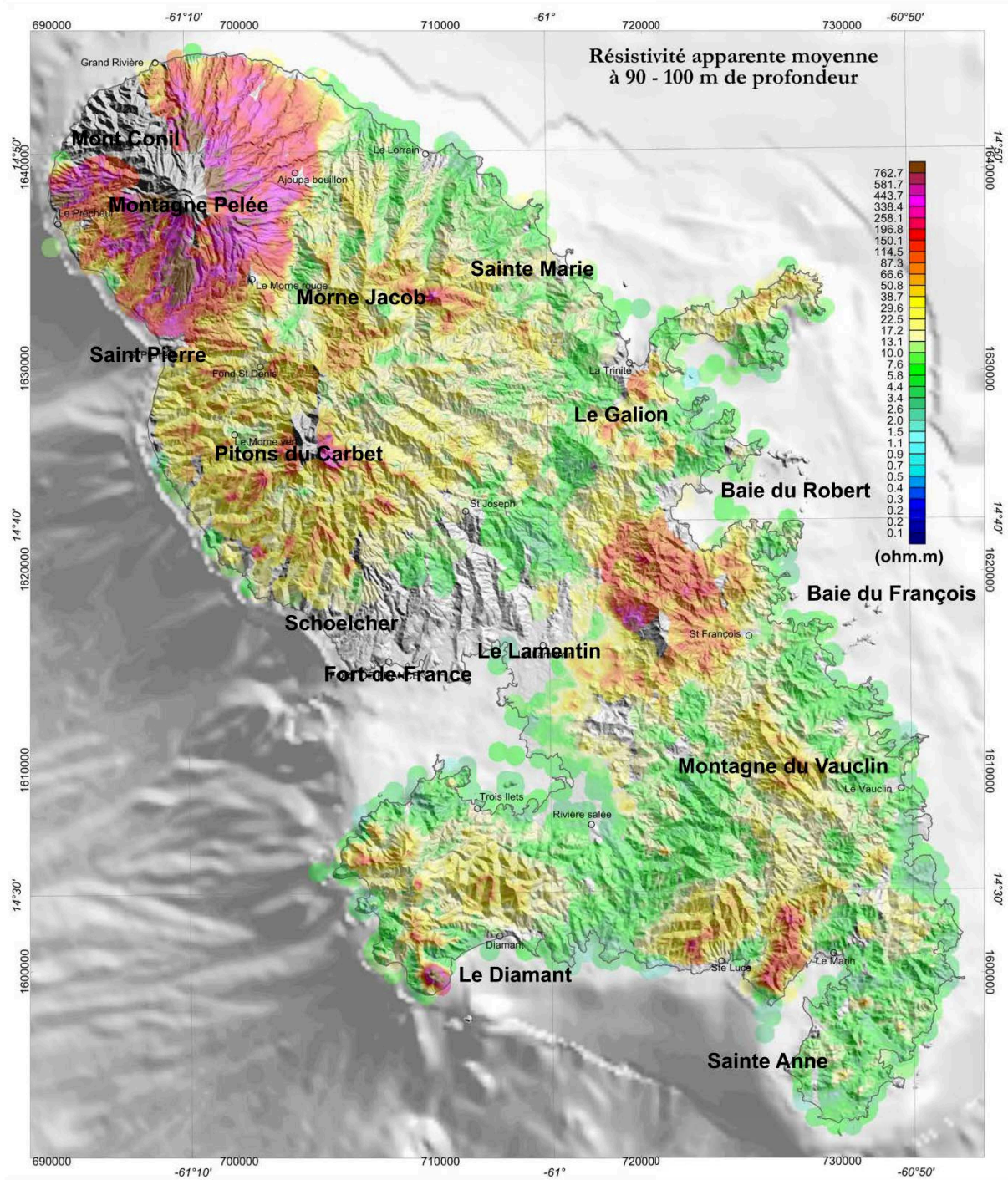


Figure 13 : Cartographie de la résistivité apparente moyenne de la couche 90-100 m de profondeur (Deparis et al., 2014)

Cette méthode présente plusieurs avantages : une couverture homogène sur l'ensemble du territoire, une profondeur d'investigation de 100 à 300 m de profondeur et une bonne résolution verticale. Ces principales limites sont liées à l'espacement entre les lignes de vols, les variations de résistivités se produisant sur 400 m peuvent être significatives et certaines structures peuvent se retrouver masquées lors des interpolations 3D.

Par ailleurs, la profondeur d'investigation est variable et dépend de la résistivité des terrains et de leurs successions : la profondeur d'investigation sera plus importante au niveau de terrains résistants épais et sera nettement plus faible en présence de terrains conducteurs. Enfin, une valeur de résistivité n'est pas univoque, comme démontré par Vittecoq et al., (2014). Par conséquent il est nécessaire d'étudier plus en détail les corrélations entre résistivité et propriétés géologiques et hydrogéologiques des formations étudiées et de disposer de données de calage et notamment de données détaillées issues de logs de forages.

En complément des mesures TDEM, des données magnétiques ont également été acquises. Le détail des acquisitions est présenté par Deparis et al., (2014). Les données disponibles, interpolées au pas de 100 m sont les suivantes : champ magnétique total, résiduel et réduit au pôle (Figure 14), inclinée de la dérivée, signal analytique, dérivées verticales première et seconde du champ magnétique total.

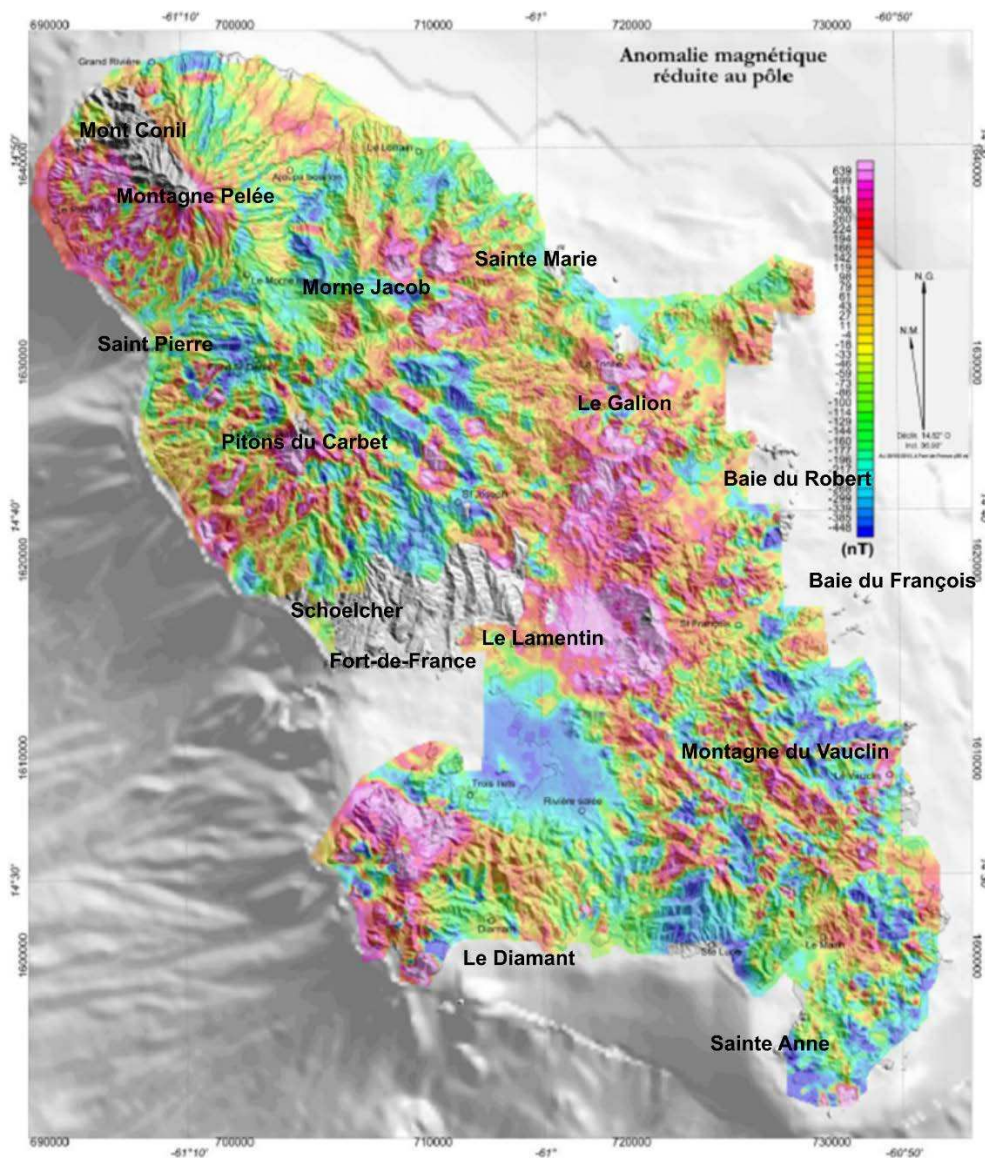


Figure 14 : anomalie magnétique réduite au pôle (Deparis et al., 2014)

1.4.2. Couplage des données géophysiques avec les logs géologiques des forages existants

Vittecoq et al., (2014) ont mis en évidence, en étudiant les données géophysiques électromagnétiques héliportées de l'île de Mayotte et en les corrélant avec les logs géologiques de 55 forages, que la résistivité seule n'était pas un facteur suffisamment discriminant et était univoque. En effet, la Figure 15 montre qu'entre 7 et 103 ohm.m la résistivité d'une couche peut aussi bien correspondre à un aquifère qu'à un aquitard. La résistivité en tant que telle n'est donc pas un critère suffisant pour caractériser la nature géologique et encore moins ses propriétés aquifères.

Dans la littérature, les faibles résistivités (<10 ohm.m) sont généralement associées à des intrusions salines dans des basaltes fracturés (Lienert, 1991; Descloitres et al., 1997; Albouy et al., 2001; d'Ozouville et al., 2008; Auken et al., 2009; Pryet et al., 2012), tandis que les résistivités élevées (>800 ohm.m) sont généralement considérées comme des basaltes fracturés non saturés (Descloitres et al., 1997; Albouy et al., 2001). Les formations comprises entre 50 et 200 ohm.m sont quant à elle décrites soit comme des formations altérées, soit comme des basaltes fracturés saturés en eau douce (Lienert, 1991; Descloitres et al., 1997; Krivochieva & Chouteau, 2003, d'Ozouville et al., 2008). Améliorer les corrélations hydrogéophysiques apparaît donc comme indispensable pour une interprétation adaptée des données de résistivité héliportées.

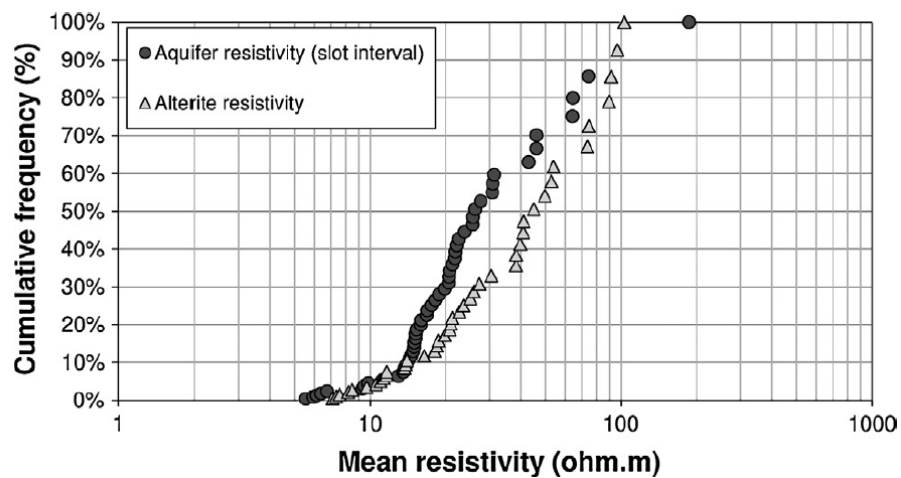


Figure 15 : Fréquence cumulée des valeurs de résistivités des horizons aquifères et des altérites recoupés par 55 forages réalisés sur l'île de Mayotte (Vittecoq et al., 2014)

Plusieurs bases de données ont ainsi été constituées afin de rassembler un maximum d'information sur les forages situés à proximité des lignes de vol. Elles regroupent, pour chaque secteur, les principales informations géologiques et hydrogéologiques disponibles (localisation, altitude, profondeur, niveau d'eau, coupe géologique, coupe technique, transmissivité, débit, ...). Les coupes géologiques des forages ont également été réinterprétées afin d'harmoniser les descriptions géologiques.

Sur les secteurs étudiés dans les chapitres 2 et 3, les sondages de résistivité 1D situés à proximité immédiate (maximum 200 m dans le chapitre 2 et maximum 90 m dans le chapitre 3) de forages ont été sélectionnés et, pour chaque couche géologique recoupée, nous avons extrait la valeur de résistivité associée. Les couches géologiques et les couches de résistivité ne faisant parfois pas la même épaisseur, une résistivité a été associée à une couche géologique seulement si plus des deux tiers de la couche de résistivité coïncidait avec l'épaisseur de la couche géologique. Un contrôle manuel doit être réalisé pour s'assurer de la pertinence de la sélection du sondage TDEM le plus proche, notamment dans les secteurs de fortes pentes où des altitudes proches sont recherchées pour ne pas biaiser les corrélations. Des corrélations ont pu être établies pour dix-sept forages sur la plaine du Lamentin (Chapitre 2) et pour dix-huit autres forages au niveau des bassins versants de Case Navire et de Fond Lahaye (Chapitre 3).

Enfin, des corrélations ont également été réalisées avec les propriétés hydrodynamiques des forages situés à proximité de sondages TDEM et l'âge et le type de formation géologique, suivant le même principe que Vittecoq et al., (2014) (Figure 16).

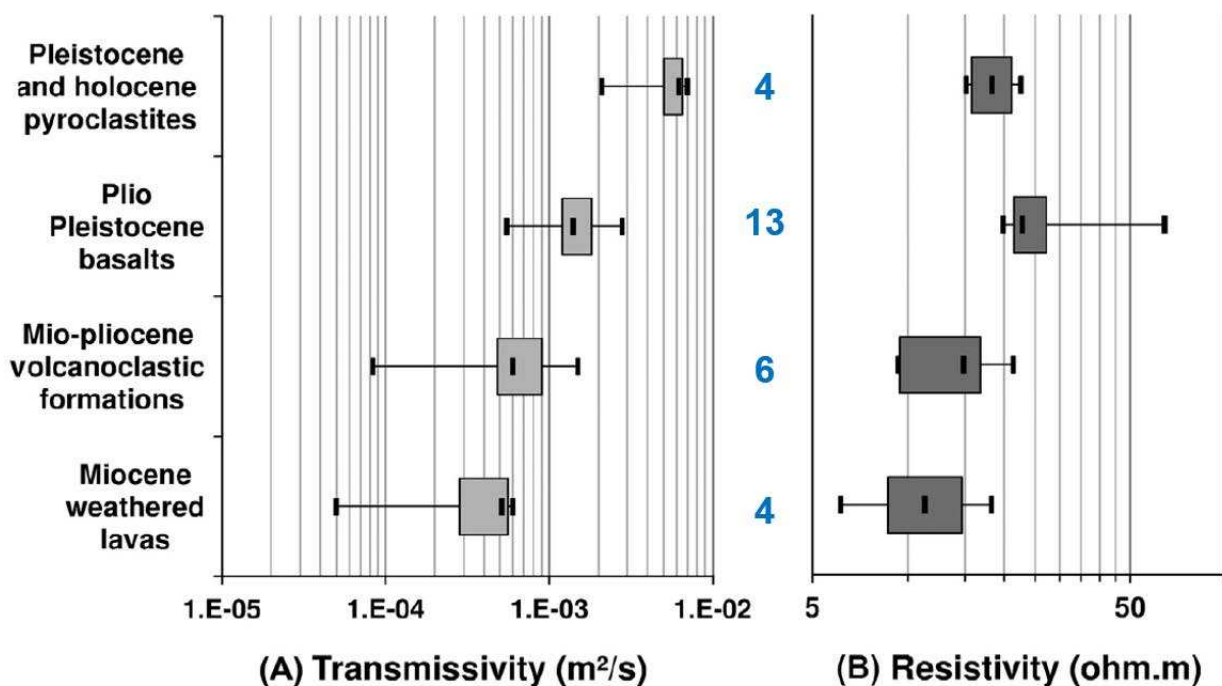


Figure 16 : (A) : Evolution de la transmissivité en fonction de la nature et de l'âge de la formation aquifère recoupée. (B) Résistivité des formations aquifères recoupées par les forages. Les boîtes à moustache correspondent au 1^{er} et 3^{ème} quartile, et les traits verticaux aux valeurs minimums, médianes et maximums (Vittecoq et al., 2014). Les chiffres bleus correspondent au nombre de forage par catégorie.

1.4.3. Les propriétés hydrodynamiques des forages par pompages d'essai

La transmissivité (T) et le coefficient d'emmagasinement (S) sont les deux principales propriétés hydrodynamiques permettant de qualifier un aquifère. La transmissivité « régit le flux d'eau qui s'écoule par unité de largeur de la zone saturée d'un aquifère continu (mesurée selon une direction orthogonale à celle de l'écoulement), et par unité de gradient hydraulique ; c'est, en milieu isotrope le produit de la perméabilité (de Darcy) K par la puissance aquifère b » (Castany et Margat, 1977). Le coefficient d'emmagasinement est le « rapport du volume d'eau libérée (ou emmagasinée) par unité de surface d'un aquifère pour une perte (ou un gain) de charge hydraulique donnée, c'est-à-dire une baisse (ou une hausse) de pression, sans référence au temps. Il représente la quantité d'eau libéré sous une variation unitaire de la charge hydraulique, c'est-à-dire sous l'effet d'une baisse du niveau d'eau » (Castany et Margat, 1977).

Ces deux paramètres sont classiquement calculés en réalisant des pompages d'essai. L'objectif d'un pompage d'essai est de pomper l'eau d'un forage à un débit constant pendant un certain temps et de suivre l'évolution des niveaux d'eau dans le forage pompé (généralement nommé « au puits ») et dans les éventuels forages situés à proximité (généralement nommé « au piézomètre »). Seul le suivi dans des piézomètres peut permettre de calculer le coefficient d'emmagasinement, le cas échéant seule la transmissivité/perméabilité de l'aquifère peut être calculée. Plus la durée de pompage sera longue, plus la portion d'aquifère sollicitée sera grande et plus la transmissivité calculée sera représentative de l'aquifère. Les pompages d'essai permettent enfin de calculer le débit d'exploitation des forages, là encore, plus la durée du pompage d'essai aura été longue et plus le calcul sera fiable.

Dans le chapitre 2, je présente l'interprétation des résultats d'un pompage d'essai exceptionnel qui a duré quinze mois et qui permet ainsi de définir les différents régimes d'écoulements successifs et d'atteindre plusieurs limites de l'aquifère. J'ai utilisé la méthode des dérivées (Bourdet et al., 1983 ; Ehlig-Economides, 1988 ; Bourdet et al., 1989 ; Spane and Wurstner, 1993 ; Renard., 2005 ; Renard et al., 2009) pour identifier les régimes d'écoulement au cours du pompage d'essai. Le logiciel WinIsape (©BRGM) a ensuite été utilisé pour le calcul des paramètres hydrodynamiques (Dernière version : <http://ouaip.brgm.fr>), en utilisant trois solutions analytiques différentes : Theis (1935), Hantush et Jacob (1955) et Gringarten et al., (1974).

Ce pompage d'essai d'une durée de quinze mois (437 jours du 2 mai 2006 au 13 juillet 2007) a été réalisé à un débit compris entre 75 et 90 m³/h (débit moyen : 80 m³/h). Ce pompage d'essai a été lancé en fin de saison sèche 2006 afin de pouvoir suivre l'impact de la recharge pendant une saison des pluies (2006) sur le niveau de la nappe et de suivre l'impact des prélèvements pendant toute une saison sèche (2007).

Pour réaliser les corrélations présentées dans le chapitre 1.4.2, et détaillées dans les chapitres 2 et 3, j'ai recherché dans les archives les données de transmissivité existantes issues de l'interprétation des pompages d'essai menés suite à la réalisation des forages. Ces données sont disparates car les durées de pompages sont variables (quelques heures à quelques jours) et les débits parfois très différents (généralement 8 m³/h pour les forages réalisés lors des premières campagnes de reconnaissances dans les années 70, et entre 20 et 60 m³/h pour les forages réalisés entre 1980 et 2000). Les pompages d'essai réalisés dans les années 70 ont généralement été interprétés avec la méthode de Jacob (1947), tandis qu'ensuite la méthode de Theis (1935) a plus largement été utilisée, notamment au travers le développement de logiciels dédiés. Les pompages d'essai réalisés depuis les années 2000 sont de plus en plus standardisés en suivant les différents guides méthodologiques et la norme Afnor NFX10-999. A noter que très peu de valeurs de coefficient d'emmagasinement existent, la plupart des forages pompés n'ayant pas de piézomètre à proximité.

La Figure 17 synthétise les valeurs de transmissivités de soixante-six forages. Les cinq premiers groupes sont liés à des formations géologiques mises à place à des périodes où le volcanisme était aérien (Arc récent) et les sept autres à des périodes où le volcanisme était sous-marin (Arc intermédiaire).

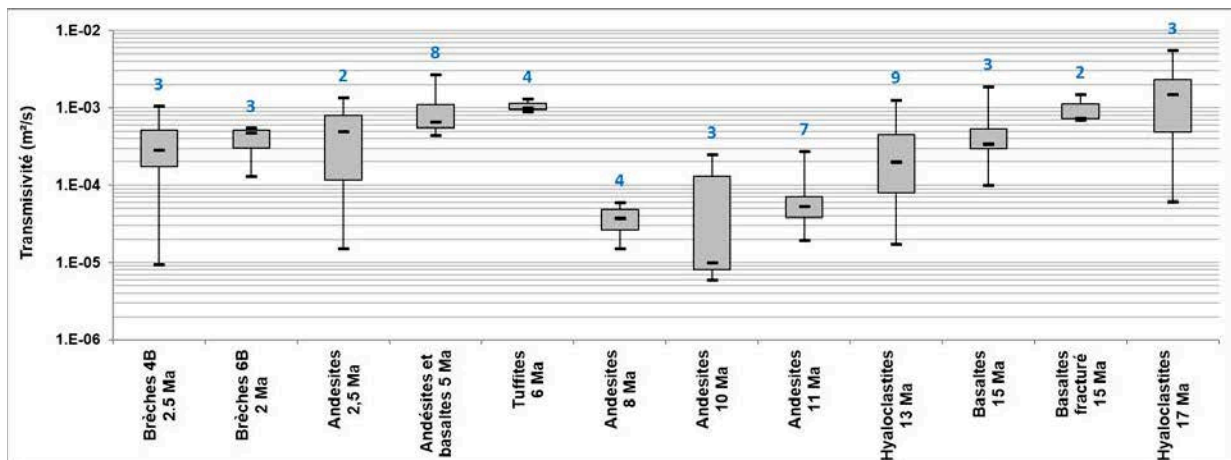


Figure 17 : Synthèse des valeurs de transmissivités de 66 forages classés en fonction de l'âge et de la nature de la formation aquifère

1.4.4. Climat général, bilans hydrologiques et pluies extrêmes

Climat général

La Martinique bénéficie d'un climat de type tropical humide d'alizés (Guiscafre, 1976). Le régime des précipitations est caractérisé par une saison sèche ou « carême », centrée sur les mois de février à avril (moyenne mensuelle interannuelle de 65 mm en février à Fort-de-France), et une saison humide ou « hivernage » centrée sur les mois de juillet à octobre (moyenne mensuelle interannuelle de 255 mm en septembre à Fort-de-France) et coïncidant avec la période cyclonique. Le régime des alizés (vents soufflant de l'Est) et le relief conditionnent fortement la répartition spatiale de la pluie. Les précipitations moyennes annuelles sont inférieures à 1 500 mm par an dans les zones de faible relief du Sud et de l'Est de l'île et croissent très fortement avec l'altitude pour atteindre 5000 à 7000 mm par an aux points culminants. La pluviométrie est contrôlée par les vents d'Est et les effets topographiques : entre 0 et 600 m d'altitude, la pluviométrie augmente de 500 mm tous les 100 m sur la cote au vent et de +300 à +400 mm tous les 100 m sur la côte sous le vent (Figure 18).

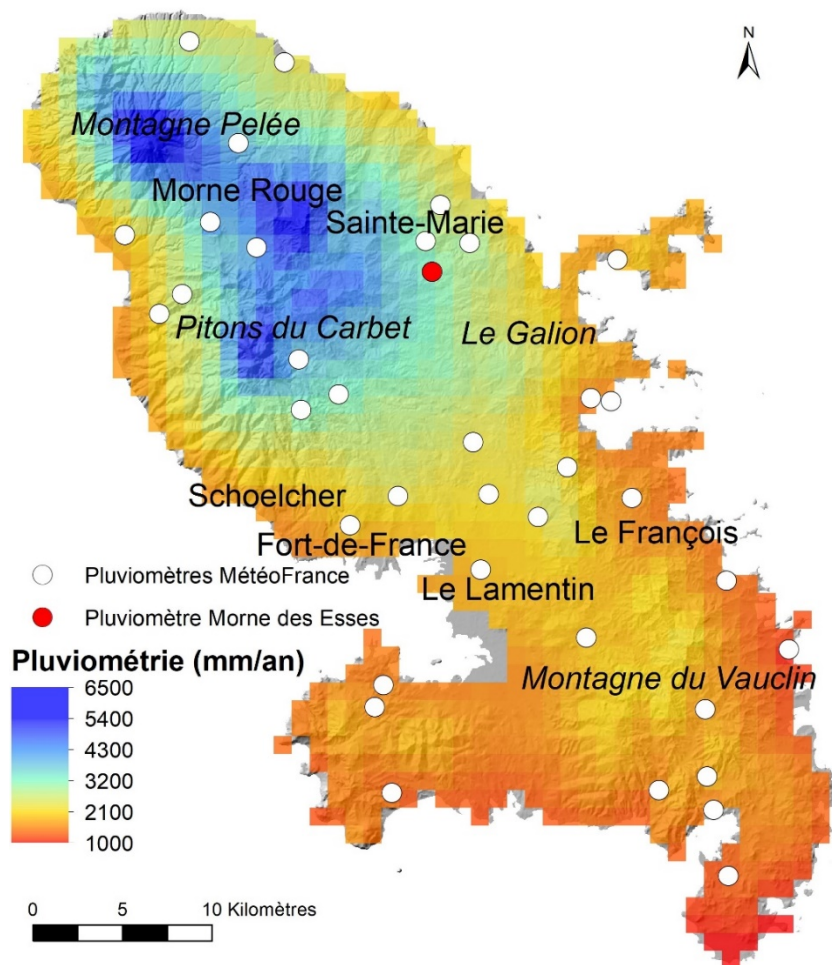


Figure 18 : Pluviométrie moyenne annuelle calculée par Météo-France sur la période 1991-2010 (en mm/an) et localisation des pluviomètres de Météo-France

La fréquence des jours de pluie (1mm au moins) varie de 150 jours en moyenne par an pour les zones côtières (151 jours au François) jusqu'au double pour le relief (284 jours à Morne-Rouge).

La variation thermique saisonnière est relativement faible et inférieure à l'amplitude diurne. Les températures extrêmes annuelles (Albert et Spieser, 1999) varient entre 18 et 32 °C à Fort-de-France (moyennes de janvier : 21 °C - 27 °C ; moyennes de septembre : 24 °C - 30 °C).

L'ETP moyenne annuelle est de 1670 mm à Fort-de-France et diminue avec l'altitude (- 67 mm / 100 m d'élévation), étant donné la diminution de la température avec l'altitude et la diminution d'insolation liée à une plus forte nébulosité. L'ETP est ainsi environ deux fois plus faible sur les sommets de l'île que sur les côtes. La diminution de l'ETP avec l'altitude est également plus forte en saison humide qu'en période sèche et plus fraîche (carême).

Bilans hydrologiques

Quantifier les principaux termes du bilan hydrologique d'un territoire ou d'un bassin versant est une étape clé pour comprendre son fonctionnement hydrogéologique. A l'échelle de la Martinique, le premier modèle caractérisant et spatialisant les différentes composantes du cycle hydrologique de la Martinique, à la maille du kilomètre puis agrégé selon 24 unités régionales et à un pas de temps journalier a été réalisé par Vittecoq et al., (2007.) Ce modèle a ensuite été amélioré et précisé par Arnaud et Lanini, (2014) puis très récemment détaillé par Taïlamé et Lanini, (2020). La synthèse de ces principaux résultats, à l'échelle de la Martinique, est présentée dans la Figure 19.

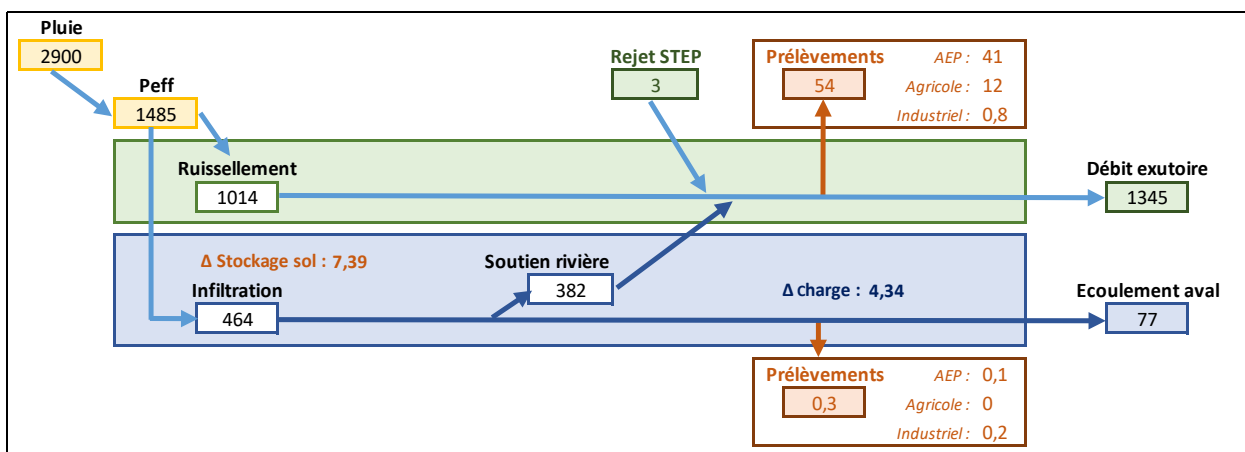


Figure 19 : Principaux termes du bilan hydrologique de la Martinique, en millions de m³ par an (Taïlamé et Lanini, 2020)

Dans le chapitre 3 je me suis concentré sur trois bassins versants (Alma, Fond Lahaye et Case Navire), situé au Nord-Ouest de Fort-de-France (Figure 20). L'objectif était dans un premier temps d'évaluer le volume d'eau souterraine circulant dans ces bassins versants pour déterminer si la ressource en eau souterraine était mobilisable pour pallier le déficit des prises d'eau de surface. En effet, trois prises d'eau en rivière sont installées dans le bassin versant de la rivière Case Navire et prélèvent en moyenne 5,9 millions de m³ par an.

Néanmoins, au cours des saisons sèches la rivière est généralement à sec à l'aval de ces prises d'eau, et le volume capté n'est parfois pas suffisant, notamment lors des carêmes prolongés, ce qui entraîne des coupures dans l'alimentation en eau des populations de la ville capitale, Fort-de-France. Cette situation est également catastrophique d'un point de vue écologique, en ne respectant pas les débits minimums biologique réglementaire.

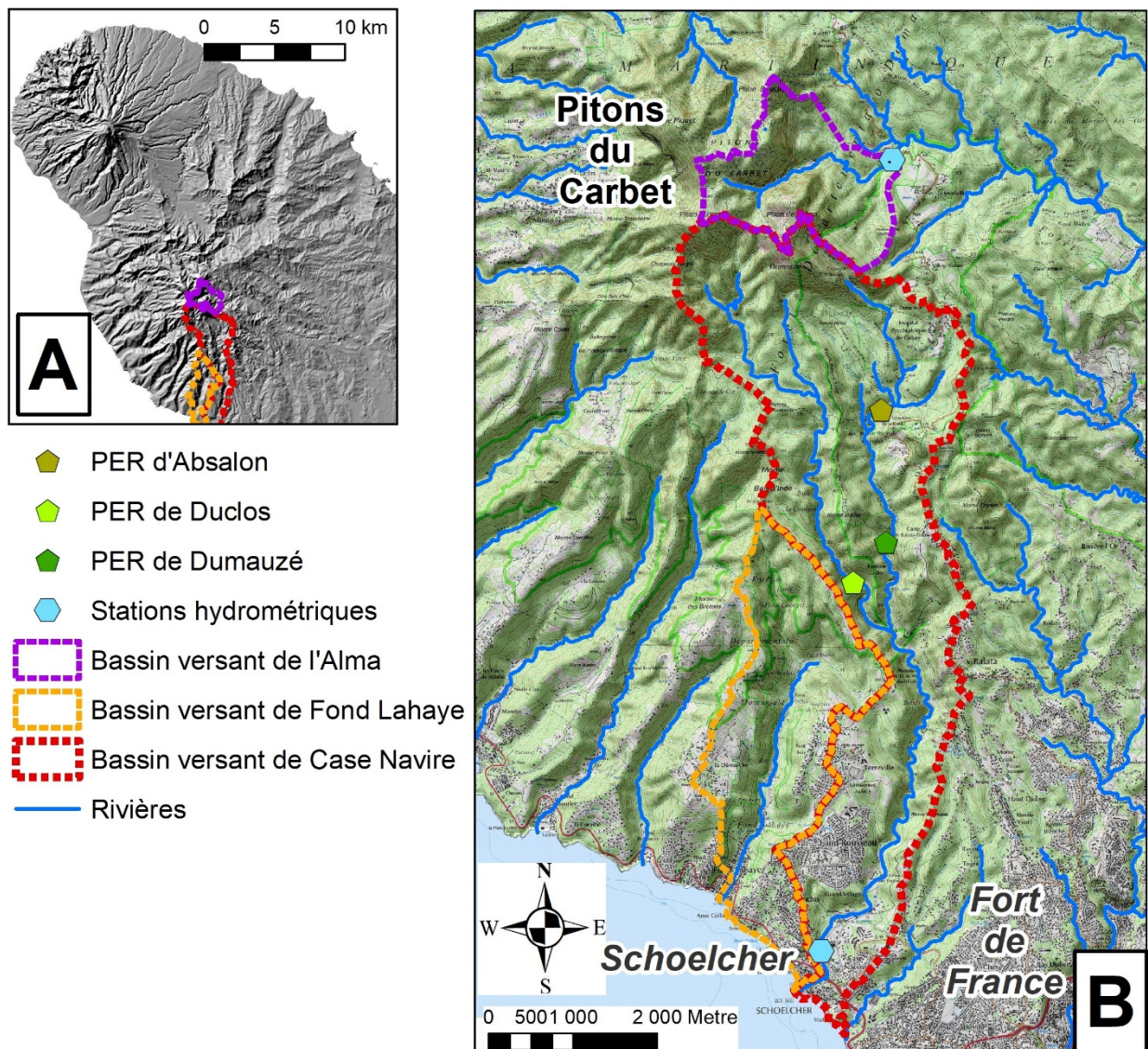


Figure 20 : Localisation des trois bassins versants étudiés, des deux stations hydrométriques et des trois prises d'eau en rivière (PER)

Les valeurs détaillées ci-dessous sont des moyennes interannuelles (calculées sur la période 1991-2010) des pluies, pluies efficaces, ETP et ETR calculées à la maille du km² par Vittecoq et al., (2007) et Arnaud et Lanini, (2014), à partir de calculs de bilans journaliers.

Le bassin versant de la rivière l'Alma, d'une superficie de 2,9 km², est situé entre 450 et 1197 m d'altitude et est exclusivement recouvert de forêt tropicale. Ce bassin versant est contrôlé à l'aval par une station hydrométrique de la DEAL, avec des données valides depuis juillet 2010, permettant de mesurer un volume annuel moyen de 10,2 millions de m³/an. Son débit annuel moyen est de 355 l/s (médiane : 325 l/s et écart type : 112 l/s) et son débit spécifique de 122 l/s/km². Les valeurs interannuelles (calculées sur la période 1991-2010) de pluies, pluies efficaces, ETP et ETR utilisées sont : P : 5000 mm, ETP : 700 mm, ETR : 690 mm et Peff : 4310 mm. La pluviométrie totale calculée sur ce bassin versant de 12,5 Mm³/an.

Le bassin versant de Fond Lahaye, d'une superficie de 5,9 km², culmine à 532 m d'altitude. La rivière Fond Lahaye rejoint la mer 4 km en aval. Sa pluviométrie interannuelle (calculées sur la période 1991-2010) varie entre 1700 et 2600 mm, son ETR entre 1300 et 1430 mm et sa Peff entre 160 et 500 mm en fonction de l'altitude (Vittecoq et al., 2007 et Arnaud et Lanini., 2014). La pluie efficace moyenne interannuelle est estimée à 2 Mm³/an. Pour ce bassin versant il n'est pas possible de détailler d'avantage le bilan hydrologique étant donné qu'il n'y a pas de station hydrométrique. Il est seulement possible de calculer un débit moyen annuel maximal de 63 l/s en considérant que 100% de la pluie efficace ruisselle, ce qui donnerait un débit spécifique maximal de 11 l/s/km² (correspondant à 10% du débit spécifique calculé pour le bassin versant de l'Alma situé plus en amont).

Enfin, le bassin versant de la rivière Case-Navire culmine à 1197 m (Piton Lacroix) et rejoint la mer 10 km en aval. Sa forme est très effilée avec une largeur maximale de 3,5 km dans sa partie amont et un amincissement à 800 m de large dans sa partie centrale. Sa partie amont est divisée en deux sous-bassins (les rivières Duclos et Dumauzé) qui se rejoignent 5 km avant la mer. La pluviométrie moyenne interannuelle (calculées sur la période 1991-2010) varie entre 1700 et 4900 mm, l'ETR entre 940 et 1470 mm et la Peff entre 170 et 2900 mm, en fonction de l'altitude des mailles considérées. Le volume moyen de pluie efficace est ainsi de 31,1 Mm³/an. Une station hydrométrique de la DEAL est située quelques centaines de mètres avant la mer, à une altitude de 4 m. Son débit moyen annuel est de 425 l/s (médiane 128 l/s, écart type : 1117 l/s) et, considérant une superficie de 13,5 km², son débit spécifique est de 31,5 l/s/km². Le volume annuel est de 12,8 millions de m³, auquel il faut ajouter les 5,9 millions de m³ prélevés pour l'adduction d'eau potable (A.E.P., soit 18,5 millions de m³/an).

Les volumes d'eau souterraine ont été calculés en soustrayant les volumes ruisselés à la pluie efficace, en dissociant d'une part le volume d'eau souterraine « retournant » à la rivière et contribuant au soutien d'étiage et de l'autre le volume d'eau souterraine s'infiltrant plus profondément ou s'écoulant vers un autre bassin versant topographique, en fonction de la structure géologique et donc du bassin versant hydrogéologique, qui peut ne pas coïncider avec le bassin versant topographique.

Une des principales limites de l'approche par calcul des bilans hydrologiques est la qualité des données d'entrées et leur spatialisation. En Martinique, les pluviomètres les plus élevés ne dépassent pas les 600 m, la pluviométrie au-delà de cette altitude est donc estimée. Météo-France considère ainsi que les sommets peuvent recevoir en moyenne 6000-7000 mm de pluie par an, mais que des valeurs plus élevées ne sont pas à exclure. Sur cette base les volumes d'eau souterraine que j'ai calculés sont donc à considérer comme des volumes minimums. Disposer d'une meilleure caractérisation de la pluviométrie en altitude permettrait d'améliorer les calculs de bilans hydrologiques. Le radar météorologique de Météo-France installé au Diamant (à 370 m d'altitude) devrait permettre d'ici quelques années de disposer de meilleures données spatialisées.

De même, les valeurs d'évapotranspiration potentielle (ETP) utilisées sont celles disponibles à la station du Lamentin, et les données sont ensuite extrapolées en fonction d'un facteur de correction dépendant de l'altitude. Installer des stations de mesures dédiées à différentes altitudes au sein des bassins versants permettrait également d'affiner ces valeurs. Enfin, l'installation et le suivi de stations hydrométriques en milieu tropical est un vrai challenge. Il est souvent difficile de trouver des sections adaptées, la géométrie de ces sections évoluant rapidement au cours du temps (érosion/dépôt). De plus le matériel est très exposé aux aléas et l'établissement de courbes de tarages, notamment pour les hautes eaux est souvent très délicat. Améliorer le suivi du débit des cours d'eau est donc également nécessaire pour mieux contraindre les volumes s'écoulant. Les nouveaux dispositifs de suivi vidéo (par exemple <https://www.tenevia.com/fr/>) sont une perspective très intéressante si le matériel résiste au climat tropical et si la couverture 4G est suffisante.

Pluviométries extrêmes

Dans le chapitre 4, les données du pluviomètre de Météo-France situé à Morne des Esses à Sainte-Marie (Figure 18) ont été utilisées afin d'étudier l'impact des pluviométries extrêmes sur l'évolution de la perméabilité d'un aquifère. La pluviométrie moyenne annuelle calculée sur la période 1991-2019 est de 3100 mm avec un écart-type de 540 mm et la pluviométrie moyenne mensuelle calculée sur la même période est de 245 mm avec un écart-type de 143 mm. L'évolution de la pluviométrie annuelle et mensuelle à cette station sur la période 1991-2019 est représentée sur la Figure 21 et la Figure 22.

Compte-tenu du climat tropical, des pluies extrêmes peuvent impacter le territoire, avec des quantités d'eau exceptionnelles en quelques heures. Les records suivants ont ainsi été enregistrés par Météo-France : 145 et 216 mm respectivement en une et deux heures au François le 16/04/2018 (Figure 23), 291 mm en 6h (le 05/05/2009 au Robert) et jusqu'à 840 mm en une journée le 20/08/1988, l'équivalent de la pluviométrie moyenne annuelle de Cherbourg-en-Cotentin !

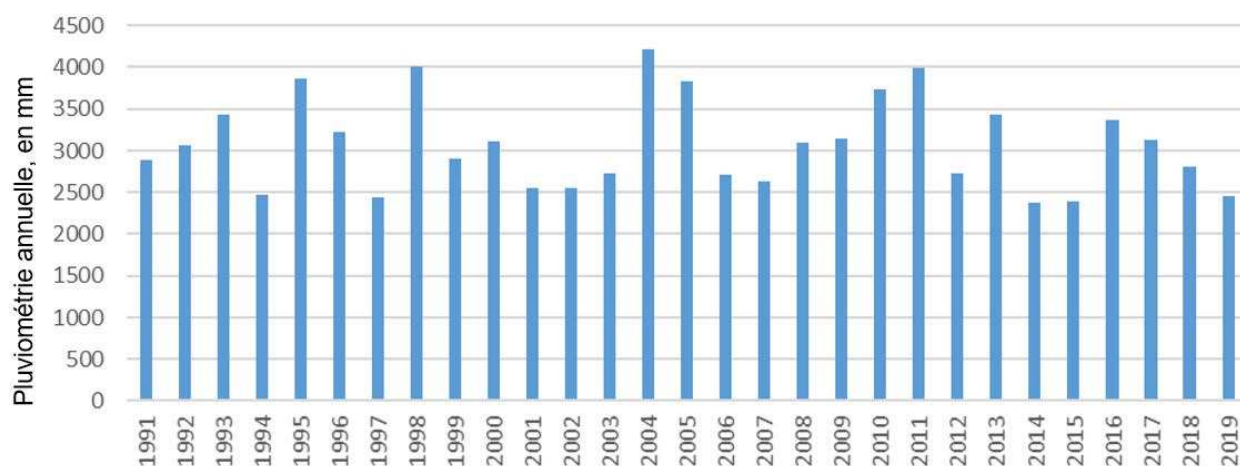


Figure 21 : Evolution de la pluviométrie annuelle du pluviomètre de Sainte-Marie / Morne-des-Esses

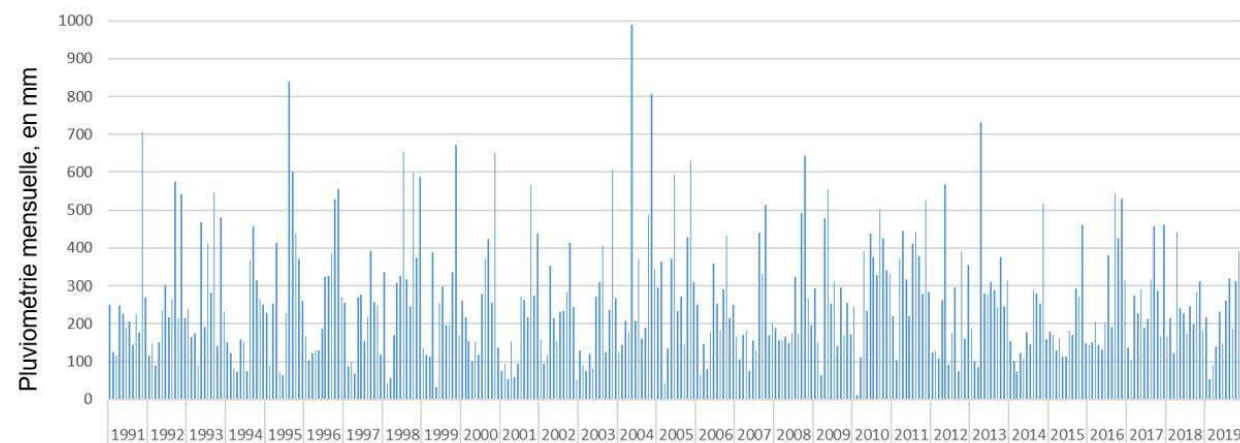
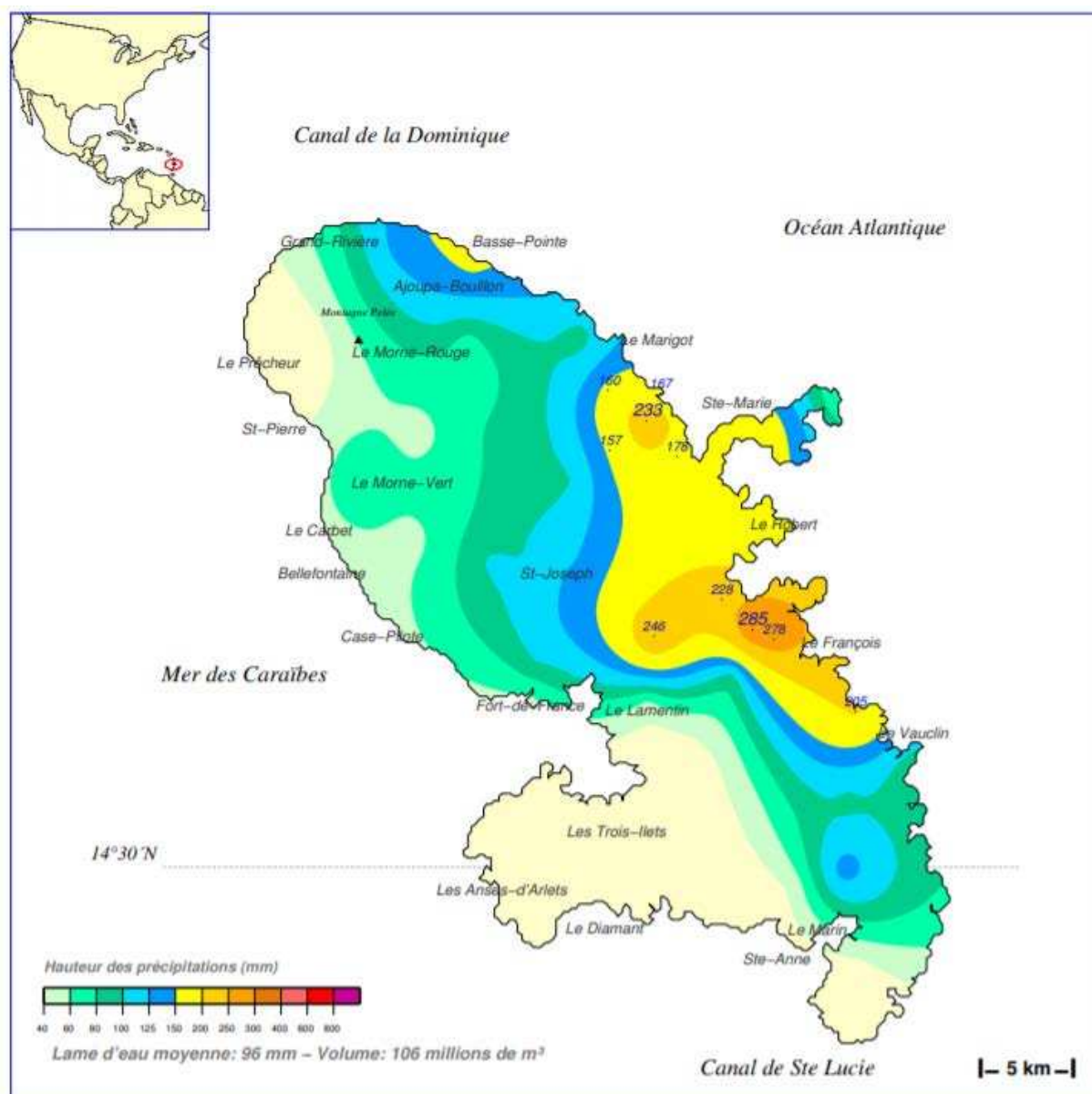


Figure 22 : Evolution de la pluviométrie mensuelle du pluviomètre de Sainte-Marie / Morne-des-Esses



N.B.: La réutilisation non commerciale de ce produit est autorisée, à condition qu'il ne soit pas altéré, et que sa source: METEO-FRANCE ainsi que sa date d'édition soient mentionnées.

Edité le : 07/02/2019

Figure 23 : Pluviométrie exceptionnelle enregistrée en 24h entre le 16 avril 2018 (8h) et le 17 avril 2018 (8h), avec des records de pluie extrême de 145 et 216 mm respectivement en une et deux heures au François. Phénomène rarissime, de la grêle est tombée en raison de l'intensité des précipitations.

Au niveau du pluviomètre de Morne-des-Esses à Sainte-Marie sur la période 2017-2019 des pluies journalières comprises entre 100 et 189 mm ont été enregistrées à 5 reprises tandis que sur la période 1991-2019 des pluies journalières comprises entre 100 et 240 mm ont été enregistrées à 60 reprises. En moyenne, des pluies exceptionnelles sont donc susceptibles de se produire environ deux fois par an, en fonction des cyclones, ondes tropicales ou des amas orageux qui peuvent se développer à n'importe quel moment de l'année et notamment aux intersaisons. A noter que ces pluies torrentielles peuvent provoquer des crues éclair (réponses des rivières entre quinze minutes et deux heures) ainsi que des inondations, coulées de boues et glissements de terrains.

1.4.5. Calcul de l'évolution temporelle de la perméabilité d'un aquifère à partir de l'influence des ondes de marées terrestres sur les niveaux d'eau des forages

La perméabilité d'un aquifère peut évoluer de façon significative lors de grands séismes (Rojstaczer et al., 1995; Brodsky et al., 2003; Elkhoury et al., 2006; Wang and Manga, 2010; Manga et al., 2012; Manga and Wang, 2015). En effet, les contraintes statiques et dynamiques peuvent induire une augmentation / diminution des niveaux d'eau dans les forages, de l'échelle centimétrique à l'échelle pluri-métrique (i.e. Manga et Wang., 2007; Manga et al., 2012; Wang et Manga., 2014). Ces impacts sont observés du champ proche à des centaines ou à des milliers de kilomètres du tremblement de terre, selon son ampleur et son azimut (Manga et al., 2012; Ingebritsen et Manga, 2019; Shi et al., 2019).

L'observation de variations de niveaux d'eau dans des forages suite à des séismes est ainsi une opportunité d'étudier plus en détail l'évolution des propriétés hydrodynamiques d'un aquifère dans le temps, en particulier au sein des nappes captives où les forages réagissent comme des capteurs « naturels » de la mesure de contraintes. Les forages recoupant des nappes captives montrent en effet généralement des variations de pressions périodiques (Figure 24) avec deux périodes dominantes : diurne (24h) et semi-diurne (12h).

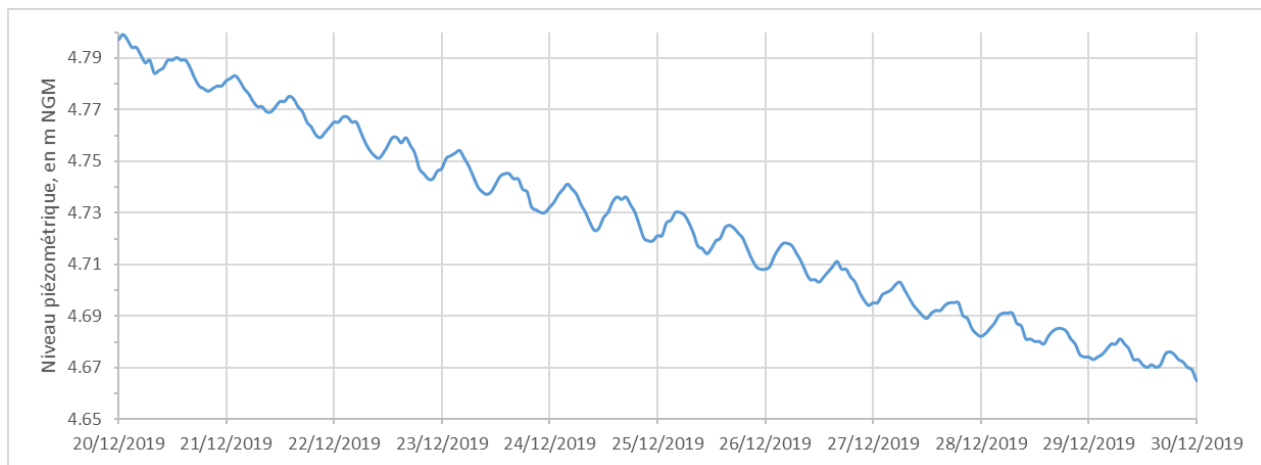


Figure 24 : Exemple de variations cycliques du niveau d'eau enregistrées dans le forage du Galion situé sur la côte est de la Martinique (en mètre NGM - Nivellement Général de Martinique)

En domaine continental, ces variations sont induites par les marées terrestres, qui présentent l'avantage d'être prévisible. En comparant les variations de niveau d'eau enregistrées dans un forage avec les prédictions de marées terrestres, il est alors possible de calculer la perméabilité de l'aquifère (Hsieh et al., 1987; Doan et al., 2008). Un aquifère peut néanmoins être également soumis aux marées océaniques ainsi qu'aux variations de pressions atmosphériques (Figure 25). Pour extraire la réponse de l'aquifère aux marées terrestres, il est alors nécessaire de soustraire les effets barométriques et océaniques aux variations piézométriques enregistrées.

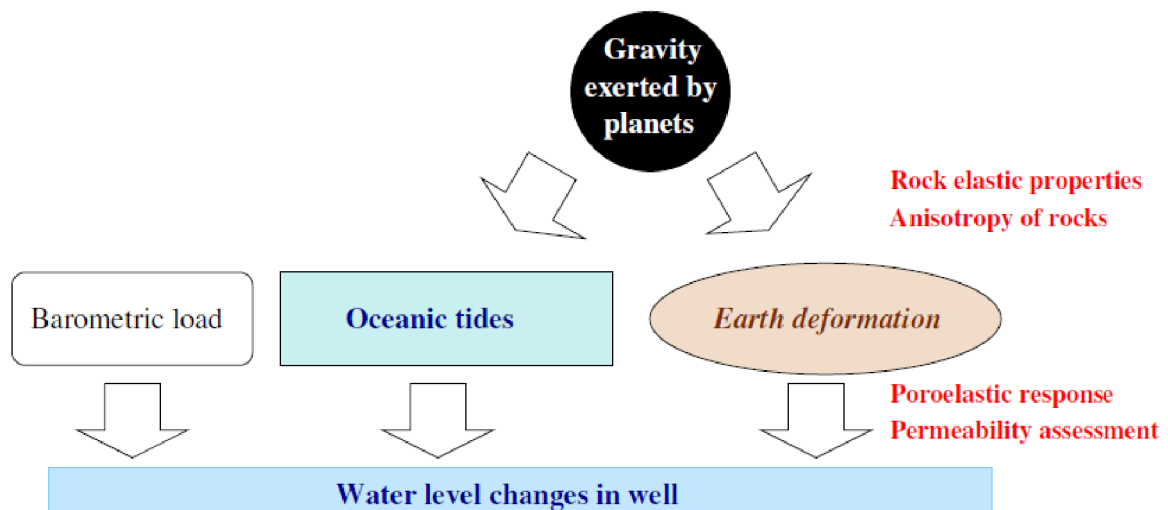


Figure 25 : Les différents forçages induisant des variations périodiques du niveau d'eau dans un forage d'eau (D'après Doan et al., 2008)

Dans le chapitre 4, je me suis ainsi intéressé à l'analyse des ondes de marées enregistrées dans un forage situé sur la côte est de la Martinique, sur la commune de la Trinité, au lieu-dit le Galion. Ce forage, situé à environ 1500 m de la mer, présente en effet des variations de pression périodiques diurnes et semi-diurnes, ne coïncidant pas avec la cyclicité des variations du niveau de la mer enregistrées au marégraphe de Fort-de-France (Figure 26).

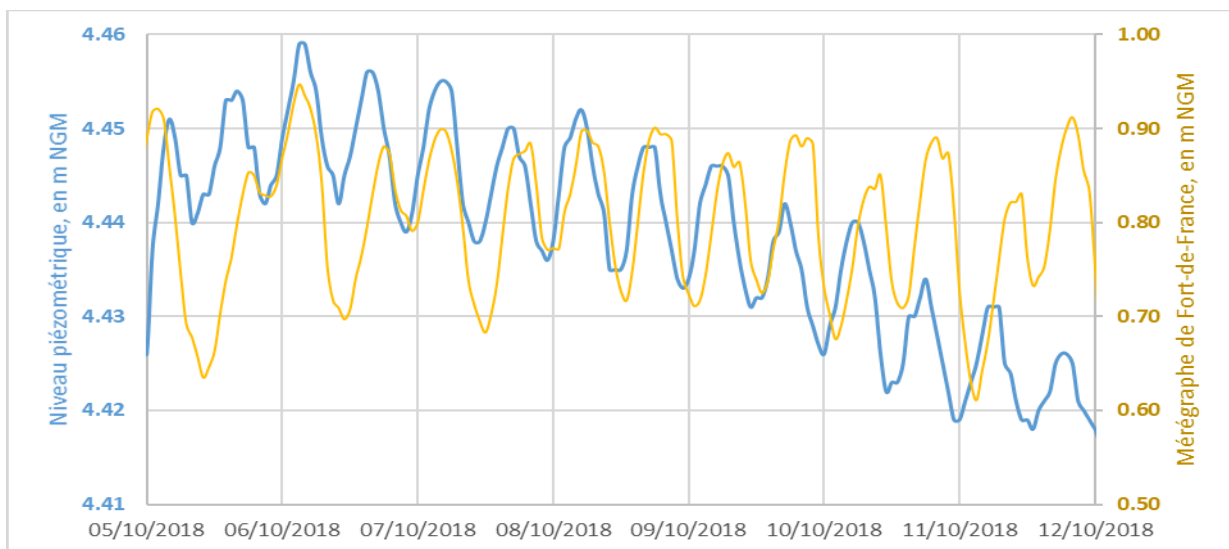


Figure 26 : Comparaison du niveau piézométrique du forage du Galion et du niveau de la mer enregistré au marégraphe de Fort-de-France

Les ondes de marées terrestres

Les marées terrestres résultent de la dilatation de la terre sous l'action des forces gravitationnelles exercées par l'attraction de corps célestes (Figure 27A). Depuis un siècle plusieurs catalogues de marées ont été développés afin de calculer les ondes de marées et leur amplitude. Le premier catalogue de Doodson (1921), considérant les forces d'attraction de la lune et du soleil, a pris en compte les six variables suivantes : la rotation de la terre (période d'un jour lunaire), l'orbite de la lune (30 jours lunaires), la révolution de la terre autour du soleil (une année), la précession de la lune à son périhélie (8 ans et 310 jours), la longitude du nœud ascendant de la lune (18 ans et 224 jours) et la précession du périhélie de la terre, ou orbite solaire (20 940 années). 377 composantes d'onde de marées ont ainsi été calculées.

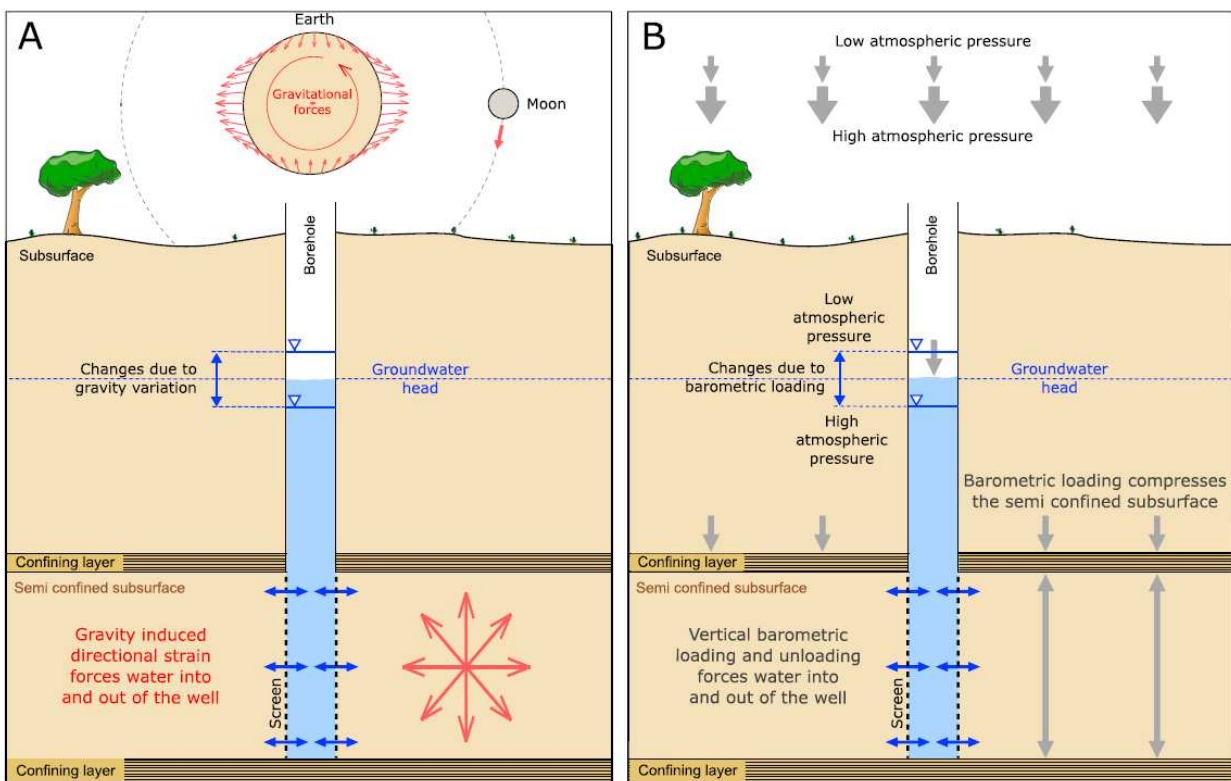


Figure 27 : Schéma conceptuel des variations de niveau d'eau mesurées dans un forage au sein d'un aquifère semi-captif soumis à (A) des contraintes causées par les marées terrestres (en utilisant la lune comme corps céleste) et (B) les variations de pression atmosphérique causées par les marées atmosphériques (McMillan et al., 2019).

Les catalogues qui ont suivi ont intégré davantage de planètes, par exemple Tamura (1993) a intégré Venus et Jupiter et a ainsi calculé 2 060 harmoniques. Le catalogue le plus exhaustif, calculés par Hartmann and Wanzel (1995) regroupe 12 935 ondes (Figure 28).

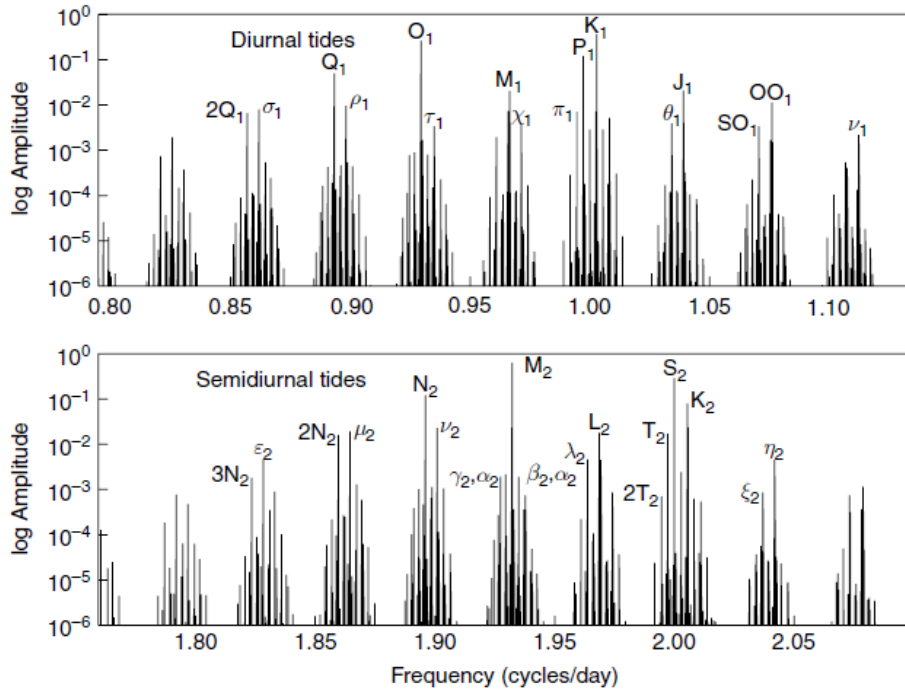


Figure 28 : Spectre des ondes de marées terrestres selon Hartmann and Wenzel (1995). Les symboles de Darwin sont données pour les plus grandes harmoniques (Agnew, 2010)

Un exemple des principales ondes de marées et leur déplacement vertical induit à la latitude de 48.3°N (Wilhelm, 1997) est présenté dans la Figure 29. Les ondes induisant les déplacements verticaux les plus importants à cette latitude sont ainsi les ondes K1, M2, O1 et S2. De nombreux programmes informatiques permettent désormais de calculer les ondes de marées théoriques en tout point de la planète, comme par exemple Tsoft (Van Camp et Vauterin, 2005).

Name	Period [day]	Frequency [cpd]	Origin	Doodson Numbers	Typical Amplitude	
					Vertical Displacement [mm]	Gravity [nm/s^2]
M_m	27.554	0.0363	Moon	0 1 0 -1 0 0	7	23
M_f	13.660	0.0732	Moon	0 2 0 0 0 0	14	43
Q_1	1.1195	0.8933	Moon	1 -2 0 1 0 0	19	59
O_1	1.0758	0.9295	Moon	1 -1 0 0 0 0	100	309
M_1	1.0347	0.9665	Moon	1 0 0 1 0 0	8	44
P_1	1.0027	0.9973	Sun	1 1 -2 0 0 0	47	144
S_1	1.0000	1.000	Sun	1 0 0 -1 0 0	1	3
K_1	0.9973	1.0027	Moon+Sun	1 1 0 0 0 0	141	434
J_1	0.9624	1.0391	Moon	1 2 0 -1 0 0	8	24
OO_1	0.9294	1.0760	Moon	1 3 0 0 0 0	4	13
$2N_2$	0.5377	1.8598	Moon	2 -2 0 2 0 0	3	8
N_2	0.5274	1.8961	Moon	2 -1 0 1 0 0	21	64
M_2	0.5175	1.9324	Moon	2 0 0 0 0 0	108	332
L_2	0.5080	1.9685	Moon	2 1 0 -1 0 0	21	64
S_2	0.5000	2.0000	Sun	2 2 -2 0 0 0	50	154
K_2	0.4986	2.0056	Moon+Sun	2 2 0 0 0 0	14	42
M_3	0.3450	2.8986	Moon	3 0 0 0 0 0	1	4

Figure 29 : Les 17 principales ondes observées à la latitude 48.3°N (D'après Wilhelm et al., 1997 et Doan et al., 2008)

Les marées océaniques

Bien que les marées océaniques soient générées par les mêmes forces gravitationnelles que les marées terrestres, la redistribution des masses d'eau dans l'océan donne aux marées une dynamique propre. Les marées océaniques ont par conséquent un spectre identique à celles terrestres mais ont une amplitude et une phase différente. Pour estimer les effets induits par les marées océaniques, des mesures locales du niveau de la mer ou des données calculées par les modèles globaux (comme les atlas TPXO : <https://www.tpxo.net/>, Figure 30) sont nécessaires. Ces modèles permettent également de calculer l'amplitude de chacune des ondes (Figure 31).

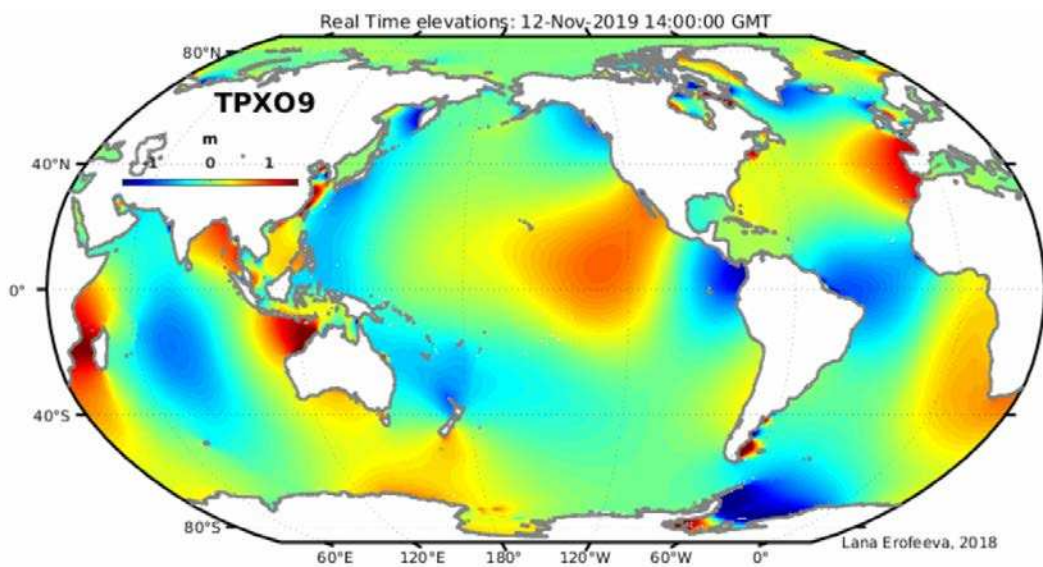


Figure 30 : Hauteur de la marée océanique globale calculée par les modèles TPXO (<https://www.tpxo.net/>)

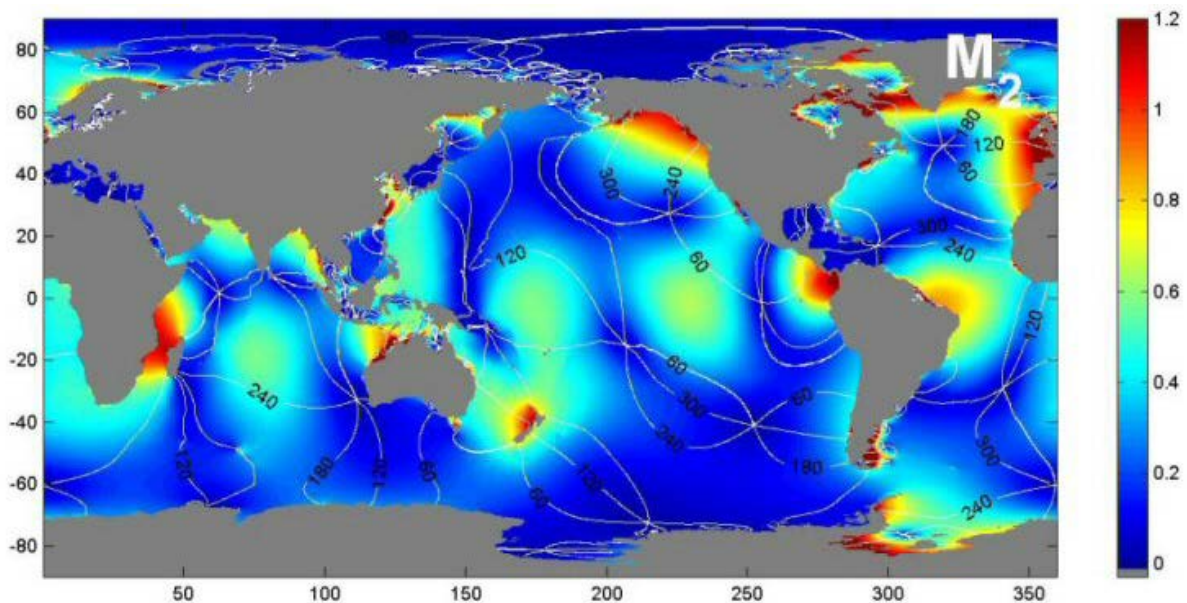


Figure 31 : Amplitude de l'onde de marée M2 calculée par l'atlas TPXO http://g.hyyb.org/archive/Tide/TPXO/TPXO_WEB/global.html

La Figure 32 compare les données du marégraphe de Fort-de-France avec les données de l'atlas TPXO-02. Les signaux sont globalement très similaires mais on constate néanmoins des différences entre les données théoriques calculées par le modèle global TPXO-02 et les données du marégraphe qui sont logiquement davantage représentative des conditions météorologiques locales réelles.

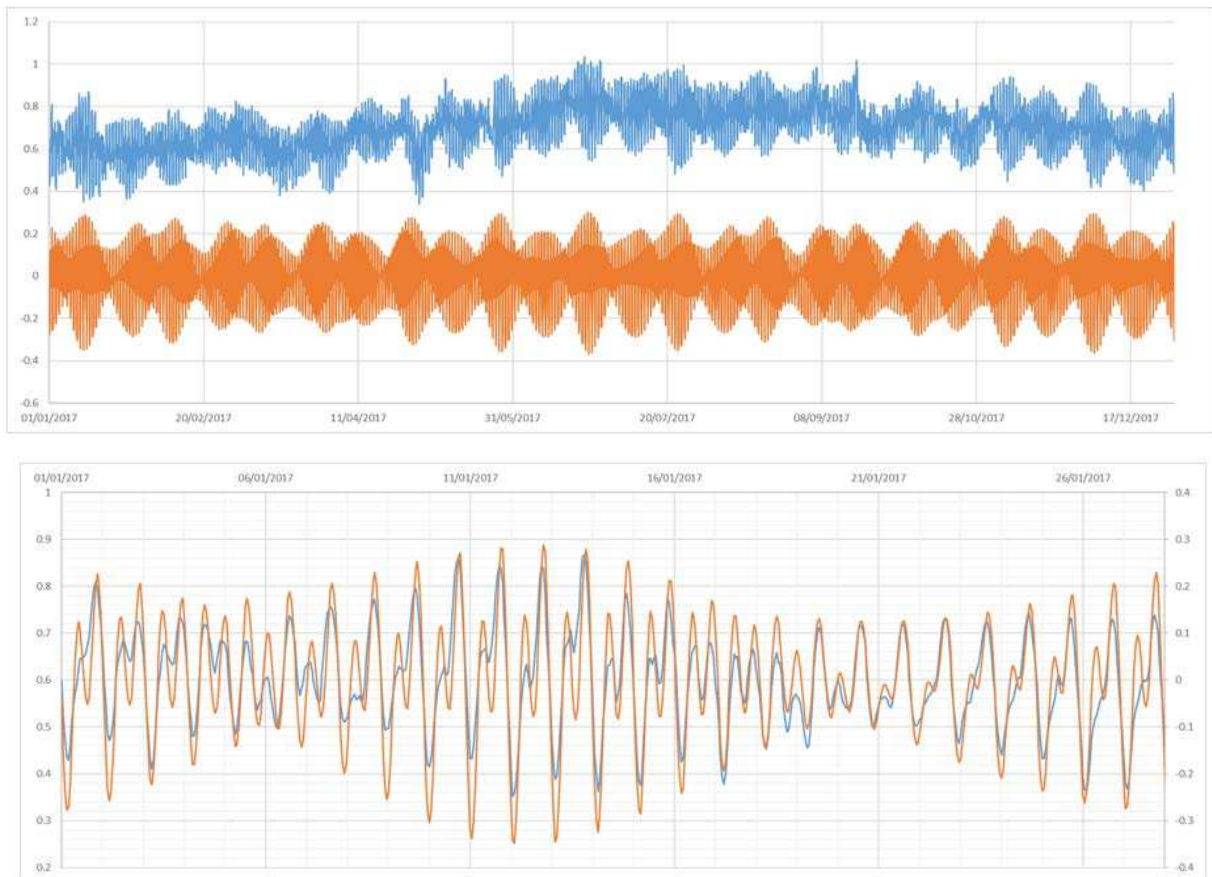


Figure 32 : Comparaison du marégraphe de Fort-de-France (bleu) et de l'atlas TPXO-02 (orange). En haut, sur l'année 2017 et en bas zoom sur le mois de janvier de cette même année

Les composantes majeures de la marée océanique en Martinique calculées à partir des données du marégraphe de Fort-de-France (Figure 33) sont les ondes diurnes O1 et K1 et semi-diurne M2, et les composantes mineures sont Q1, J1, N2 et S2. Les ondes Q1, O1, J1, N2 et M2 sont liées à la lune tandis que l'onde S2 est due au soleil et l'onde K1 est due à la fois à la lune et au soleil.

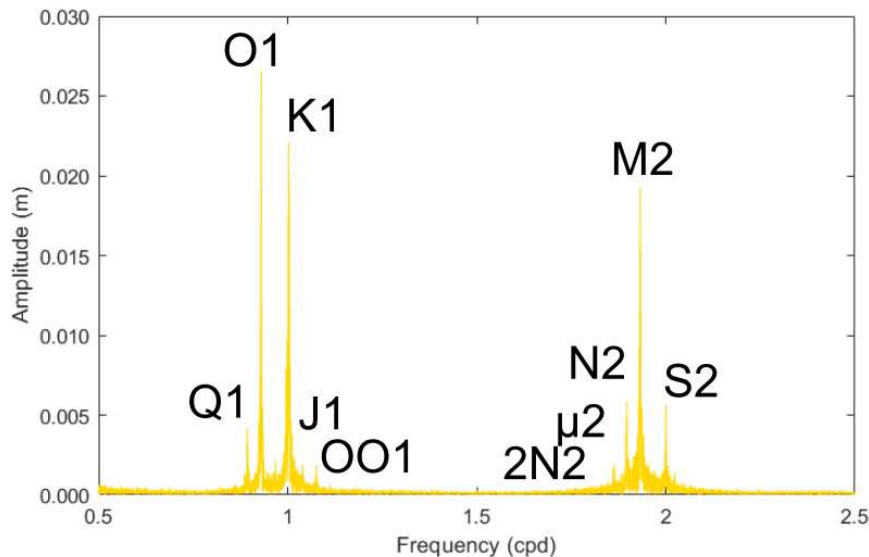


Figure 33 : Identification des principales composantes harmoniques des ondes de marées océaniques par transformée de Fourier rapide des données horaires du marégraphe de Fort-de-France sur la période 2006-2019

La pression atmosphérique

Tout comme la marée terrestre, la pression atmosphérique exerce une pression sur la surface de la terre et déforme également la matrice d'un aquifère (Figure 27B). Il est ainsi nécessaire de disposer de chronique de pression atmosphérique à proximité du forage étudié pour pouvoir prendre en compte et corriger les effets de la pression atmosphérique. Doan et al., (2008) indiquent que la magnitude de la contribution de la pression atmosphérique est d'environ 80 Pa, comparativement aux marées terrestres qui correspondent à une pression de 800 Pa. La pression atmosphérique pourrait contribuer à influencer les niveaux d'eau à hauteur de 10% maximum des fluctuations observées. Disposer de données de pression atmosphérique à proximité du forage étudié permet donc d'améliorer la qualité de l'analyse des ondes de marées.

Dans le travail présenté dans le chapitre 4, j'ai utilisé les données barométriques de la station Météo-France située à la Caravelle, à dix kilomètres au NE du forage du Galion et à 26 m d'altitude. Les deux principales fréquences, mises en évidence par une analyse harmonique par transformée de Fourier (Figure 34), sont diurnes (S1) et semi-diurnes (S2). Elles sont liées au soleil et essentiellement à la dilatation thermique associée.

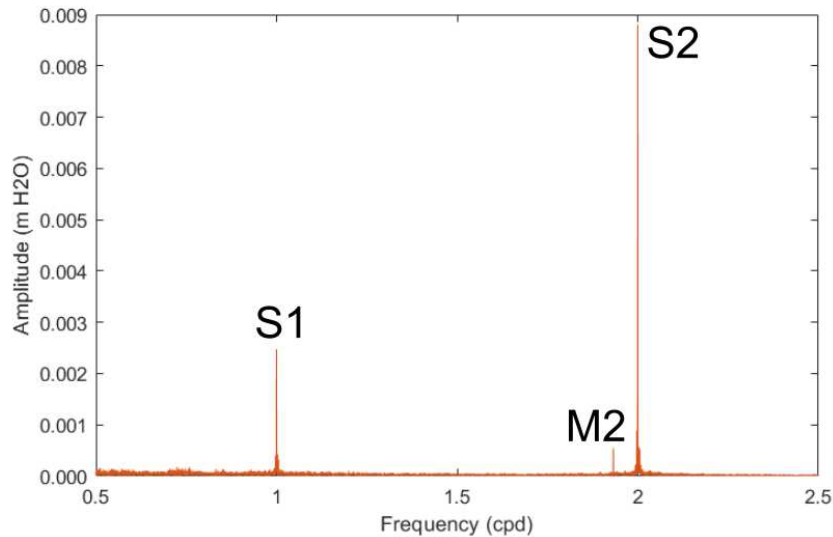


Figure 34 : Transformée de Fourier rapide des données de pression atmosphérique (au pas de temps horaire) calculée sur la période 2006-2019

L'analyse des ondes de marées avec le code de calcul Baytap-G

Le code de calcul Baytap08 (Tamura et al., 1991; Tamura et Agnew, 2008) a été utilisé pour réaliser l'analyse des ondes de marées de terrestre. L'objectif est de comparer les variations de marées observées dans le forage avec les variations des ondes de marées terrestres. Les données d'entrées nécessaire sont (1) la position du forage (latitude, longitude, altitude et gravité), (2) la chronique des niveaux piézométriques (3) une chronique de pression atmosphérique et (4) une chronique du marégraphe le plus proche (ou calculée par un modèle global). Ces trois chroniques doivent être à un pas de temps horaire.

Les principaux paramètres à définir pour réaliser une analyse sont le « SPAN », i.e. : le nombre d'heures de chaque période sur laquelle réaliser une analyse et le « SHIFT » i.e. : le décalage (en nombre d'heures) entre la première période et la seconde période. En fixant le SPAN à 30 jours et le SHIFT à 15 jours sur une chronique de 300 jours, 20 analyses seront réalisées sur des périodes de 30 jours, avec un décalage de 15 jours, donc un recoupement de 15 jours entre chaque analyse.

Deux fichiers de résultats sont produits par Baytap08 : un fichier avec les résultats de l'analyse et un fichier avec les données. La Figure 35 montre un exemple de fichier de résultat d'analyse. Pour chaque période de 720 données sont calculées, pour les principales ondes de marées, le facteur, la phase et l'amplitude associée. Les 22 groupes d'ondes de marées pour lesquelles les inversions ont été réalisées sont indiquées dans les lignes 174 à 197. Il est généralement recommandé de se focaliser sur les ondes M2 et O1 (Doan et al., 2008) dans l'objectif de calculer les propriétés de l'aquifère recoupé par le forage. Dans mon cas, je me suis concentré sur les ondes M2, les ondes O1 étant peu marquées au forage (amplitude < 1 mm).

Ce fichier de résultat montre une bonne corrélation entre l'onde de marée M2, qui présente l'amplitude la plus élevée, et les variations de niveau piézométrique. La ligne 15 (cadre rouge sur la Figure 35) montre un déphasage de $-162,678^\circ$ (avec une erreur r.m.s.e. de 5,354) et une amplitude de 4 mm. Le déphasage devant être corrigé de 180° , un déphasage de 17° entre la marée terrestre M2 et les variations de niveau piézométrique est ainsi calculé. Cette séquence de résultat est répétée sur l'ensemble de la chronique autant de fois que spécifié par la longueur de la période (SPAN) et du décalage (SHIFT). L'ABIC (*Akaike Bayesian Information Criterion*) permet d'évaluer l'efficacité de la corrélation et de qualifier la qualité de l'ajustement du modèle. Deux autres paramètres, utilisés pour calculer le ABIC sont également fournis dans le fichier de résultat (D et W). Plus l'ABIC sera négatif et D et W proches de 1, meilleure sera la corrélation.

```

station      Forage du Galion
Lon.=       -60.955 E
Lat.=       14.718 N
Ht. =       6.000 M
Instrument:  Suivi piezometrique
amplitude   m NGM

From        2018 10  5  5  0  0 to 2018 11  4  4  0  0

available / block len.      460 / 720
potential   : Tamura, Y., 1987, BIM, 99. (with P4)

grp          symbol      factor   rmse      phase   rmse      amplitude  rmse
              (local, lags negative)
> 1  1-143: Q1          0.00037 0.00030  -93.679 45.064    0.001 0.000
> 2 144-201: O1        0.00001 0.00006  -96.846 290.267   0.000 0.000
> 3 202-249: M1        0.00040 0.00073  -175.706 104.907   0.000 0.000
> 4 250-256: P1l       0.00025 0.00080  172.073 182.460   0.000 0.000
> 5 257-266: P1        0.00015 0.00023  139.113  88.120    0.001 0.001
> 6 267-270: S1        0.00004 0.00072   90.769 ***** 0.000 0.000
> 7 271-288: K1        0.00011 0.00009  -8.381  43.758    0.001 0.001
> 8 289-292: Ps1l      0.00017 0.00084  35.971 292.175   0.000 0.000
> 9 293-305: Ph1l      0.00026 0.00094  53.955 207.049   0.000 0.000
>10 306-345: J1        0.00037 0.00069  62.775 106.099   0.000 0.000
>11 346-450: O01       0.00067 0.00068  81.913  58.301    0.000 0.000

>12 451-549: 2N2       0.00022 0.00021  166.319  57.067    0.000 0.000
>13 550-599: N2        0.00009 0.00003  -141.263 19.593    0.001 0.000
>14 600-612: Alpha2    0.00013 0.00071  -175.393 301.361   0.000 0.000
>15 613-631: M2        0.00010 0.00001  -162.678  5.354    0.004 0.000
>16 632-655: Beta2     0.00010 0.00086  156.841 507.993   0.000 0.000
>17 656-663: Lambda2   0.00018 0.00096  131.833 312.663   0.000 0.000
>18 664-681: L2        0.00027 0.00037  170.691  77.442    0.000 0.000
>19 682-701: T2        0.00021 0.00072  -172.327 199.013   0.000 0.001
>20 702-710: S2        0.00014 0.00007  -139.578  26.017    0.002 0.001
>21 711-827: K2        0.00021 0.00013  -161.886  36.865    0.001 0.001

>22 828-909: M3        0.00029 0.00013  135.880  25.507    0.000 0.000

Minimum ABIC      =  -5822.50
Standard deviation =    0.0010

Hyperparameter W  =    1.000
"                 D  =    5.657

Sample interval (original) = 1.0 hour
span              =    720
shift             =    180

```

Figure 35 : Exemple de fichier de résultat d'une analyse réalisée avec le logiciel Baytap08

Les Figure 36 et Figure 37 montrent des exemples de représentation graphique des variations de phase et d'amplitude observées sur plusieurs années dans trois forages en Chine (Shi et al., 2019 et Zhang et al., 2019).

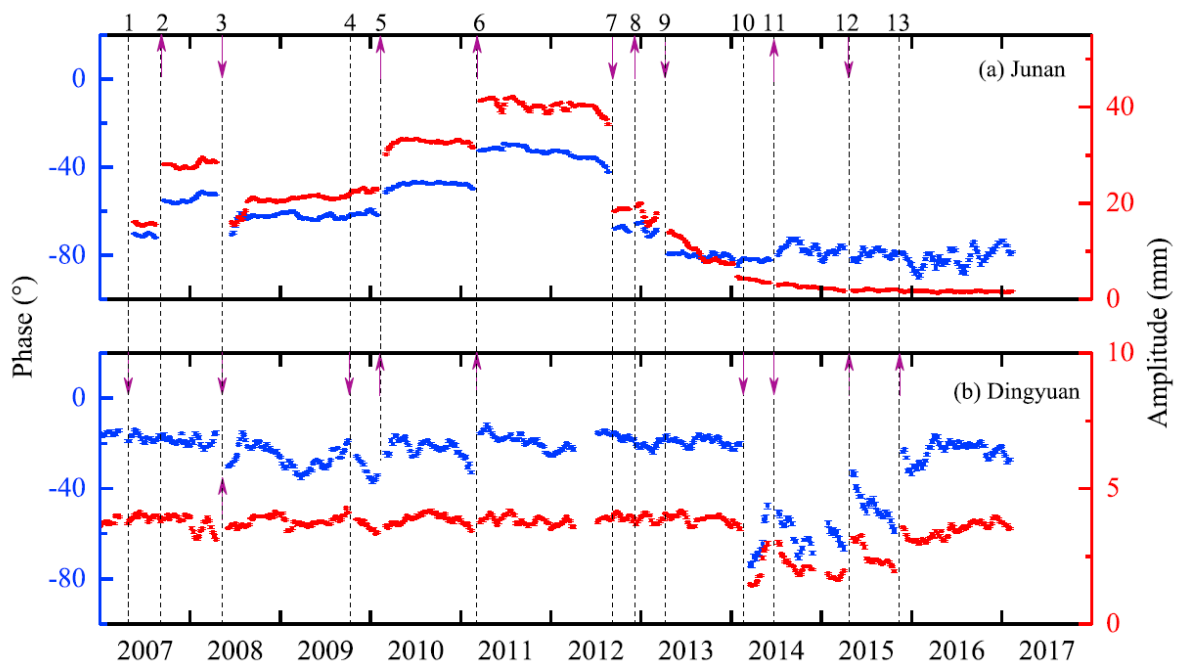


Figure 36 : Exemple d'analyse d'ondes de marées réalisée sur deux forages en Chine (Shi et al., 2019). Sont représentées la phase et l'amplitude de l'onde de marée M2, calculées avec un Span de 30 jours et un Shift de 23 jours. Les flèches violettes correspondent à des télé-séismes.

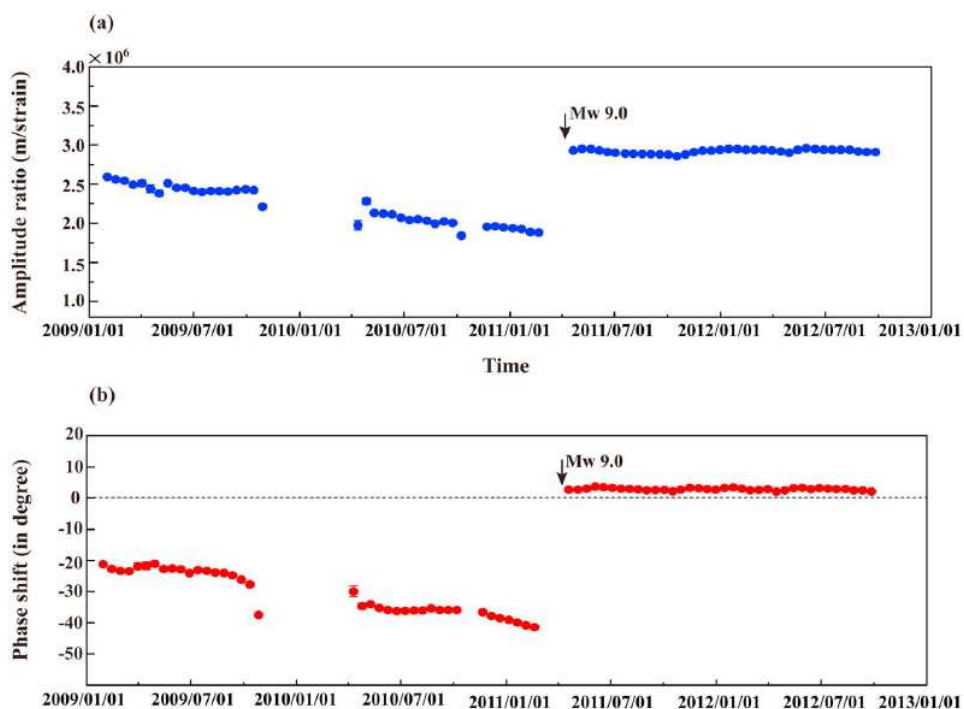


Figure 37 : Exemple de l'influence d'un séisme de magnitude 9 sur le déphasage et l'amplitude de l'onde M2 (Zhang et al., 2019)

Calcul de la transmissivité de l'aquifère

La transmissivité de l'aquifère peut être calculée à partir de l'analyse des marées terrestres à partir du déphasage entre l'onde de marée terrestre M2 et la réponse du niveau d'eau dans le forage. Plusieurs modèles ont été développés selon que l'aquifère soit captif avec des écoulements horizontaux et un déphasage négatif (Hsieh et al., 1987) ou libre avec des écoulements verticaux et un déphasage positif (Roeloffs, 1996 ; Wang, 2000). Wang et al. (2018) ont développé un modèle plus global, considérant qu'un aquifère n'est jamais parfaitement captif ou libre et que les écoulements peuvent également être à la fois horizontaux dans l'aquifère et verticaux par drainance d'un aquitard sus-jacent.

Un nouveau modèle a été développé et est présenté dans le chapitre 4. Il s'appuie sur le modèle de Wang et al. (2018) en ajoutant deux nouvelles hypothèses : i) la diffusivité est constante dans le temps et ii) les perméabilités de l'aquifère et de l'aquitard varient exponentiellement en fonction du changement de contrainte. L'avantage de ce nouveau modèle est que le déphasage n'est dépendant que d'un seul paramètre : la perméabilité, alors que le modèle de Wang et al. (2018) repose sur trois variables : la perméabilité (K), l'emmagasinement (S) et le ratio entre la perméabilité et l'épaisseur de l'aquitard (K'/b') (Figure 38).

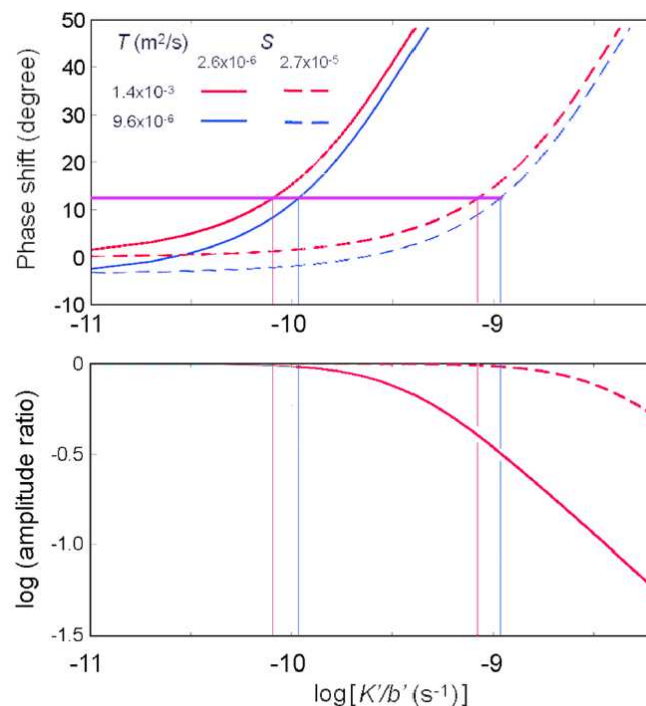


Figure 38 : Calcul du déphasage de la réponse du niveau d'eau pour l'onde M2 en fonction de K'/b' (Aquitard), pour des valeurs prédéterminées de T et S (Wang et al., 2018).

1.5. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Albert, P.H., & Spieser, J. 1999. Atlas climatique de la Martinique. Météo-France.
- Agnew, D.C. 2010. Earth Tides, Geodesy: Treatise on Geophysics (Vol. 3, 163–191). Amsterdam: Elsevier.
- Albouy, Y., Andrieux, P., Rakotondrasoana, G., Ritz, M., Descloitres, M., Join, J.L., & Rasolomanana, E. 2001. Mapping coastal aquifers by joint inversion of DC and TEM soundings – three case histories. *Ground Water* 39 (1), 87–97.
- Arnaud L., & Lanini S (2014). Impact du changement climatique sur les ressources en eau de Martinique. Rapport BRGM/RP-62676-FR.
- Audru J.C, Bitri A., Desprats J.F., Dominique P., Eucher G., Jossot O., Mathon C., Nédellec J.L., Sabourault P., Sedan O., Stollsteiner P. & Terrier-Sedan M. 2010. Major natural hazards in a tropical volcanic island: a review for Mayotte Island, Indian Ocean. *Engineering Geology* 114-2.
- Auken, E., Violette, S., d'Ozouville, N., Deffontaines, B., Sørensen, K.I., Viezzoli, A., & de Marsily, G. 2009. An integrated study of the hydrogeology of volcanic islands using helicopter borne transient electromagnetic: application in the Galapagos Archipelago. *C.R. Geosci.* 341, 899–907.
- Bogie, I. & Mackenzie, K. 1998. The application of a volcanic facies model to an andesitic stratovolcano hosted geothermal system at Wayang Windu, Java, Indonesia, in: *Proceedings 20th NZ Geothermal Workshop, Auckland*, 265–270.
- Bourdet, D., & Ayoub, J. 1989. Use of pressure derivative in well test interpretation. *SPE Form. Eval.* 4, 293–302.
- Bourdet, D., Whittle, T., Douglas, A., & Pirard, Y. 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil* 196, 95–106.
- Brodsky, E. E., Roeloffs, E., Woodcock, D., Gall, I., & Manga, M. 2003. A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 108(B8), 2390. <https://doi.org/10.1029/2002JB002321>.
- Cabrera, M.C., & Custodio, E. 2004. Groundwater flow in a volcanic sedimentary coastal aquifer: Telde area, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. *Hydrogeol J* 12(3):305–320.
- Cabrera, M.C., & Custodio, E. 2019. Conceptual hydrogeological models of oceanic intraplate volcanic small islands. 46th IAH Congress Malaga.
- Castany G., & Margat J. 1977. Dictionnaire français d'hydrogéologie. Editions du BRGM. 248 p.
- Cattan, P., Charlier, J.B., Clostre, F., Letourmy, P., Arnaud, L., Gresser, J., & Jannoyer, M. 2019. A conceptual model of organochlorine fate from a combined analysis of spatial and mid- to long-term trends of surface and ground water contamination in tropical areas (FWI), *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 23, 691–709, <https://doi.org/10.5194/hess-23-691-2019>.
- Charlier, J.B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattan, Ph, Moussa, R. & Voltz, M., 2011. Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: a multi-disciplinary experimental approach. *J. Hydrol.*, 398, 155–170. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.10.006.
- Christiansen, A.V., & Auken, E. 2012. A Global measure for depth of investigation. *Geophysics* 77, WB171-WB177.

- Coppo, N., Schnegg, P.A., Falco, P., & Costa, R. 2010. Conductive structures around Las Canadas caldera, Tenerife (Canary Islands, Spain): a structural control. *Geol. Acta*, vol. 8, Issue 1, pp. 67–82. DOI:10.1344/105.000001516.
- Custodio, E., 1975. Hydrogeologia de las rocas volcanicas. 3rd UNESCO-ESA-IHA Symposium on Groundwater, pp. 23–69.
- Custodio, E. 2005. Hydrogeology of volcanic rocks. In: UNESCO (Ed.), *Groundwater Studies. An International Guide for Hydrogeological Investigations*, Paris, 423pp.
- Custodio, E., Lopez Garcia, L., & Amigo, E. 1988. Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne). *Hydrogéologie* 1988 (2), 153–167.
- Cruz, J.V., 2003. Groundwater and volcanoes: examples from the Azores archipelago. *Environ. Geol.* 44, 343–355.
- Cruz, J.V., & Silva, M.O. 2001. Hydrogeologic framework of Pico Island, Azores, Portugal. *Hydrogeol. J.* 9 (2), 177–189.
- Cruz, J.V., & Amaral, C. 2004. Major ion chemistry of groundwaters from perchedwater bodies at Azores (Portugal) volcanic archipelago. *Appl. Geochem.* 19, 445–459.
- Cruz, J.V., & França, Z. 2006. Hydrogeochemistry of thermal and mineral springs of the Azores archipelago (Portugal). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 151, 382–398.
- Davies, J. & Peart, R.J. 2003. A Review of the Groundwater Resources of Central and Northern Montserrat, British Geological Survey Commissioned Report, CR/03/257C, 87 pp., British Geological Survey, Keyworth, Nottingham.
- Desclotres, M., Ritz, M., Robineau, B., & Courteaud, M. 1997. Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: implications for the quest of groundwater. *Water Resour. Res.* 33, 13–19.
- Deparis, J., Reninger, P.A., Perrin J., Martelet G., & Audru, J.C. 2014. Acquisition géophysique hélicoptée de la Martinique. Openfile BRGM Report RP-62428-FR. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-62428-FR.pdf>.
- Doan, M.L., Brodsky, E.E., Prioul, R., & Signer, C. 2008. Tidal analysis of borehole pressure: A tutorial, Schlumberger-Doll Research Report, University of California, Santa Cruz.
- Doodson, A.T. 1921. The harmonic development of the tide-generating potential. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 100(704), 305–329. <https://doi.org/10.1098/rspa.1921.0088>.
- Dumont, M., 2018. Caractérisation multi-échelle des structures hydrogéologiques en contexte volcanique insulaire par électromagnétisme hélicopté. Application à l'île de La Réunion. Thèse de Doctorat de l'Université de la Réunion, France.
- Dumont, M., Reninger, P.A., Pryet, A., Martelet, G., Aunay, B., & Join, J. 2018. Agglomerative hierarchical clustering of airborne electromagnetic data for multi-scale geological studies. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 157, pp. 1–9.
- Dumont, M., Peltier, A., Roblin, E., Reninger, P.A., Barde-Cabusson, S., Finizola, A., & Ferrazzini, V. 2019. Imagery of internal structure and destabilization features of active volcano by 3D high resolution airborne electromagnetism. *Sci Rep* 9, 18280 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54415-4>.

- Ecker, A., 1976. Groundwater behaviour in Tenerife, volcanic island (Canary Islands, Spain). *Journal of Hydrology* 28 (1), 73–86.
- Ehlig-Economides, C.A. 1988. Use of the pressure derivative for diagnosing pressure-transient behavior. *J. Petrol. Technol.* (October), 1280–1288.
- Elkhoury, J. E., Brodsky, E. E., & Agnew, D.C. 2006. Seismic waves increase permeability. *Nature*, 441(7097), 1135–1138. <https://doi.org/10.1038/nature04798>.
- Falkland, A., & Custodio, E. 1991. Guide on the hydrology of small islands. *Studies and reports in hydrology* 49. UNESCO, Paris, pp 1–435.
- Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S., Chauvel, & C., Lahitte P. 2011. The volcanic evolution of Martinique Island: Insights from K–Ar dating into the Lesser Antilles arc migration since the Oligocene. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 208, 122–135.
- Gourcy, L., Baran, N., & Vittecoq, B. 2009. Improving the knowledge of pesticide and nitrate transfer processes using age dating tools (CFC, SF6, 3H) in a volcanic island. *Journal of Contaminant Hydrology*, 108(3-4), 107-117. doi:10.1016/j.jconhyd.2009.06.004.
- Gringarten, A.C., Ramey, H.J., & Raghavan, R. 1974. Unsteady-state pressure distributions created by a well with single infinite-conductivity vertical fracture, *Soc. Petrol. Engrs. J.*, pp. 347-360.
- Guiscafre, J., Klein J.C., & Moniod, F. 1976. Les ressources en eau de surface de la Martinique. *Monographies hydrologiques ORSTOM*.
- Hagedorn, B., El-Kadi, A.I., Mair, A., Whittier, R.B., & Ha, K. 2011. Estimating recharge in fractured aquifers of a temperate humid to semiarid volcanic island (Jeju, Korea) from water table fluctuations, and Cl, CFC-12 and 3H chemistry. *J. Hydrol.* 409, 650–662.
- Hahn, J., Lee, Y., Kim, N., Hahn, C., & Lee, S. 1997. The groundwater resources and sustainable yield of Cheju volcanic island, Korea. *Environ. Geol.* 33, 43–53.
- Hantush, M.S., & Jacob, C.E. 1955. Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer, *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 36, no. 1, pp. 95-100.
- Hartmann, T., & Wenzel, H.G. 1995. The HW95 tidal potential catalogue. *Geophysical Research Letters*, 22(24), 3553–3556. <https://doi.org/10.1029/95GL03324>.
- Hemmings, B., Gooddy, D., Whitaker, F., George Darling, W., Jasim, A., & Gottsmann, J. 2015a. Groundwater recharge and flow on Montserrat, West Indies: insights from groundwater dating. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 4, 611–622. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.08.003>.
- Hemmings, B., Whitaker, F., Gottsmann, J., & Hughes, A. 2015b. Hydrogeology of Montserrat, review and new insights, *J. Hydrol. Reg. Stud.*, 3, 1–30, <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.08.008>.
- Herrera, Ch., & Custodio, E. 2008. Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys. *Hydrogeol. J.* 16, 1329–1348.
- Hsieh, P., Bredehoeft, J. & Farr, J. 1987. Determination of aquifer transmissivity from earth tide analysis. *Water Resour. Res.* 23, 1824–1832.
- Ingebritsen, S. E. & Manga, M. 2019. Earthquake hydrogeology. *Water Resources Research*, 55, 5212–5216. <https://doi.org/10.1029/2019WR02534>.

- Izquierdo, T. 2011. Hydrogeology of La Gomera (Canary Islands): Contributions to Conceptual Models of Volcanic Island Aquifers. Rey Juan Carlos University, PhD Thesis.
- Izquierdo, T. 2014. Conceptual Hydrogeological Model and Aquifer System Classification of a Small Volcanic Island (La Gomera; Canary Islands). *CATENA* 114, 119-128.
- Izquierdo, T., Herrera, R., & Marquez, A. 2011. Modelo conceptual del sistema acuífero de Enchereda (La Gomera, Islas Canarias): contribuciones a otras islas volcánicas. *Estudios Geológicos*, vol. 67.
- Izuka, S.K., & Gingerich, S.B. 2003. A thick lens of fresh groundwater in the southern Lihue Basin, Kauai, Hawaii, USA. *Hydrogeol. J.* 11, 240–248.
- Jackson, D.B., & Lénat, J.F. 1989. High-level Water Tables on Hawaiian Type Volcanoes and Intermediate Depth Geoelectric Structures, Kilauea Volcano, Hawaii and Piton de la Fournaise Volcano, Isle de la Reunion. *Bulletin – New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources*, 142pp.
- Jacob, C.E., 1947. Drawdown test to determine effective radius of artesian well, *Trans. Amer. Soc. of Civil Engrs.*, vol. 112, paper 2321, pp. 1047-1064.
- Join, J.L., & Coudray, J. 1993. Caractérisation géostructurale des émergences et typologie des nappes d'altitude en milieu volcanique insulaire (île de la Réunion). *Geodyn. Acta* 6 (4), 243–254.
- Join, J.L., Coudray, J., & Langworth, K. 1997. Using Principal Components Analysis and Na/Cl ratios to trace ground water circulation in a volcanic island, Reunion Island example. *J. Hydrol.* 190, 1–18.
- Join, J.L., Folio, J.L., & Robineau, B. 2005. Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 147 (1–2), 187–201.
- Kim, Y., Lee, K.S., Koh, D.C., Lee, D.H., Lee, S.G., Park, W.B., Koh, G.W., & Woo, N.C. 2003. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. *J. Hydrol.* 270, 282–294.
- Koh, D.C., Plummer, L.N., Solomon, D.K., Busenberg, E., Kim, Y.-J., & Chang, H.W. 2006. Application of environmental tracers to mixing, evolution, and nitrate contamination of ground water in Jeju Island, Korea. *J. Hydrol.* 327, 258–275.
- Koh, D.C., Ha, K., Lee, K.S., Yoon, Y.Y., & Ko, K.S. 2012. Flow paths and mixing properties of groundwater using hydrogeochemistry and environmental tracers in the southwestern area of Jeju volcanic island. *J. Hydrol.* 432, 61–74.
- Krivochieva, S., & Chouteau, M. 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub- Basin, Mexico). *J. Appl. Geophys.* 52, 23–43.
- Lachassagne, P. 2006. XIII. DOMTOM. 1. Martinique. In: *Aquifères et Eaux souterraines en France*, Vol. 2 (J.C. Roux, ed.), pp. 768–781. IHIAH – BRGM Editions, Orleans, France.
- Lachassagne, P., Leonardi, V., Vittecoq, B., & Henriot, A. 2011. Interpretation of the piezometric fluctuations and precursors associated with the November 29, 2007, magnitude 7.4 earthquake in Martinique (Lesser Antilles). *C. R. Geosci.*, 343(11-12): 760-776. doi:10.1016/j.crte.2011.09.002.

- Lachassagne, P., Aunay, B., Frissant, N., Guilbert, M., & Malard, A. 2014. High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: a Mayotte, Comoros, case study. *Terra Nov.* 26, 307–321. <https://doi.org/10.1111/ter.12102>.
- Lienert, B.R. 1991. An electromagnetic study of Maui's last active volcano. *Geophysics* 56, 972–982.
- Manga, M., Beresnev, I., Brodsky, E. E., Elkhoury, J. E., Elsworth, D., Ingebritsen, S. E., Mays, D.C., & Wang, C.Y. 2012. Changes in permeability caused by transient stresses: Field observations, experiments, and mechanisms. *Reviews of Geophysics*, 50, RG2004. <https://doi.org/10.1029/2011RG0000382>.
- Manga, M. & Wang, C.Y. 2007. Earthquake Hydrology. *Treatise on Geophysics* 4, 293–320.
- Manga, M., & Wang, C.Y. 2015. Earthquake hydrology. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on geophysics* (pp. 305–328). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00082-8>.
- Macdonald, G.A., Abbott, A.T., & Peterson, F.L. 1983. *Volcanoes in the sea. The geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, Honolulu, 571pp.
- McMillan, T.C., Rau, G.C., Timms, W.A., & Andersen, M.S. 2019. Utilizing the impact of Earth and atmospheric tides on groundwater systems: A review reveals the future potential. *Reviews of Geophysics*, 57, 281–315. <https://doi.org/10.1029/2018RG000630>.
- Meinzer, O.E. 1930. Ground water in the Hawaiian Islands, in *Geology and water resources of the Kau District, Hawaii*: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, 616, pp. 1–28.
- d'Ozouville, N. 2007. Etude du fonctionnement hydrologique dans les îles Galápagos : caractérisation d'un milieu volcanique insulaire et préalable à la gestion de la ressource. PhD-Thesis Université Pierre et Marie Curie, France.
- d'Ozouville, N., Auken, E., Sørensen, K.I., Violette, S., & de Marsily, G. 2008. Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 269, 517–521.
- Peterson, F.L. 1972. Water development on tropic volcanic islands. Type example: Hawaii. *Ground Water* 10(5), 18–23.
- Pryet, A. 2011. Hydrogeology of volcanic islands: a case-study in the Galapagos Archipelago (Ecuador). PhD-Thesis Université Pierre et Marie Curie, France.
- Pryet, A., d'Ozouville, N., Violette, S., Deffontaines, B., & Auken, E. 2012. Hydrogeological settings of a volcanic island (San Cristóbal, Galapagos) from joint interpretation of airborne electromagnetics and geomorphological observations, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, 9661–9686. doi:10.5194/hessd-9-9661-2012.
- Rad, S., Rivé, K., & Allègre, C.J. 2011. Weathering regime associated with subsurface circulation on volcanic islands. *Aquatic Geochemistry* 17 (3), 221–241.
- Rad, S., Rivé, K., Vittecoq, B., Cerdan, O., & Allègre, J.C. 2013. Chemical weathering and erosion rates in the Lesser Antilles: an overview in Guadeloupe, Martinique and Dominica. *J. South Amer. Earth Sci.*, 45, pp. 331–344.
- Renard, P. 2005. The future of hydraulic tests. *Hydrogeol J* 13:259–262.

- Renard, P., Glenz, D., & Mejias, M. 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeol. J.* 17, 589–600. DOI 10.1007/s10040-008-0392-0.
- Reninger, P.A., Martelet, G., Deparis, J., Perrin, J., & Chen, Y. 2011. Singular value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data. *Journal of Applied Geophysics* 75, 264-276. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.06.034.
- Robins, N.S. 2013. A review of small island hydrogeology: progress (and setbacks) during the recent past, *Q. J. Eng. Geol. Hydroge.*, 46, 157–165, <https://doi.org/10.1144/qjegh2012-063>.
- Robins, N. S., Lawrence, A. R., & Cripps, A.C. 1990. Problems of groundwater development in small volcanic islands in the Eastern Caribbean, in: *Tropical Hydrology and Caribbean Water Resources* edited by: Krishna, J. H., Quiñones-Aponte, V., Gómez-Gómez, F., and Morris, G., AWRA, San Juan, American Water Resources Association, Bethesda, Maryland, 257–267.
- Roeloffs, E.A. 1996. Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrology phenomenon. *Advances in Geophysics*, 37, 135–195.
- Rojstaczer, S., Wolf, S., & Michel, R. 1995. Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes. *Nature* 373, 237–239. <https://doi.org/10.1038/373237a0>.
- Selles, A. 2014. Multidisciplinary study about the hydrogeological behavior of the Eastern flank of Merapi volcano, Central Java, Indonesia, PhD Thesis, Université Paris, 6 Pierre et Marie Curie, France.
- Selles, A., Deffontaines, B., Hendrayana, H., & Violette, S. 2015. The eastern flank of the Merapi volcano (Central Java, Indonesia): Architecture and implications of volcanoclastic deposits, *J. Asian Earth Sci.*, 108, 33–47, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.04.026>.
- Shi, Y., Liao, X., Zhang, D., & Liu, C.P. 2019. Seismic waves could decrease the permeability of the shallow crust. *Geophysical Research Letters*, 46. <https://doi.org/10.1029/2019GL081974>.
- Spane, F., Wurstner, S. 1993. DERIV: A computer program for calculating pressure derivatives for use in hydraulic test analysis. *Ground Water* 31, 814–822.
- Stollsteiner P., Lachassagne P., Paulin Ch., & Néel F. 2000. Bilan des connaissances hydrogéologiques de la Martinique. Rapport BRGM RP-50071-FR, 137 p.
- Sørensen, K.I., & Auken, E. 2004. SkyTEM - A new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. *Explor. Geophys.*, 35, 191–199.
- Takasaki, K.J., & Mink, J.F. 1983. Volcano feeder dikes impound large reservoirs of groundwater in the Hawaiian Islands. In: *International Conference on Groundwater and Man*. Australian Water Resources Council, Canberra, ACT, Australia, Sydney, pp. 309–318.
- Taïlamé, A.L., & Lanini, S. 2020. Définition des volumes prélevables en Martinique. Rapport final. BRGM/RP-68883-FR.
- Tamura, Y., & Agnew, D.C. 2008. Baytap08 User's Manual. UC San Diego: Library – Scripps Digital Collection Retrieved from <https://escholarship.org/uc/item/4c27740c>.
- Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M., & Ishiguro, M. 1991. A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 104(3), 507–516. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb05697.x>.

- Tamura, Y. 1993. Additional terms to the tidal harmonic tables (pp. 345–350). In Proceedings 12th International Symposium on Earth Tides. Beijing: Science Press, Beijing/New York.
- Theis, C.V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage, *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 16, pp. 519-524.
- Van Camp, M., & Vauterin, P. 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides, *Computers & Geosciences*, 31(5) 631-640. <http://dx.doi.org/doi:10.1016/j.cageo.2004.11.015>.
- Vessell, R. K. and Davies, D. K. 1981. Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin, in: *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Paper 31, edited by: Ethridge, F. G. and Flores, R. M., 31–45, SEPM Society for Sedimentary Geology, Broken Arrow, USA, <https://doi.org/10.2110/pec.81.31.0031>.
- Viezzoli, A., Christiansen, A. V., Auken, E., & Sørensen, K. I. 2008. Quasi-3D modeling of airborne TEM data by Spatially Constrained Inversion: *Geophysics*, 73, F105-F113.
- Violette, S., d'Ozouville N., Pryet A., Deffontaines B., Fortin J., & Adelinet M. 2014. Hydrogeology of the Galapagos Archipelago: an integrated and comparative approach between islands. AGU-Monograph, Special issue "The Galapagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences".
- Violette, S., Ledoux, E., Goblet, P., & Carbonnel, J.P. 1997. Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, Réunion. *J. Hydrol.* 191, 37–63.
- Vittecoq B., Lachassagne P., Lanini S., Ladouche B., Marechal J.C., & Petit V. 2007. Elaboration d'un système d'information sur les eaux souterraines de la Martinique : identification et caractérisations quantitatives. Rapport BRGM/RP-55099-FR, 221 p.
- Vittecoq, B., Lachassagne, P., Lanini, S., & Maréchal, J.C. 2010. Evaluation des ressources en eau de la Martinique : calcul spatialisé de la pluie efficace et validation à l'échelle du bassin-versant. *Revue des Sciences de l'Eau* 23 (4), 361–373.
- Vittecoq, B., Deparis, J., Violette, S., Jaouen, T. & Lacquement, F. 2014. Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte Island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data. *J. Hydrol.*, 509, 519–538. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.062>.
- Wang, H.F. 2000. *Theory of linear poroelasticity with applications to geomechanics and hydrogeology*. Princeton, New Jersey: Princeton University Press.
- Wang, C.Y., & Manga, M. 2010. Hydrologic responses to earthquakes and a general metric. *Geofluids*, 10: 206-216. doi:10.1111/j.1468-8123.2009.00270.x.
- Wang, C.Y., Doan, M.-L., Xue, L., & Barbour, A.J. 2018. Tidal response of groundwater in a leaky aquifer. Application to Oklahoma. *Water Resources Research*, 54, 8019–8033. <https://doi.org/10.1029/2018WR022793>.
- Westercamp, D., Andreieff, P., Bouysse, P., Cottez, S., & Battistini, R. 1989. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Martinique – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 246 p.

Westercamp, D., Pelletier, B., Thibaut, P.M., Traineau, H., & Andreieff, P. 1990. Carte géologique de la France (1/50.000), feuille Martinique. BRGM. <http://infoterre.brgm.fr/>.

H. Wilhelm, W. Zurn, & H.G. Wenzel, editors. 1997. Tidal Phenomena, volume 66 of Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Germany.

Won, J.H., Kim, J.W., Koh, G.W., & Lee, J.Y. 2005. Evaluation of hydrogeological characteristics in Jeju Island, Korea. *Geosci. J.* 9 (1), 33–46.

Zhang, H., Shi, Z., Wang, G., Sun, X., Yan, R., & Liu, C. 2019. Large earthquake reshapes the groundwater flow system: Insight from the water-level response to earth tides and atmospheric pressure in a deep well. *Water Resources Research*, 55, 4207–4219. <https://doi.org/10.1029/2018WR024608>.

2. Compartimentation des propriétés hydrodynamiques et des circulations souterraines au sein d'un aquifère volcanique côtier

Cet article intitulé "*Heterogeneity of hydrodynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique Island (Lesser Antilles – FWI)*" a été publié en 2015 dans *Journal of Hydrology*, 529, 1041–1059.

Les auteurs sont les suivants : Benoit Vittecoq, Pierre-Alexandre Reninger (BRGM), Sophie Violette (SU, ENS-PSL-University & CNRS), Guillaume Martelet, Benoit Dewandel et Jean-Christophe Audru (BRGM).

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.022>

Le fonctionnement hydrogéologique d'une île volcanique andésitique peut être difficile à appréhender à l'échelle de l'île en raison de l'hétérogénéité des formations géologiques la constituant. Il est ainsi nécessaire de pouvoir identifier les discontinuités et les structures qui contrôlent les écoulements souterrains afin de pouvoir gérer au mieux la ressource en eau souterraine.

Dans cet article j'ai étudié la nappe du Lamentin, un aquifère stratégique situé à proximité immédiate de l'agglomération de Fort-de-France où vit la moitié de la population de l'île (372 600 habitants en 2017, source Insee). Cet aquifère est constitué de basaltes fissurés et fracturés âgés de 15 Ma. Il est recouvert par des conglomérats et alluvions sur 20 à 30 m d'épaisseur. La nappe est captive et s'écoule du NE vers le SW, vers la baie de Fort-de-France, avec un gradient hydraulique relativement faible (1-2 ‰). Les transmissivités calculées dans les différents forages réalisés au sein de cette nappe sont hétérogènes et varient entre $9,4 \cdot 10^{-5}$ et $8,3 \cdot 10^{-3}$ m²/s. De nombreuses interrogations subsistent concernant le fonctionnement de cette nappe, n'ayant pas permis de confirmer jusqu'alors son exploitabilité. L'extension et l'épaisseur de l'aquifère restent mal cernés, ainsi que la morphologie de son toit et de son substratum. De même, le rôle de la tectonique, la position des failles et leurs influences sur la structure et les écoulements souterrains ne sont pas connus. Enfin, compte tenu du faible gradient hydraulique, existe-t-il un risque d'intrusion saline en cas d'exploitation de la nappe ?

Le travail pluridisciplinaire mis en œuvre a ainsi pour objectif d'analyser la structure et le fonctionnement hydrogéologique de cet aquifère. Mon approche s'est fondée sur la corrélation de trois principales sources de données. Tout d'abord une synthèse de l'ensemble des données géologiques et hydrogéologiques d'une trentaine de forages existants sur la plaine a été réalisée. Ces données ont servi de calage aux données de géophysiques électromagnétiques et

magnétiques obtenus grâce à un levé réalisé en 2013 (Deparis et al., 2014), avec un maillage particulièrement fin dans ce secteur (250 m d'intervalle entre les lignes de vols SO-NE). Enfin, les données hydrogéologiques de deux pompages d'essai (F1 et F2), dont le principal a été conduit sur une durée exceptionnelle de quinze mois (F1), ont été interprétées et corrélées avec les données géophysiques pour améliorer la caractérisation des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère et mieux contraindre l'hétérogénéité des écoulements.

L'analyse des rabattements induits dans les piézomètres suivis pendant le pompage dans le forage F1 met tout d'abord en évidence deux secteurs distincts, avec d'une part les forages F1, F4 et F6 avec des transmissivités comprises entre 4 et 8.10^{-3} m²/s et d'autre part les forages F2 et F3 avec des transmissivités comprises entre 3 et 10.10^{-4} m²/s. L'analyse des dérivées des rabattements lors du pompage dans le forage F1 met quant à elle en évidence que l'aquifère autour du forage F1 serait contraint par au moins deux limites imperméables, caractéristique d'un écoulement chenalisé, et que l'aquifère serait recouvert par un aquitard avec effets de drainance. La modélisation des rabattements avec les formules analytiques de Hantush (1964) et Hunt et Scott (2007) permet de calculer une transmissivité de $4,5.10^{-3}$ m²/s et un coefficient d'emmagasinement de 5.10^{-3} . Les régimes d'écoulements mis en évidence lors du pompage dans le forage F2 mettent quant à eux en évidence dans un premier temps des écoulements chenalisés au sein d'une fracture pseudo-verticale, suivi par un écoulement radial circulaire puis l'influence d'une limite perméable. L'analyse des rabattements dans le forage F2 avec la formule analytique de Gringarten et al. (1974) permet de calculer une transmissivité de 4.10^{-4} m²/s et un coefficient d'emmagasinement de 2.10^{-4} .

Les données géophysiques électromagnétiques et magnétiques héliportés ont tout d'abord été utilisées pour localiser l'ensemble des discontinuités les plus marquées, pouvant correspondre à un contact géologique ou à un contact tectonique. Il ressort une forte densité de discontinuités orientées selon les principales directions structurales impactant la région : N-S, NE-SO et NO-SE. De plus, je mets en évidence que des discontinuités sont nettement observées dans l'axe des cônes de rabattements asymétriques mesurés à l'issue des deux pompages d'essai (direction SW-NE pour F1 et NO-SE pour F2) pouvant ainsi correspondre à des axes de drainance privilégiés.

L'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère et les écoulements chenalisés mis en évidence par les pompages d'essai résulteraient d'une compartimentation de l'aquifère induite par la succession des différentes phases de construction de l'île ayant engendré une fracturation d'origine tectonique selon des directions privilégiées. La forte fracturation du compartiment central induit une augmentation des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère.

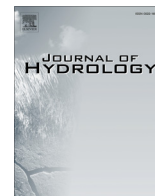
La corrélation des coupes géologiques avec les données de résistivité des sondages électriques héliportés les plus proches permet de mettre en évidence que les corrélations ne sont pas univoques, comme cela avait déjà été démontré par Vittecoq et al. (2014) à Mayotte. Néanmoins,

la prise en compte de la profondeur dans l'analyse permet de distinguer quatre principaux groupes. Les alluvions superficiels (< 3.5 m) ont des résistivités comprises entre 1 et 30 ohm.m, tandis que les alluvions comprises entre 3.5 et 15 m de profondeur, probablement plus homogènes ont des résistivités comprises entre 8 et 15 ohm.m. Deux groupes de basalte sont par ailleurs mis en évidence. Le premier groupe correspond au compartiment au sein desquels sont situés les forages F1 et F4, avec des résistivités comprises entre 7 et 15 ohm.m, tandis que les autres forages, à l'extérieur de ce compartiment, présentent des résistivités comprises entre 20 et 70 ohm.m. Les basaltes situés au sein du compartiment « F1-F4 » sont donc très probablement plus fissurés/fracturés ce qui est confirmé par l'interprétation des pompages d'essais avec des transmissivités plus forte et un coefficient d'emmagasinement aussi plus élevé. Ce compartiment est également bien identifiable sur la carte de résistivité.

Plusieurs coupes transversales de résistivité ont ensuite été réalisées afin de recouper les principales discontinuités et compartiments pré-identifiés. Elles permettent également de mettre en évidence l'extension latérale et les variations d'épaisseurs des différentes formations géologiques de la plaine. L'épaisseur de l'aquifère peut ainsi être mieux caractérisée avec un minimum de 80 m d'épaisseur, et les différences de résistivité permettent de distinguer les compartiments les plus fissurés/fracturés (plus conducteur) des compartiments plus massifs (plus résistants). Les coupes et cartes de résistivité permettent également de mettre en évidence l'extension des eaux salines et l'impact des discontinuités. La structure compartimentée de l'aquifère semble jouer un rôle protecteur vis-à-vis des intrusions salines, qui semblent bloquées par les discontinuités situées à l'aval, en raison du contraste de perméabilité existant entre les différents compartiments. Un modèle conceptuel de l'aquifère, synthétisant l'ensemble de ces observations est ensuite proposé.

Contrairement aux îles volcaniques basaltiques, caractérisées par une diminution de la perméabilité au cours du temps (Falkland et Custodio, 1991 ; Custodio, 2005), des roches volcaniques âgées de plusieurs millions d'années, en l'occurrence ici 15 millions d'années, peuvent ainsi avoir de très bonnes propriétés hydrodynamiques, développées ou entretenues au cours des âges géologiques par la tectonique et le jeu des failles induites par les séismes résultant de l'activité sismique de la zone de subduction active des Petites Antilles, qui se surimpose à la perméabilité primaire de ces roches.

D'un point de vue opérationnel, ces recherches ont permis de mettre en avant le potentiel aquifère de cette nappe, dont la qualité et la vulnérabilité sont désormais à affiner.



Heterogeneity of hydrodynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique island (Lesser Antilles – FWI)



B. Vittecoq^{a,*}, P.A. Reninger^b, S. Violette^{c,d}, G. Martelet^b, B. Dewandel^e, J.C. Audru^f

^a BRGM – Basse-Normandie, 4 avenue de Cambridge, 14200 Hérouville-Saint-Clair, France

^b BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, France

^c UPMC – Sorbonne Universities, F75005 Paris, France

^d ENS & CNRS, UMR 8538 – Laboratoire de Géologie, 24 rue Lhomond, 75231 Paris, France

^e BRGM – Water Division, 1039, Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

^f BRGM – Martinique, 4 Lot. Miramar, route pointe des Nègres, 97200 Fort de France, Martinique, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 14 April 2015

Received in revised form 7 September 2015

Accepted 8 September 2015

Available online 16 September 2015

This manuscript was handled by Corrado Corradini, Editor-in-Chief, with the assistance of Dongmei Han, Associate Editor

Keywords:

Volcanic island hydrogeology
Helicopter-borne time domain
electromagnetism and magnetic survey
Pumping test
Compartmentalized aquifer
Log-derivative diagnostic
Seawater intrusion

SUMMARY

We conducted a multidisciplinary study to analyze the structure and the hydrogeological functioning of an andesitic coastal aquifer and to highlight the importance of faults and associated rock fracturing on groundwater flow. A helicopter-borne geophysical survey with an unprecedented resolution (SkyTEM) was flown over this aquifer in 2013. TDEM resistivity, total magnetic intensity, geological and hydrogeological data from 30 boreholes and two pumping tests were correlated, including one which lasted an exceptional 15 months. We demonstrate that heterogeneous hydrodynamic properties and channelized flows result from tectonically-controlled aquifer compartmentalization along the structural directions of successive tectonic phases. Significant fracturing of the central compartment results in enhanced hydrodynamic properties of the aquifer and an inverse relationship between electrical resistivity and transmissivity. Basalts within the fractured compartment have lower resistivity and higher permeability than basalts outside the compartment. Pumping tests demonstrate that the key factor is the hydraulic conductivity contrast between compartments rather than the hydrodynamic properties of the fault structure. In addition, compartmentalization and associated transmissivity contrasts protect the aquifer from seawater intrusion. Finally, unlike basaltic volcanic islands, the age of the volcanic formations is not the key factor that determines hydrodynamic properties of andesitic islands. Basalts that are several million years old (15 Ma here) have favorable hydrodynamic properties that are generated or maintained by earthquakes/faulting that result from active subduction beneath these islands, which is superimposed on their primary permeability.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Drinking water supply for growing populations on volcanic islands, such as Martinique, is a recurring concern (Peterson, 1972; Falkland and Custodio, 1991; Cabrera and Custodio, 2004; Custodio, 2005; Won et al., 2006; Cruz et al., 2011). Water was historically supplied to these islands by means of dams located on rivers, by tapping springs located at high elevations, by digging or constructing channels and tunnels that permitted “gravity”

distribution of water, and by drilling wells located in valley bottoms and coastal zones (Ecker, 1976; Falkland and Custodio, 1991; Custodio, 2005). In many cases, these surface resources are no longer sufficient, particularly during the dry season; for this reason, authorities are searching for alternative solutions (Falkland and Custodio, 1991; Custodio, 2005; Vittecoq et al., 2007b, 2015; Violette et al., 2014). Recourse to underground resources, which is an obvious solution for hydrogeologists, must be justified and explained. The sectors to be explored must be based on the most detailed conceptual models possible. In this way, appropriate and sustainable management of water resources can be achieved. However, geologic, hydrologic, or hydrogeologic data on which to build these conceptual models are often lacking or insufficient in terms of the complexity encountered in volcanic areas.

* Corresponding author. Tel.: +33 (0)2 31 06 66 40.

E-mail addresses: b.vittecoq@brgm.fr (B. Vittecoq), pa.reninger@brgm.fr (P.A. Reninger), sophie.violette@upmc.fr (S. Violette), g.martelet@brgm.fr (G. Martelet), b.dewandel@brgm.fr (B. Dewandel), jc.audru@brgm.fr (J.C. Audru).

Volcanic islands can be categorized into two groups on the basis of their magmatic composition: islands of predominantly basaltic volcanism and islands of predominantly andesitic volcanism. Conceptual models were developed for basaltic islands in the 1970s and 1980s: the Hawaiian model (Peterson, 1972; Macdonald et al., 1983); and the Canarian model (Custodio, 1975; Custodio et al., 1988). Violette et al. (2014) recently proposed a relationship between these two models: recent islands (<1 Ma) that function as the Hawaiian type may evolve toward Canarian-type behavior after several million years of weathering. The Mahorais model was proposed by Vittecoq et al. (2014) for an old basaltic island in an advanced stage of erosion and weathering. This model, characterized by the existence of several juxtaposed volcanic edifices and a succession of construction phases, shows that groundwater flow is constrained by geologic and geomorphologic structures. These structures result from successive phases of building and erosion of volcanic edifices and heterogeneity of the associated formations (lava and pyroclastic flows, volcanoclastic formations, breccias, lahars, etc.). As in the Canarian model (Custodio, 2005), the older the formation, the lower the hydraulic conductivity. However, no regional watertable (compared to the Canaries islands described by Cabrera and Custodio (2004) and Custodio (2005)) or aquifer of significant extent exists on Mayotte. The associated model is notable due to the “discontinuous” nature of aquifers with highly variable dimensions (from several tens of meters to several kilometers), some perched and others deep, flowing into the sea. This model also shows the ambivalent role of volcanoclastic formations, little-studied formations (Vittecoq et al., 2014; Izquierdo, 2014; Selles, 2014) that at times play the role of aquifer and at other times the role of a semi-permeable horizon.

Although groundwater flow is relatively well described in basaltic volcanic islands, much less work has been done on andesitic-type volcanic islands (Falkland and Custodio, 1991; Vittecoq et al., 2009, 2010; Gourcy et al., 2009; Lachassagne et al., 2011; Charlier et al., 2011). These islands, generally located in island arcs that overlie subduction zones (back-arc basins), are characterized by a high degree of lithologic variability resulting from the superposition of formations produced by distinct eruptive episodes of relatively limited lateral extent (from several tens of meters to several hundreds of meters); in addition, these formations commonly show heterogeneity both laterally and vertically, which gives rise to high lateral and vertical variability of the hydrodynamic properties of the aquifers (Vittecoq et al., 2007b; Gourcy et al., 2009; Charlier et al., 2011; Selles, 2014). This variability is accentuated by chemical weathering and mechanical erosion processes (Audru et al., 2010 and references therein; Rad et al., 2011, 2013) that affect geological formations in different ways, particularly in terms of their nature and porosity (pumice, ash, nuées ardentes, andesites, hyaloclastites, lahars, breccias, conglomerates, etc.), their mineralogy, and their ages. Rainfall, temperature, and the alternation of dry and rainy periods, which are extremely important parameters in humid tropical environments, stimulate these processes.

The hydrogeological functioning of andesitic volcanic islands, and also certain basaltic islands such as Mayotte (Vittecoq et al., 2014) may be difficult to explain on the island scale because of these heterogeneities. It is thus necessary to be able to identify aquifers that have some lateral continuity, and structures that control groundwater flow. The most suitable research scale may be that of the geological formation and its associated aquifer. Investigation at this finer scale, for both predominantly basaltic and andesitic islands, appears to be more relevant because some local or small-size structures (paleovalleys, dykes, weathered and argillized volcanic formations, paleosols, weathering thicknesses, lava tunnels, etc.) have been revealed on the few islands that have been studied in detail (Ecker, 1976; Takasaki and Mink, 1983;

d'Ozouville et al., 2008; Coppo et al., 2010; Vittecoq et al., 2014). These structures may affect the hydrogeological functioning by acting as hydraulic drains channeling groundwater flow or impermeable barriers compartmentalizing supposedly homogeneous aquifers.

In this study we focus on the Lamentin aquifer, a strategic aquifer on the island of Martinique, a predominantly andesitic island (Westercamp, 1982; Westercamp et al., 1989) located in the archipelago of the Lesser Antilles (Fig. 1). This strategic aquifer is located at the center of the island in immediate proximity to the cities of Fort-de-France and Lamentin where half of the island's population lives (total population of island: 395,000 inhabitants in 2012). This aquifer, composed of 15 Ma old fissured and fractured basalts, is both coastal and located at low altitude (<25 m); the risk of saline intrusion related to its exploitation must be considered. The multi-disciplinary approach we propose is based on the correlation of geological, geophysical, and hydrogeological data. The available data set is unprecedented for a volcanic island of the andesitic type: a helicopter-borne geophysical survey with high resolution (SkyTEM – Sørensen and Auken, 2004) was flown over this aquifer in 2013 (Deparis et al., 2014); TDEM resistivity, total magnetic intensity, geological and hydrogeological data from 30 boreholes and two pumping tests were correlated, including one which lasted an exceptional 15 months.

The goal of our study is thus to (i) characterize the structure and hydrogeologic functioning of a coastal andesitic-type aquifer, (ii) show the influence of structure on aquifer compartmentalization, groundwater flow, and saline intrusion, and (iii) show that the key hydrogeologic factor is inter-compartmental hydraulic property contrasts resulting from faulting.

2. Martinique island and the Lamentin aquifer

2.1. Site location and climate

Martinique (Fig. 1) is an island located in the Lesser Antilles archipelago. With its 1080 km² surface, Martinique is the largest volcanic island in the archipelago. It has a maximum length of 65 km along the NNW–SSE axis and a maximum width of 30 km, reducing to 12 km at indentations that constitute the bays of Fort-de-France, Robert, and François (Fig. 1). Its relief is highly variable. The northern and western parts are mountainous in the vicinity of large recent volcanoes (Mount Pelée: 1397 m, last eruption less than a century ago; Piton Lacroix: 1196 m, recently dated at –330 ka by Germa et al., 2011 and Morne Jacob: 884 m, 2.2 to 5.5 Ma). Toward the east and south, the relief is gentle near old volcanic and volcano-sedimentary complexes (from 6.5 Ma to 24.5 Ma) where the hills and small mountains do not exceed 500 m in altitude. The “plain” of Lamentin and Rivière Salée is located along the continuation of the bay of Fort-de-France. The plain is composed of recent sedimentary formations associated with the development of “mangrove” type vegetation along the shore of the Caribbean Sea. The Lamentin plain is the only flat zone (altitudes range from 1 to 20 m above sea level) of significant extent (≈70 km²) on the island; it is located at the intersection of numerous volcanic edifices that have built up the center and the southern part of the island, and constitutes the low valley of one of the most important rivers of the island, the Lézarde River.

Martinique has a humid tropical trade-wind climate (Guiscafre et al., 1976). The rainfall regime is characterized by a dry or “lenten” season centered on the months of February to April (inter-annual monthly average of 65 mm in February in Fort-de-France) and a humid or “rainy” season centered on the months of July to October (interannual monthly average of 255 mm in September in Fort-de-France) coinciding with the cyclone season. The trade

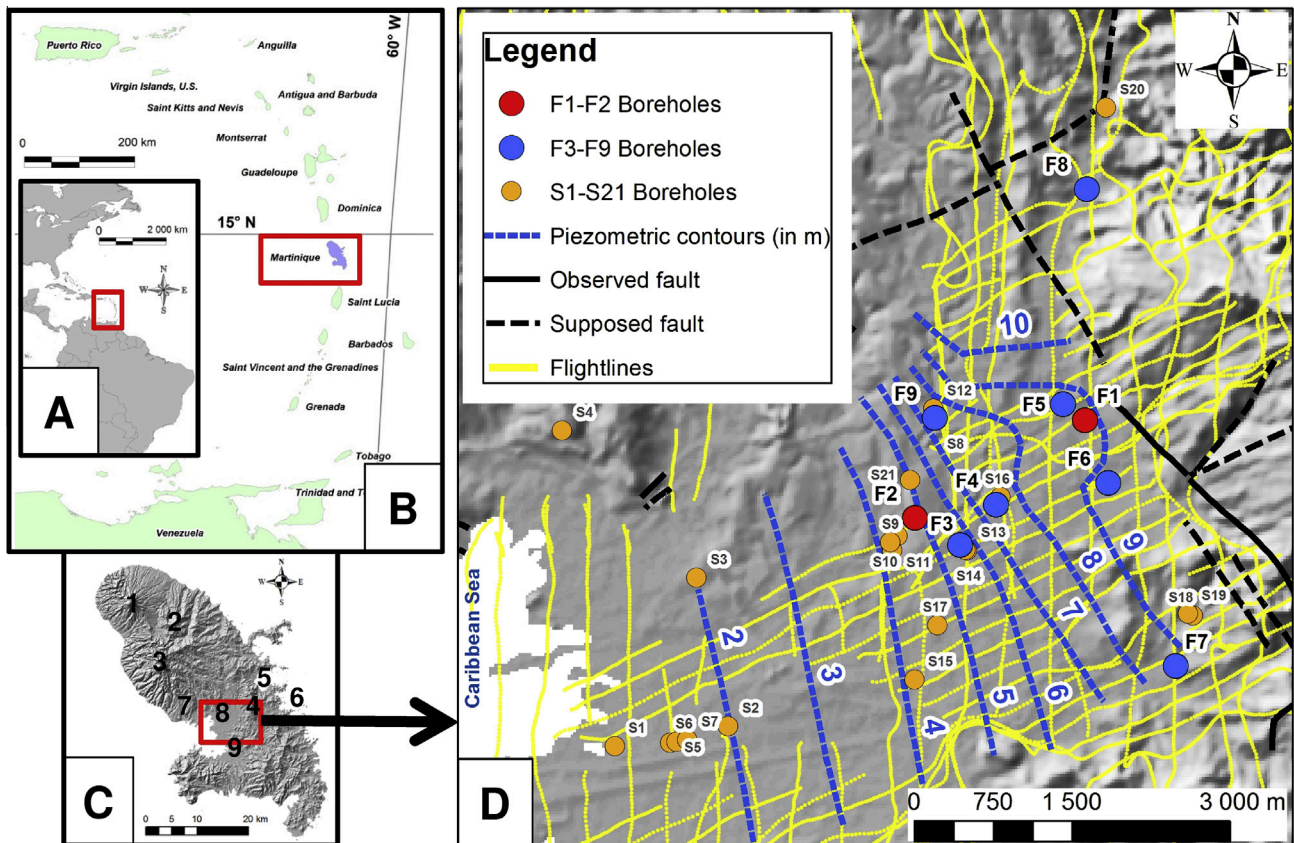


Fig. 1. Location of the island of Martinique: (A) on the scale of the America and (B) on the scale of the Lesser Antilles. (C) Location of the study on Martinique and position of: (1) Mont Pelée, (2) Piton Lacroix, (3) Jacob's Hill, (4) Pitault Hill, (5) Robert's Bay, (6) François's Bay, (7) Fort-De-France city, (8) Lamentin City and (9) Rivière Salée City. (D) Location of boreholes, piezometric map of the Lamentin aquifer (Vittecoq et al., 2007a), location of flight lines (Deparis et al., 2014) and location of faults from the BRGM geologic map (Westercamp et al., 1990).

winds (winds blowing from the east) and the relief strongly affect the spatial distribution of rainfall. Average annual precipitation is less than 1500 mm per year in the low-relief zones of the south and east of the island; precipitation increases sharply with altitude to reach 5000 mm per year at the summits.

Average annual evapotranspiration (ETP) is 1670 mm at Fort-de-France; it decreases with increasing altitude (-67 mm/100 m) because temperature decreases with altitude and insolation decreases due to higher nebulosity. ETP is thus about two times weaker on the island's summits. The ETP decrease with altitude is also more intense during the wet season than in the drier and cooler period (lenten).

Estimates of effective rainfall (Peff) and of actual evapotranspiration (ETP) were calculated by hydrologic balance using Thornthwaite's model (Vittecoq et al., 2010). The average annual value of effective rainfall at the island scale is 1189 mm and that of ET is 1272 mm. As expected, effective rainfall shows higher spatial variability (standard deviation: 1063 mm) than ETP (standard deviation: 238 mm).

Seasonal thermal variation is relatively low; it is less than the diurnal amplitude. Extreme annual temperatures (Albert and Spieser, 1999) range between 18 °C and 32 °C at Fort-de-France (January averages: 21 – 27 °C; September averages: 24 – 30 °C).

2.2. Geology

Construction of the Lesser Antilles island arc, which consists of about 20 principal islands, results from the subduction of the Atlantic Plate beneath the Caribbean Plate. Martinique is the

largest volcanic island; its oldest formations visible in outcrop date from the Oligocene (24 Ma to 25 Ma) (Westercamp et al., 1989). The island was built up by alternating periods of volcanic activity and rest followed by erosion (Westercamp et al., 1989; Germa et al., 2011), and is characterized by the presence of about ten principal volcanic edifices whose products are generally superimposed. Deposits are characteristic of island arc volcanism with hyaloclastites (associated with submarine activity), basaltic and andesitic lavas (associated with shield volcano), andesitic lava flows, dacitic and andesitic domes, pyroclastics (associated with stratovolcano), and associated weathering products (conglomerates, lahars, etc.).

A portion of the geologic map of Martinique (Westercamp et al., 1990) is presented in Fig. 2A and two cross sections (Fig. 2B) summarize the geologic context of the Lamentin plain. The first cross section (Fig 2B: C-I) is perpendicular to the coast; it passes between boreholes (F1 and F2) where pumping tests were conducted. The second cross section (Fig. 2B: C-II) is parallel to the coast, about 5 km inland; it intersects borehole F4, located between boreholes F1 and F2.

The geologic formations encountered, from the oldest to the most recent (Westercamp, 1982; Westercamp et al., 1989; Germa et al., 2011) are described below. (1) Hyaloclastites Hm2a (16 Ma) largely reworked as tuffites make up the substratum of the Lamentin plain. This volcano-sedimentary ensemble is related to the submarine volcanic chain of Vauclin-Pitault, the largest volcanic structure of Martinique (by volume and extent). (2) An enormous ensemble of massive basaltic flows ($\rho\beta m2a$) poured from the eastern margin around 14.8 Ma on top of the western flank of the

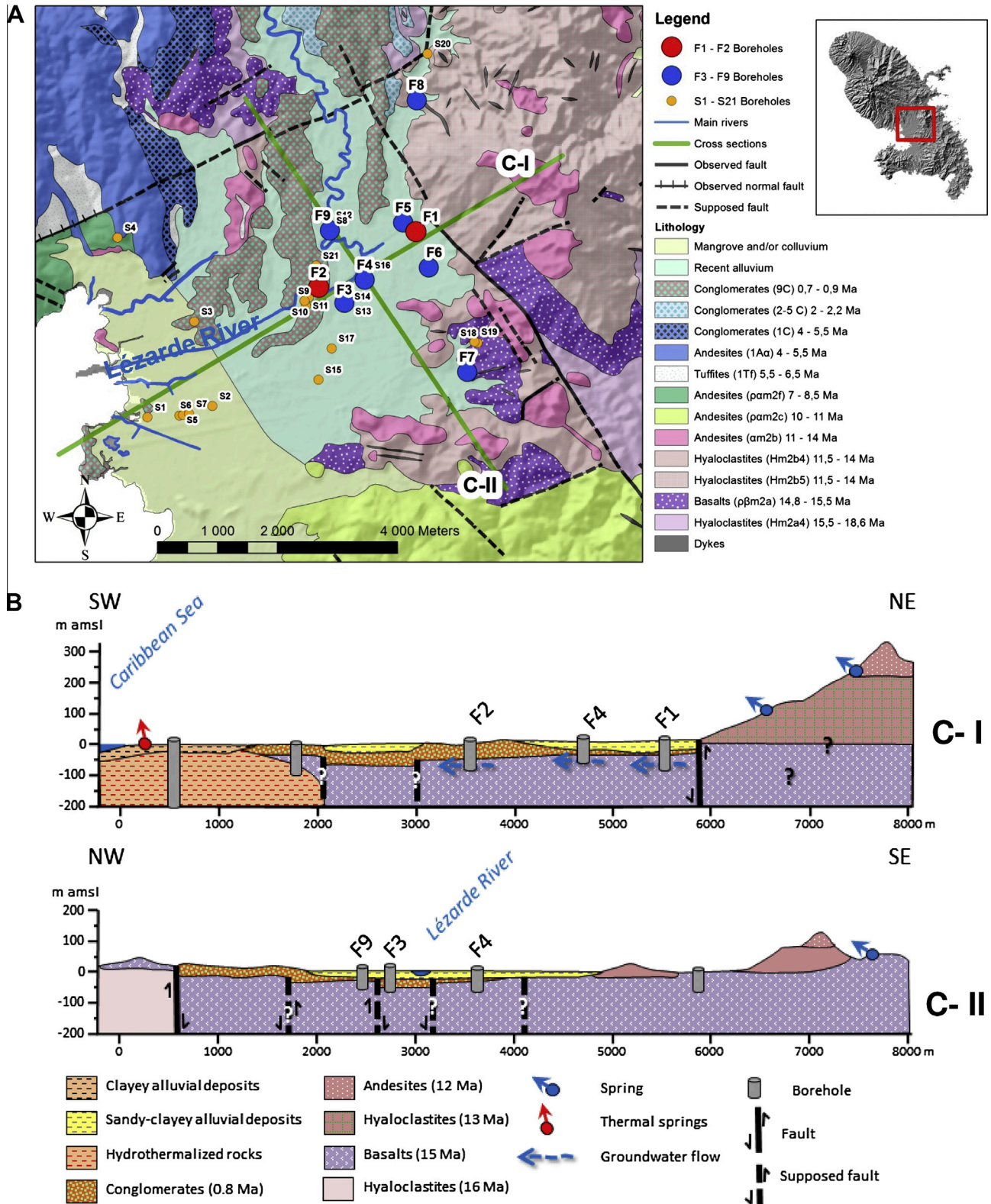


Fig. 2. (A) Geological map of the central part of Martinique based on the BRGM geologic map (Westercamp et al., 1990) and (B) geological cross sections based on the geological map and available borehole geological logs.

submarine volcanic relief. (3) Later, and partially on top of these basalt flows, the major episode of the Vauclin-Pitault submarine volcanism occurred between 4 Ma and 12 Ma. These Hm2b hyaloclastites have a “green breccia” facies, a hard rock composed of massive lapilli that contains foreign lithic elements plucked from

the substratum. These hyaloclastites constitute the Morne Pitault, located at the junction of NW–SE and N–S fissural faults. (4) For about the next 11 Ma, the Lamentin plain sector underwent no further volcanic activity because edifices construction continued elsewhere: first in the southwestern part of the island before

migrating toward the north and culminating in the construction of Mount Pelée (0.3 Ma before today). Even so, weathering and erosion products from edifices located upstream had to pass through the Lamentin plain. The Lézarde River (Fig. 2), a principal river that has been flowing across the plain for several million years, ensures the transit of these products. Thus conglomerates (9C; 0.8 Ma) rich in weathered andesite blocks are commonly observed in outcrop and in some boreholes. The thickness of these recent surface formations often exceeds 20–25 m.

The Lamentin plain may have been formed by NE–SW then NW–SE-trending faults that were successively active during the Pleistocene (Chovelon, 1984a,b; Andreieff et al., 1989; Westercamp et al., 1989; Sanjuan et al., 2002). N–S trending faults not indicated on the geologic map may also have affected the ensemble in the eastern part of the island (Grunevald, 1965). Recent work done by Gadalia et al. (2014) shows that the successive tectonic phases were oriented as follows: (1) N10°E, (2) N120–130°E, and (3) N140–150°E. A NW–SE-oriented graben system has also been described near Rivière-Salée, a few kilometers south of the Lamentin plain.

Beyond this knowledge, several unknowns remain to be resolved regarding the geologic structure of the Lamentin. Hydrogeologic data collected in the boreholes presented in Figs. 1 and 2 and in Table 1 show that the principal aquifer is composed of $\rho\beta m2a$ basalts. However, the extent and thickness of these basalts remains poorly constrained at this time. In addition, considering the long period of erosion (≈ 11 Ma) that followed the emplacement of these basalts, the morphology of the roof of the basalts and the nature of underlying volcano-sedimentary formations remains to be defined. Finally, the role of tectonics on the structure of the $\rho\beta m2a$ basalts and the precise position of faults need to be better characterized. The sparse data available until now make it impossible to locate them with precision; uncertainties are on the order of a hundred meters. As a result, it is impossible to have a view of the whole or to describe its role in groundwater flow.

2.3. Hydrogeology

The Lamentin aquifer, composed of basalts $\rho\beta m2a$ (in Fig. 2), was discovered during the 1970s as a result of drilling programs (Cottez and Deneufbourg, 1970; Cottez, 1971, 1972, 1973). It was considered one of the most important aquifers of Martinique, with a productivity of 5.5 Mm³/year to 6.5 Mm³/year. However, this resource has never been exploited for agricultural, industrial, or potable water supply uses.

There is little information about the porosity of the aquifer and of fissure and fracture characteristics (distribution, density, volume...). They are not known because this geological formation is not visible on the outcrop (without weathering) and because boreholes have mainly been made with destructive drilling (Bottom-hole percussion drilling). The precise lateral extent of the aquifer is also not clearly defined, and its thickness (estimated at less than 30–40 m) is uncertain because its base has not been penetrated by any borehole. Therefore, existing data doesn't allow realizing an aquifer thickness or aquifer base map. The aquifer is covered by conglomerates (9C) and argillaceous alluvium that form a semipermeable layer that confines the aquifer, and whose hydraulic conductivity/permeability was not known. A surficial aquifer, between 10 m and 20 m thick, has also been identified within the alluvium and volcano-sedimentary argillo-sandy deposits (9C). This layer is unconfined and is in hydrodynamic equilibrium with the Lézarde River (Marsac and Barat, 2006).

Fig. 1D shows a piezometric map of the Lamentin aquifer (in permanent regime, not influenced by pumping) constructed by Vittecoq et al. (2007a) using piezometric levels measured in 18 boreholes (asynchronous data). Groundwater flows from northeast

to southwest. Hydraulic gradients are low (between 1‰ and 2‰); the lowest gradients are observed near the bay of Fort-de-France, downstream. The aquifer is supplied from the east and north but in ways that remain to be defined, considering the lack of piezometric data in “upstream” sectors.

Seasonal variations of the piezometric level of the Lamentin aquifer have been monitored under natural conditions (not influenced by pumping tests) with an automatic monitoring device installed in borehole F3 since 2006 (Fig. 3). For the period 2006–2014, the maximum level was 6.33 m amsl and the minimum level was 4.41 m amsl; the interannual maximum interval was 1.92 m. The aquifer has annual dynamics and well-defined seasonal cycles whose fluctuations are generally less than 1 m. High levels coincide with the rainy season from September to December and low levels are most intense in the dry season between April and July. Interannual average rainfall on the plain is 2230 mm and the interannual average effective rainfall is 760 mm (Vittecoq et al., 2010). Transmissivity values calculated by Cottez (1971, 1972, 1973) and Marsac and Barat (2006), in wells where pumping tests were conducted range between $9.4 \cdot 10^{-5}$ m²/s and $8.3 \cdot 10^{-3}$ m²/s (Table 1).

Several questions remain as to the hydrogeological functioning of this aquifer. Is the geological and tectonic structure of the aquifer the cause of the heterogeneous hydrodynamic parameters and if so, how does it affect flow? Given the low hydraulic gradient of this coastal aquifer, is the aquifer at risk of saline intrusion if it is pumped?

3. Methods

The method proposed in our study is based on a multidisciplinary approach that involves geology, pumping tests, piezometric monitoring, and a helicopter-borne geophysical survey (TDEM resistivity and total magnetic intensity). The goal of combining these data is to improve our understanding of aquifer structure and to show the impact of tectonics on hydrogeological functioning.

3.1. Borehole database

The geological description of the Lamentin aquifer (presented in Section 2.2) relies in particular on existing boreholes. The database (synthesized in Table 1) contains the principal geological and hydrogeological data available from 30 boreholes (location, altitude, depth, water level, geologic section, borehole technical characteristics, transmissivity, pumping test flowrate...) as well as geophysical data (resistivity of each geological unit) as described in chapter 3.3. A lithostratigraphical classification has been made to help borehole descriptions and correlations with geophysical and hydrogeological characteristics. Table 1 shows, for each borehole, if encountered, the depth interval of alluvium, conglomerates, basalt's alterites, basalts and hyaloclastites.

3.2. Long term pumping tests and associated monitoring

The aim of our study is to show the influence of the geological structure on aquifer compartmentalization. We used data from two pumping tests to characterize flow regimes and aquifer hydraulic properties. A long duration pumping test of 15 months conducted between 2006 and 2007 in borehole F1 and a second pumping test, 120 h duration in 2008, in borehole F2.

Data interpretation was conducted in two phases. Firstly, we used the log–log diagnostic plot (also called log-derivative or logarithmic derivative) developed by Bourdet et al. (1983), Ehlig-Economides (1988), Bourdet and Ayoub (1989), Spane and

Table 1
Boreholes database.

National number	This paper number	City	Locality	X (m) in WGS84	Y (m) in WGS84	Altitude (m)	Borehole depth (m)	Water level depth (m)	Piezometric level (m amsl)	Drilling/Borehole diameter (m)	Casing diameter (m)	Depth of screen interval (m)	Drilling year	Alluvium depth (m)	Conglomerates (9C) depth (m)	Basalt's alterites depth (m)	Basalts depth (m)	Altitude of the top of the basaltic aquifer (m amsl)	Hyaloclastites depth (m)	Aquifer main lithology	Distance between borehole and nearest TDEM sounding (m)	Alluvium resistivity (ohm.m)	Conglomerates 9C resistivity (ohm.m)	Alterites resistivity (ohm.m)	Basalt resistivity (ohm.m)	Pumping test yield (m ³ /h)	Transmissivity (m ² /s)
1179ZZ0069	F1	Le Lamentin	Petit Morne	718426	1617329	11.73	70	3.6	8.13	0.550	0.300	30-60	1973	0-28	28-33	33-35	35-70	-23	-	Basalts	52	30-11	-	-	13	110	7.5E-03
1179ZZ0202	F2	Le Lamentin	Place LAF1 D'armes - Tiraille 202	716809	1616399	12	75.5	9.25	2.75	0.550	0.300	50-73	1988	-	0-50	-	50-75.5	-38	-	Basalts	>150	-	-	-	-	57	9.0E-04
1179ZZ0039	F3	Le Lamentin	Habitation Ressource F3	717236	1616139	10.65	55	5.48	5.17	0.116	0.076	45-55	1971	0-20	20-48	-	48-55	-37	-	Basalts	34	24-12	7	-	ow	3.0E-04	
1179ZZ0070	F4	Le Lamentin	Habitation Ressource LAF2	717579	1616524	11.34	55	4	7.34	0.550	0.300	31-60	1973	0-23	-	23-36	36-55	-25	-	Basalts	26	23-10	-	-	8	86	4.0E-03
1179ZZ0294	F5	Le Lamentin	Petit Morne - LAS6	718218	1617481	11.6	32	3.66	8.31	0.145	0.080	21-30	2005	0-21	22-32	-	-	-	-	Conglomerates	142	2	-	-	-	-	-
1179ZZ0293	F6	Le Lamentin	Habitation Ressource - LAS5	718644	1616731	8.6	42	Artesian well	9.03	0.145	0.080	15-36	2005	0-18	-	19-24	25-42	-16	-	Basalts	58	6	-	-	24	-	8.3E-03
1179ZZ0157	F7	Ducos	Bois Rouge CRS2	719286	1614989	8.65	50	Artesian well	-	0.116	0.100	15-50	1980	0-8.5	-	8.5-31	31-50	-22	-	Basalts	140	12	-	6	47	8	5.8E-04
1179ZZ0158	F8	Le Lamentin	Sarrault	718442	1619523	19	45	1.5	17.50	0.14	0.116	15-45	1980	0-5	-	-	-	-	5-45	Hyaloclastites	53	-	-	12	29	3.3	1.8E-05
1179ZZ0037	F9	Le Lamentin	Stade Place d'Armes	716996	1617349	14.27	50	6.6	7.67	0.500	0.300	38-50	1971	0-21	-	21-32	32-50	-18	-	Basalts	84	11-14	-	-	22	36	1.5E-04
1178ZZ0252	S1	Le Lamentin	Ancienne Poterie	713956	1614229	1	81	-	-	0.130	-	-	1969	0-26	26-75	-	75-81	-74	-	Basalts	92	3	-	-	-	-	-
1178ZZ0253	S2	Le Lamentin	Canal Carrère	715036	1614419	2	100	-	-	0.130	-	-	1969	0-46	46-100	-	-	-	-	Conglomerates	>150	-	-	-	-	-	-
1178ZZ0337	S3	Le Lamentin	E.M.B.G.	714736	1615829	5	50	3	2.00	0.140	0.100	?	1970	-	0-39	39-40	40-50	-35	-	Basalts	>150	-	-	-	-	-	-
1178ZZ0436	S4	Le Lamentin	Rhumerie Bacardi	713456	1617229	35	40	14.4	20.60	0.410	0.300	14-45	1972	-	-	0-12	12-40	23	-	Andesites	>150	-	-	-	-	2	1.0E-05
1178ZZ0680	S5	Le Lamentin	Remblai aviation générale	714486	1614259	2.5	20.1	0.24	2.26	0.170	0.140	0-7	1975	0-12	12-20	-	-	-	-	Alluvium	>150	-	-	-	-	-	-
1178ZZ0682	S6	Le Lamentin	Remblai aviation générale	714546	1614269	2.5	15.25	0.2	2.30	0.150	0.140	0-10	1975	0-14.8	14.8-15.25	-	-	-	-	Alluvium	>150	-	-	-	-	-	-
1178ZZ0685	S7	Le Lamentin	Remblai aviation générale	714646	1614289	2.5	19	0.9	1.60	0.150	0.140	0-7	1975	0-13.5	13.5-19	-	-	-	-	Alluvium	>150	-	-	-	-	-	-
1179ZZ0023	S8	Le Lamentin	Stade Place d'Armes	716986	1617349	14.42	69.6	7	7.42	0.096	0.032	33-69	1970	0-20	20-30	30-38	38-69	-24	-	Basalts	94	11-14	-	-	22	3.42	4.0E-04
1179ZZ0033	S9	Le Lamentin	Habitation Ressource	716576	1616169	4.5	59	0.4	4.10	0.116	0.076	41-59	1971	0-19	19-39	39-47	47-59	-35	-	Basalts	>150	-	-	-	-	ow	1.0E-03
1179ZZ0034	S10	Le Lamentin	Habitation Ressource	716646	1616229	6.96	59	-	-	0.116	0.076	50-59	1971	0-15	15-41	41-47	47-59	-40	-	Basalts	>150	-	-	-	-	ow	9.0E-04
1179ZZ0035	S11	Le Lamentin	Ressource	716596	1616089	4.5	58	0.2	4.30	0.500	0.300	44-59	1971	0-19	19-44	-	44-58	-40	-	Basalts	>150	-	-	-	-	36	8.0E-04
1179ZZ0036	S12	Le Lamentin	PLACE D'ARMES	716986	1617439	13.68	50	6.3	7.38	0.096	0.076	38-50	1971	?	?	?	47-50	-33	-	Basalts	88	-	-	-	24	-	-
1179ZZ0038	S13	Le Lamentin	Ressource	717306	1616089	9.93	54	5.7	4.23	0.116	0.076	42-54	1971	0-25	25-43	-	43-54	-33	-	Basalts	13	16-11	9	-	24	ow	3.0E-04
1179ZZ0040	S14	Le Lamentin	Ressource	717291	1616094	10	54.5	4.7	5.30	0.500	0.300	42-54.5	1971	0-23	-	23-41	41-54.5	-31	-	Basalts	24	16-11	-	9	24	14	3.0E-04
1179ZZ0041	S15	Le Lamentin	Lareinty	716806	1614859	6.26	53	2.17	4.09	0.096	0.076	?	1971	0-21	21-43.5	-	43.5-53	-37	-	Basalts	57	23-14	8	-	41	-	-
1179ZZ0071	S16	Le Lamentin	Habitation Ressource LAS3	717626	1616599	11.6	55	?	-	0.116	0.076	?	1973	0-29	-	29-32	32-55	-20	-	Basalts	89	13-15	-	-	10	8.1	1.5E-03
1179ZZ0072	S17	Le Lamentin	Habitation Ressource LAS4	717026	1615379	12	55	?	-	0.116	0.076	?	1973	0-38.5	38.5-47	-	47-55	-35	-	Basalts	11	19-13	-	-	70	6.9	7.4E-04

Table 1 (continued)

National number	This paper number	City	Locality	X (m) in WGS84	Y (m) in WGS84	Altitude (m)	Borehole depth (m)	Water level depth (m)	Piezometric level (m amsl)	Drilling/Borehole diameter (m)	Casing diameter (m)	Depth of screen interval (m)	Drilling year	Alluviums depth (m)	Conglomerates (9C) depth (m)	Basalt's alterites depth (m)	Basalts depth (m)	Altitude of the top of the basaltic aquifer (m amsl)	Hyaloclastites depth (m)	Aquifer main lithology	Distance between borehole and nearest TDEM sounding (m)	Alluvium resistivity (ohm.m)	Conglomerates 9C resistivity (ohm.m)	Alterites resistivity (ohm.m)	Basalt resistivity (ohm.m)	Pumping test yield (m ³ /h)	Transmissivity (m ² /s)
1179ZZ0100	S18	Ducos	Forage de Croix Rivail	719456	1615469	12.5	40	2.4	10.10	0.140	0.100	24–40	1977	0–6	–	6–28	28–40	–16	–	Basalts	102	–	5	8	21	5	2.0E–04
1179ZZ0147	S19	Ducos	Croix Rivail CRF1	719406	1615489	18	50	Artesian well	–	0.220	0.165	30–50	1979	0–10	–	–	10–50	8	–	Basalts	>150	–	–	–	–	33	6.0E–04
1179ZZ0159	S20	Le Lamentin	Fond Giraumont	718626	1620299	20	39	Artesian well	–	0.145	0.110	?	1980	–	–	–	–	–	0–39	Hyaloclastites	>150	–	–	–	–	9	5.0E–04
1179ZZ0203	S21	Le Lamentin	Place D'armes – Tiraille 203	716766	1616761	15	60.8	10.5	4.50	0.700	0.300	30–58	1988	–	0–30	30–41	41–60	–26	–	Basalts	>150	–	–	–	–	–	8.0E–05

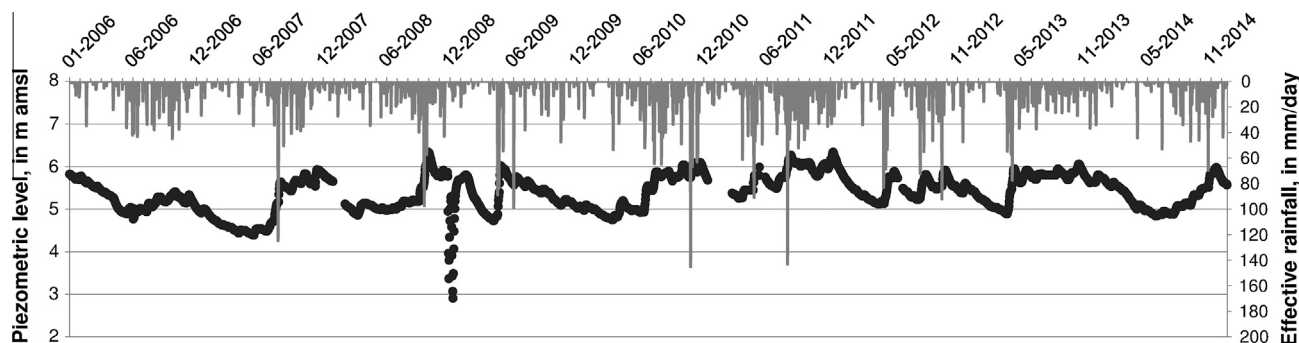


Fig. 3. F3 piezometric level and effective rainfall monitoring of the Lamentin aquifer between 2006 and 2014. Data are missing on three part of the piezometric monitoring (17/01/2008 to 22/02/2008, 18/12/2010 to 23/02/2011 and 09/06/2012 to 22/06/2012) because of equipment failure. The piezometric level decrease observed in December 2008 is the impact of the pumping in F2 borehole.

Wurstner (1993) and Renard et al. (2009) to identify flow regimes during the pumping test and to help in the identification of the most appropriate analytical solution (Renard, 2005; Renard et al., 2009). Bourdet et al. (1983), consider that pumping test analysis based on pressure differential is more sensitive and accurate than analysis based only on pressure data. In some cases (radial flow) the diagnostic can also directly be used to estimate aquifer transmissivity. This methodology, based on a hydrodynamic analysis of derivative drawdown, facilitates the identification of the conceptual model (Renard et al., 2009) without preliminary or “a priori” hypothesis of the aquifer structure. Derivative curves were computed numerically based on the algorithm proposed by Bourdet and Ayoub (1989) and type curves are used for determining flow regimes (Bourdet et al., 1983; Ehlig-Economides, 1988; Bourdet and Ayoub, 1989; Spane and Wurstner, 1993; Renard, 2005; Renard et al., 2009; Dewandel et al., 2014). This method allows a hydrodynamic analysis and, based on the results, we are geared toward the adapted analytical solution. For example, this methodology has been successfully applied for hydrodynamic characterization of hard rock aquifer (Dewandel et al., 2011, 2014; Roques et al., 2014).

Secondly, based on the logarithmic derivative diagnostic, the most accurate analytical solution was used in order to estimate hydrodynamic parameters and to calculate simulated drawdown. To this end a simultaneous double fitting on both drawdown and derivative drawdown is applied.

3.2.1. F1 Very long-term pumping test (437 days)

The first pumping test was conducted in borehole F1 (Figs. 4 and 5) over a period of 15 months (437 days from 2 May 2006 until 13 July 2007) at a flowrate ranging from 70 m³/h to 90 m³/h (average discharge: 80 m³/h). This pumping test was begun at the end of the dry season in 2006 to make it possible to monitor the impact of recharge during the rainy season (2006) on the aquifer level and to monitor the impact of withdrawal during an entire dry season (2007). The pumping flowrate initially set at 80 m³/h was increased, following a decision of CACEM (the urban community administration) to test a higher pumping flowrate, to about 90 m³/h beginning in the month of November 2006 and continuing until the month of February 2007. Between the months of February and May 2007, the pumping flowrate was reduced to 80 m³/h (following a decision of CACEM). In June 2007, the pumping flowrate was voluntarily reduced to 70 m³/h to prevent dewatering of the in-place pump (located at a depth of 25 m).

The analysis of effective rainfall records calculated over the entire pumping duration (Figs. 4 and 5) shows relatively low effective rain during the first three months of pumping (217 mm from May to July) then clearly higher from August to December 2006

(726 mm), consistent with piezometric levels observed in monitoring well F3 (Figs. 3 and 5).

Piezometric levels were monitored (Figs. 4 and 5) in well F1 and in seven wells: F2–F8 (location indicated in Figs. 1D and 2B). Wells F1–F7 intersect basalt $\rho\beta m2a$ and well F8 intersect hyaloclastites located upstream (Hm2b). The recovery was monitored for two months in the same boreholes.

3.2.2. F2 pumping test (5 days)

The second pumping test was conducted in well F2 and lasted five days (from 19 to 24 December 2008) with an average flowrate of 30 m³/h (pump located at a depth of 40 m). Piezometric levels were monitored in well F2 and in four others boreholes (F1, F3, F4, and F9; location indicated in Figs. 1D and 2B).

In 2008 the rainy season began at the beginning of June and ended at the beginning of December (1500 mm of rain during this period) with a net rise of piezometric levels in September and October (Fig. 3). In November and December, the levels began to decrease; the initial piezometric level prior to the beginning of pumping was within the interannual average. In addition, there was no effective rain during the 15 days preceding pumping or during pumping, except the last day (i.e. 15 mm of effective rain on 24 December 2008), which had no significant effect on the aquifer level.

3.3. Helicopter-borne resistivity and magnetic survey

A helicopter-borne TDEM and magnetic survey was conducted by BRGM over the entire island of Martinique in February and March 2013 with SkyTEM 304 system for a total of 3700 km of flight lines. The survey was intended for tectonic, geological and hydrogeological purposes; it was flown in the N–S direction with a 400 m line spacing, locally reduced to 100–200 m spacing in other direction such as in the Lamentin area (direction WSW–ENE, Fig 1D). The spacing between each EM sounding along the flight lines is approximately 30 m and the ground clearance height of the loop was on average of 64 m, due to the variable topography of the island.

The Time Domain Electromagnetic Method (TDEM) uses eddy current induction to image electrical conductivity in the subsurface (Ward and Hohmann, 1988). SkyTEM is a helicopter-borne TDEM system (Sørensen and Auken, 2004) developed by the Hydro Geophysics Group of Aarhus (Denmark) for hydro-environmental investigations. This system operates in a dual transmitter mode. The low moment with a magnetic moment of approximately 2,826 Am² and time gates from 11 μ s to 1 ms provide early time data for shallow imaging; the high moment with a magnetic moment up to 144,440 Am² and time gates from 109 μ s to

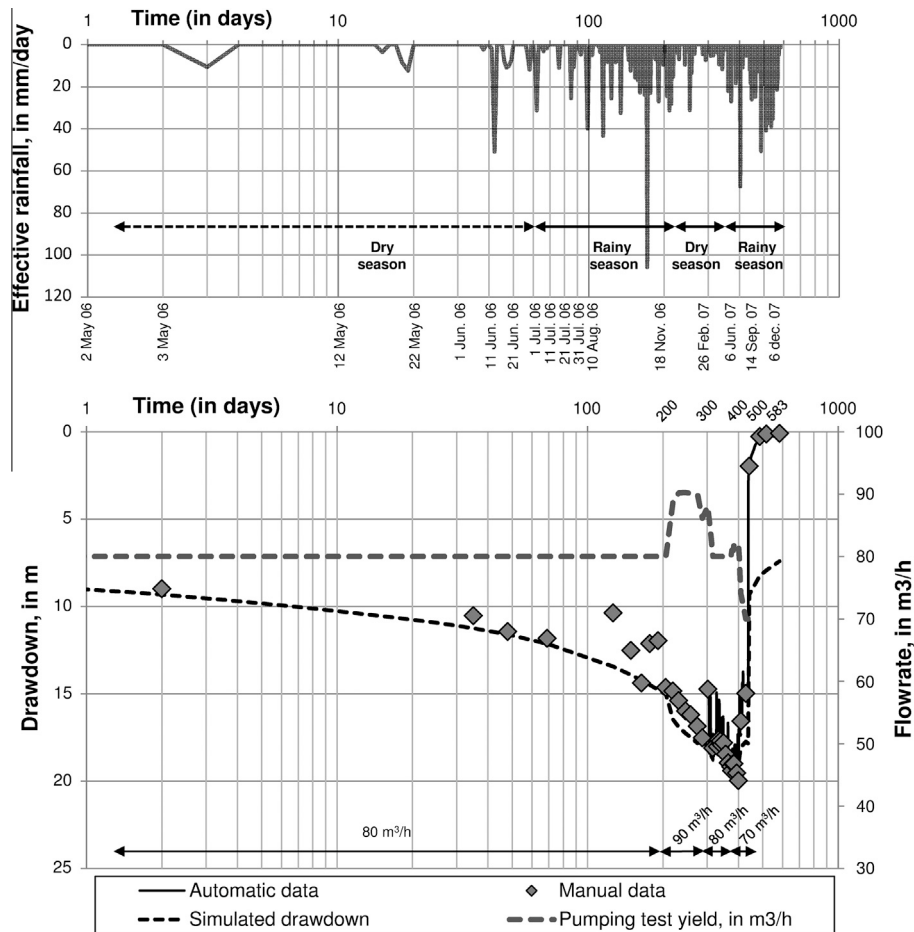


Fig. 4. F1 very long duration pumping test (15 months, from 2 May 2006 until 13 July 2007 at a flowrate ranging from 70 to 90 m³/h)). Top: Effective rainfall during pumping test. Bottom: Observed and modeled drawdowns and flowrate fluctuations during pumping test.

8.9 ms makes it possible to measure later time data for deep imaging. The method's depth of investigation depends on the emitted magnetic moment, the bandwidth used, subsurface conductivity, and signal/noise ratio (Spies, 1989).

GPS position and tilts were processed using standard filters (Auken et al., 2007, 2009). The ground clearance of the loop was obtained by degrading the available 1 m digital elevation model to a 25 m grid (consistent with the AEM footprint) and subtracting it from the DGPS elevation; we did not use data from the laser because it proved to be biased in this topographic environment. This environmental study was conducted in an area of human activity; therefore, particular attention was paid to properly remove noise from the TDEM data. Data were processed with a singular value decomposition filter (Reninger et al., 2011). In addition, manual editing was done primarily to remove galvanic coupling noises. Data were then inverted using the Spatially Constrained Inversion algorithm (SCI) (Viezzoli et al., 2008) within Aarhus Workbench software package (v. 4.2.7). Each EM decay was interpreted as a 1-D earth model (sounding) divided into n layers, each layer defined by a thickness and an electrical resistivity. During the inversion, constraints are applied vertically and spatially on nearby soundings (independently of flight-line and ground clearance) as a degree of freedom around the processed value. Results were obtained with both a smooth (21 layers) inversion and a few layer (5 layers) inversion. The five-layer inversion better discriminates geological interfaces and resistivity but is less effective in imaging

complex geological structures. The depth of investigation (DOI) is also computed as part of the inversion (Christiansen and Auken, 2012). The average DOI is 150 m for our study site.

For each inversion (smooth/robust), a 3-D resistivity model was built on the basis of 1D resistivity models. The 1D resistivities were interpolated with a cell size of 50 m × 50 m by kriging within depth slices. These depth slices were then stacked into a 3-D model. The 3-D model enables flexible extraction of 2-D resistivity profiles and straightforward display of iso-resistivity surfaces.

In addition to TDEM measurements, magnetic data were acquired. Magnetic recordings were taken during TDEM off-time periods, every 0.3 s approximately, at a 50 Hz sampling rate. After de-spiking, the data were stacked, resulting in a standard 10 Hz sampling rate, and interpolated to fill the gaps during on-time EM measurements. Magnetic data processing was compensated for diurnal variations, subtracting data measured at a fixed ground base from the data measured in flight. Lag and heading effects were also corrected for. No leveling was required because geological magnetic anomalies were strong, thus levelling errors were negligible. Prior to gridding, the data were also corrected for regional components using the IGRF (International Geomagnetic Reference Field) model: a grid cell size of 100 m was used. Standard total magnetic intensity grids and residual and reduced to the pole grids were derived. To emphasize subtle local surficial magnetic contrasts, we further processed the data to obtain vertical and horizontal gradients, analytical signal grids, and tilt derivatives. All

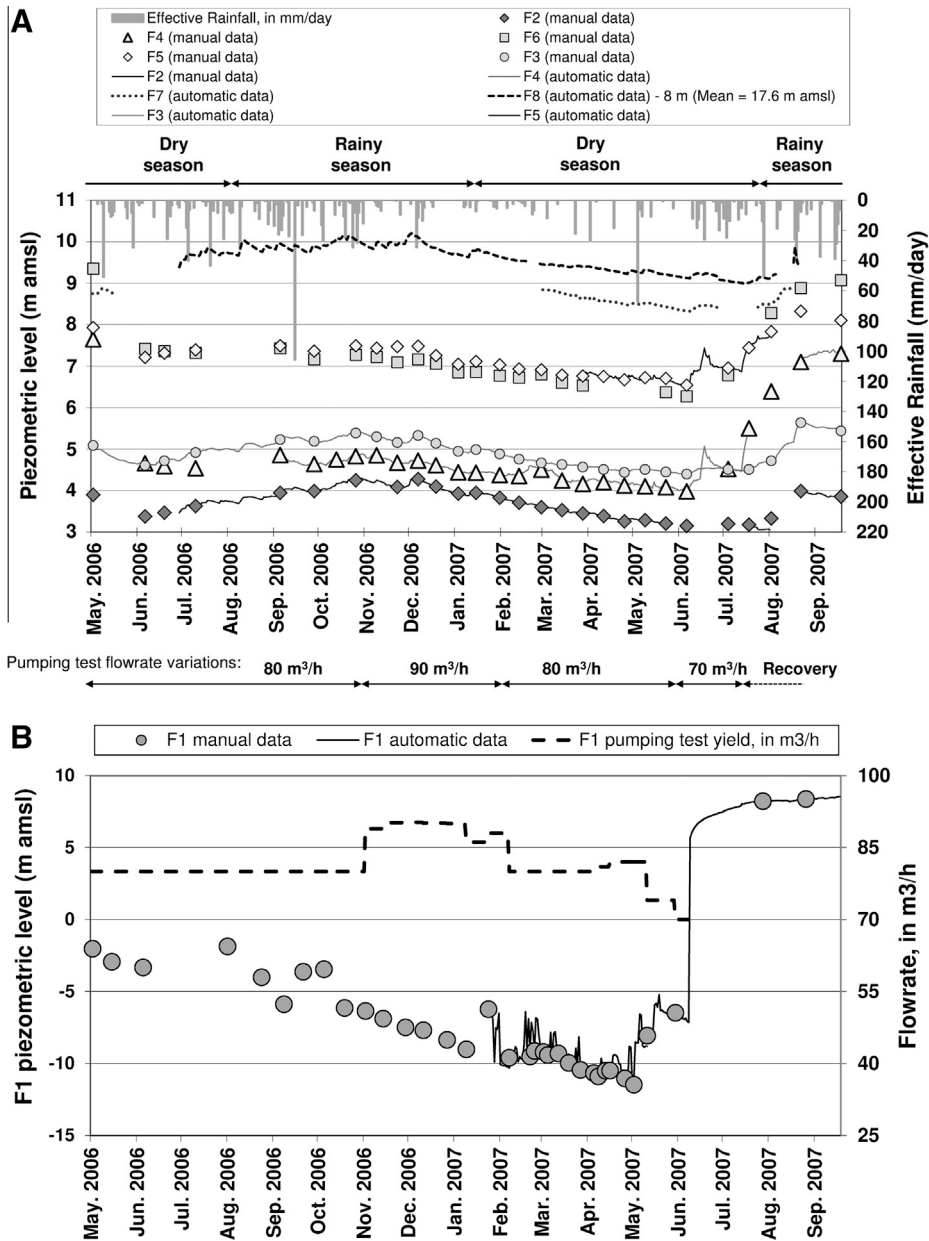


Fig. 5. (A) F2–F8 observation wells drawdown and build-up induced by (B) F1 long duration pumping test, from 2 May 2006 until 13 July 2007 at a flowrate ranging from 70 to 90 m³/h.

grids were further analyzed in a GIS to decipher local magnetic discontinuities. All grids were displayed in a GIS and visually analyzed in order to locate/trace local magnetic discontinuities.

4. Results

4.1. Hydrodynamic characterization of the aquifer

4.1.1. F1 very long-term pumping test (437 days)

- Drawdown evolution's in F1 pumping well and in observation wells F2–F8

Figs. 4 and 5 show the evolution of drawdown, discharge and effective rainfall as a function of time. Overall, drawdown in borehole F1 increased throughout the entire duration of pumping. In detail, several phases can be observed: (1) a strong drawdown at the beginning of pumping (9 m of drawdown in two days) due to

wellbore storage effects and large quadratic head losses; (2) increased drawdown on the order of +1.6 cm per day during the first 100 days; (3) decreased drawdown between 120 days and 200 days (September to November 2006), with a drawdown which at 205 days repeats in the previously described tendency; (4) increased drawdown between 220 days and 300 days (December 2006 to February 2007) on the order of +3.5 cm per day, the pumping rate increasing from 80 m³/h (between days 0 and 200) to 90 m³/h (between days 200 and 300); (5) a modification of increased drawdown on the order of +2.2 cm/day associated to the flowrate decrease between days 320 and 380 of pumping (80 m³/h from March to May 2007), i.e. 7 mm additional per day compared to the first 100 days of pumping where the flowrate was identical; (6) a new increase in drawdown on the order of +5 cm/day is observed during the period of 380–400 pumping days (June 2007), with a flowrate remaining constant at 81 m³/h; and finally (7) from 417 days to 437 days (end of June to beginning of

July 2007), the flowrate was decreased to 70 m³/h to prevent dewatering the well.

The drawdown evolution described above shows that, in spite of abundant effective rainfall (650 mm from August to November 2007, in other words, from the 100th to 200th pumping days) the aquifer level in borehole F1 rises only 2 m during the rainy season (normal period of aquifer recharge). With linear head losses of 2.5 m calculated for 80 m³/h and quadratic head losses of 5 m, recharge was not able to replace half of the stock of water removed during pumping. In addition, the striking increase of drawdowns as a function of time, and especially between days 200 and 400, suggests the presence of impermeable boundaries that laterally reduce flow. The aquifer tapped by well F1 thus appears constrained by its lateral extent and by limited recharge.

Fig. 5 show the piezometric levels of the seven boreholes monitored during pumping (F2–F8). Unfortunately, due to equipment failure, the piezometric monitoring in F7 borehole is incomplete. F8 situated 2.5 km upstream (N) in hyaloclastites aquifer show no evidence of the impact of pumping on piezometric levels. At the opposite, F2, F3, F4, F5, and F6 boreholes clearly reacted to the pumping test in F1 borehole. F4 and F6 are the boreholes with the most significant impact, while the impact is lower in F2 and F3 boreholes. As exposed for the F1 borehole, the effective rainfall, especially during the rainy season, is also not sufficient to compensate the stock of water removed during pumping for F4 and F6 boreholes, and also to a lesser degree, in borehole F5. On the contrary, this is not the case for F2 and F3 boreholes, whose piezometric levels during the rainy season are higher than before the beginning of the pumping test in F1. For these two boreholes, the recharge, from effective rainfall or from the aquifer upstream, is sufficient to compensate for the stock of water removed during pumping. Two sectors are then differentiated, in accordance with their hydrodynamic parameters calculated in previous studies, mainly in the 70s (Cottez, 1971, 1972, 1973). On one side F1, F4 and F6 show transmissivity values ranging between $4 \cdot 10^{-3}$ m²/s and $8 \cdot 10^{-3}$ m²/s (Table 1), whereas on the other side F2 and F3 show transmissivity values between $3 \cdot 10^{-4}$ m²/s and $9 \cdot 10^{-4}$ m²/s.

• Derivatives of normalized drawdowns

The derivative of the drawdowns was calculated on the recovery in borehole F1 to identify flow regimes in this compartment and to help in the identification of the most appropriate analytical solution to calculate hydrodynamic parameters of the aquifer. Fig. 6 shows the succession of observed flow regimes in F1: (i) from 0 to 700 min a negative slope of the derivative of about -0.5 , characteristic of spherical flow which suggest flows in a partially penetrating well; (ii) from 700 min to 2000 min: radial flow to the pumping well which aquifer transmissivity can be evaluated to $4 \cdot 10^{-3}$ m²/s; (iii) from 2000 to 20,000 min: a half slope of the derivative and then stabilization of the derivative, characteristic of reaching a first no-flow boundary, and possibility that an overlying aquitard layer is drained (slight “U” shape of the derivative); (iv) from 20,000 to 56,000 min: a positive slope of about 0.5 – 0.6 characteristic of channelized flow with an aquifer limited by two or three no-flow boundaries.

Analysis of flow regimes with the log-derivative diagnostic shows that the aquifer is limited in space at least laterally by two or three impermeable boundaries on each side of F1 (the modeling will give precision about the number of no-flow boundaries), and is situated in an aquifer topped by an overlying aquitard causing a leakage effect. The analysis of flow regimes by calculation of the derivative of drawdowns also makes it possible to define the most suitable interpretation method for estimating the hydrodynamic parameters of the aquifer.

• Simulated drawdown with analytical solution

The Hantush analytical solution (Hantush, 1964) for a leaky confined aquifer, in association with Hunt and Scott (2007) analytical solution, which makes it possible to integrate impermeable boundaries and a partially penetrating well, were used to estimate hydrodynamic parameters of the aquifer in the vicinity of the F1 borehole. Fig. 4 shows the result of the fitting between observed drawdown and simulated drawdown and Fig. 6 shows the result of the simultaneous double fitting between both normalized drawdown and normalized derivative drawdown and associated modeled data. Transmissivity evaluated in this way is $4.5 \cdot 10^{-3}$ m²/s and the storage coefficient is $5 \cdot 10^{-3}$. The other calibration parameters were $3 \cdot 10^{-6}$ m²/s (transmissivity) and 0.015 (storage) for the overlying aquifer, $4.5 \cdot 10^{-9}$ m/s for the permeability of the leaky horizon (arbitrarily of unit thickness), 70% for the ratio of the partially penetrating well, 20 for the ratio Kr/Kz (horizontal permeability/vertical permeability), and no-flow boundaries were at 900, 1500 and 13,000 min, corresponding to 440, 570 and 1700 m.

4.1.2. F2 5 days pumping test

The second pumping test was conducted in the compartment “F2–F3”. Fig. 7 shows the evolution of observed drawdowns in wells F2 and F3 through time.

Flow regimes shown by the log-derivative in well F2 (Fig. 8) are the following: (i) during the first 10 min, flow is characteristic of wellbore storage effect, (ii) from 10 to 30 min, the plateau corresponds to initial radial flow or to a transition phase between i and iii, (iii) from 30 to 400 min, the positive slope ($\approx +0.5$) is characteristic of channelized flow in a pseudo-vertical fracture, (iv) from 400 to 3000 min (50 h/2 days) the slope becomes almost nil, flow thus becomes circular radial (aquifer transmissivity can be evaluated to $2.5 \cdot 10^{-4}$ m²/s), and (v) beyond 3000 min, the drop in derivatives (slope ≈ -1) is characteristic of the presence of a permeable boundary.

The Gringarten et al. (1974) analytical solution, corresponding to a borehole intersecting a vertical fracture draining an aquifer from which a constant head boundary has been added, is used to modeled the pumping test. Aquifer transmissivity is thus evaluated at $2.4 \cdot 10^{-4}$ m²/s, with a half fracture length of 30 m, an anisotropy factor of transmissivity equal to 2 (T_y/T_x) and a constant head boundary at 2000 min.

Of the four boreholes monitored during pumping (F1, F3, F4, and F9) only well F3, located at a distance of 550 m, reacted after 100 min of pumping with a maximum drawdown of the order of 2.5 m at 7350 min (Fig. 7). The same analytical solution as F2 has been used (Gringarten et al., 1974 with a constant head boundary) was used to evaluate the hydrodynamic parameters of induced drawdowns in well F3 during pumping in well F2. Transmissivity is $4 \cdot 10^{-4}$ m²/s, the storage coefficient is $2.2 \cdot 10^{-4}$, a half fracture length of 300 m, an anisotropy factor of transmissivity equal to 2 (T_y/T_x) and a permeable boundary appears to begin at 6000 min. The distance to the permeable boundary calculated from these hydrodynamic parameters is between 1200 m and 1300 m from well F2. This permeable boundary may indicate the boundary between two compartments that have distinct hydrodynamic properties: the transmissivity and storage coefficient of the compartment located upstream may be much higher than that of the downstream compartment.

4.2. Piezometric maps of induced drawdowns by pumping in F1 and F2

Fig. 9 shows the piezometric levels measured at the end of each pumping test prior to turning off the pumps. Pumping in well F1

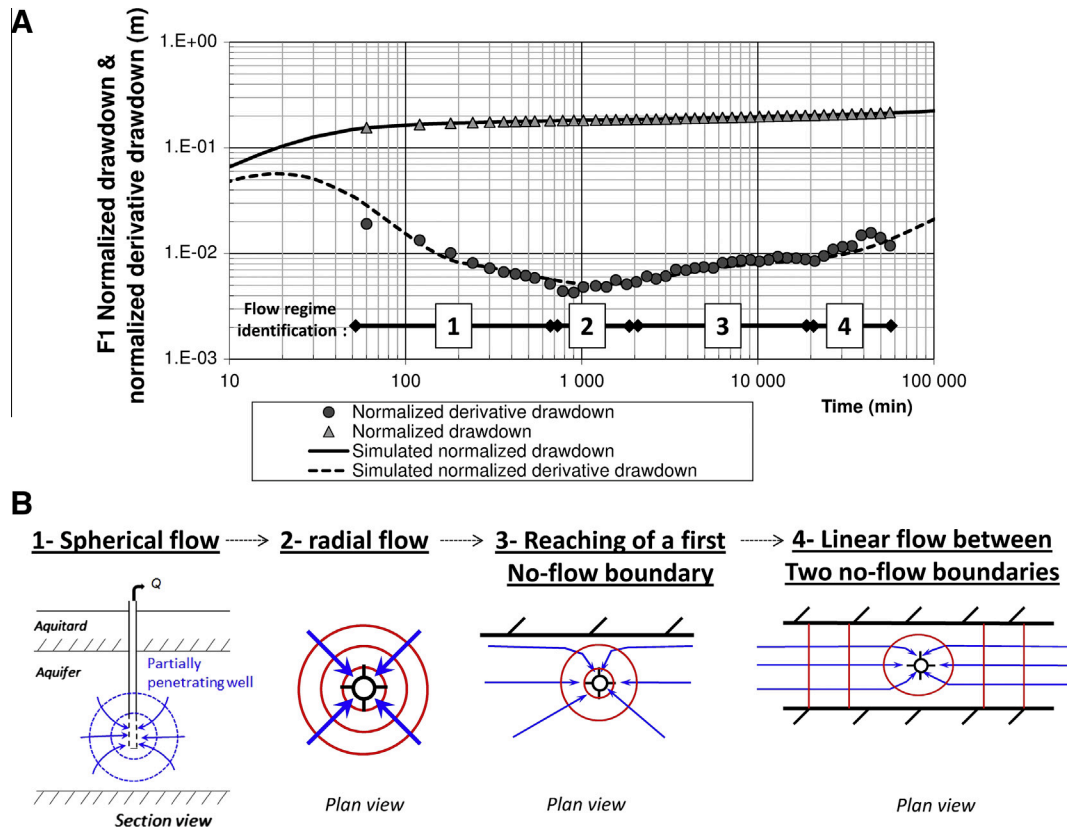


Fig. 6. F1 normalized drawdown, simulated normalized drawdown, normalized derivative drawdown and simulated normalized derivative drawdown during recovery.

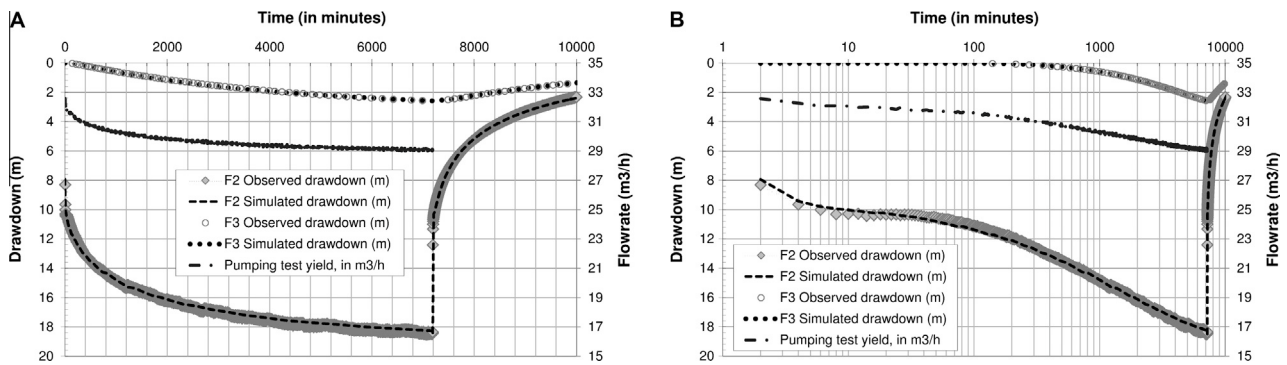


Fig. 7. F2 pumping test (5 days). F2 and F3 observed drawdowns, simulated drawdowns with Gringarten analytical solution (with a constant head boundary) and flowrate evolution during pumping test and recovery. (A) Arithmetic scale. (B) logarithmic scale.

clearly shows an asymmetrical drawdown cone that is elongated in a preferential SW–NE direction for a length of about 1 km downstream. This elongation is parallel to the flow direction of the aquifer. This “portion” of the aquifer is probably more fissured/fractured and plays the role of drain with flows coming principally from the NW and SE. Pumping in well F2 clearly also shows an asymmetrical drawdown cone but elongated in a preferential NW–SE direction; this elongation is perpendicular to the flow direction in the aquifer and pumping thus induces a preferential supply coming from the NE (hydraulic upstream). These two orientations correspond to the major structural orientations of fault systems that are assumed to have affected the Lamentin plain (Chovelon, 1984a,b; Andreieff et al., 1989; Westercamp et al., 1989; Sanjuan et al., 2002; Gadhia et al., 2014). Two compartments are thus clearly distinguished, consistent with the influence of vertical fractures and the no-flow boundaries identified through

pumping tests: wells F1 and F4 are located in the first compartment and wells F2 and F3 in the second. This second compartment has weaker hydraulic characteristics than those in the F1–F4 compartment, and the permeable boundary observed during pumping in well F2 thus very likely corresponds to the F1–F4 compartment.

4.3. Locations of discontinuities using MAG and EM data

An analysis of geophysical discontinuities on magnetic and electromagnetic data was conducted separately as a cartographic support to the study of discontinuities that may affect underground flow and contribute to aquifer compartmentalization. This analysis of discontinuities show, both in magnetism and electromagnetism, the cartographic location (in the form of pseudo-rectilinear traces) of (i) zones where the signal intensity gradient organizes itself according to an alignment, and (ii) zones where

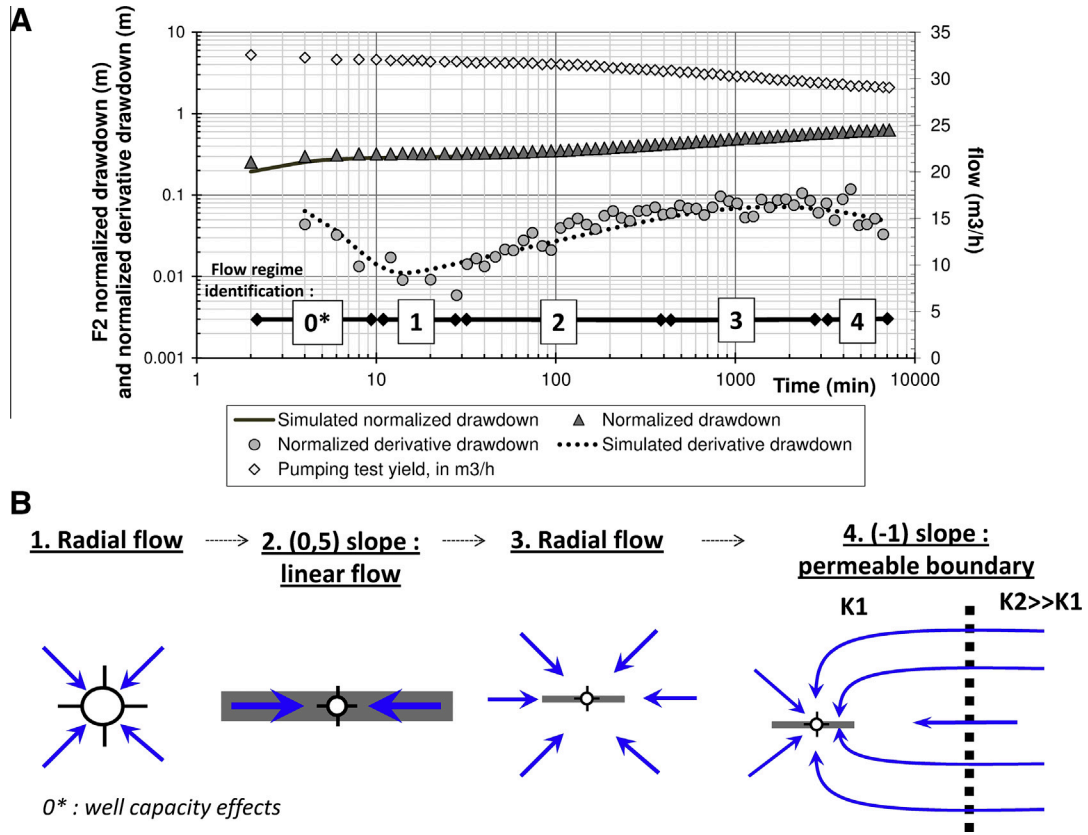


Fig. 8. F2 observed and modeled normalized drawdown and normalized derivative drawdown during pumping test.

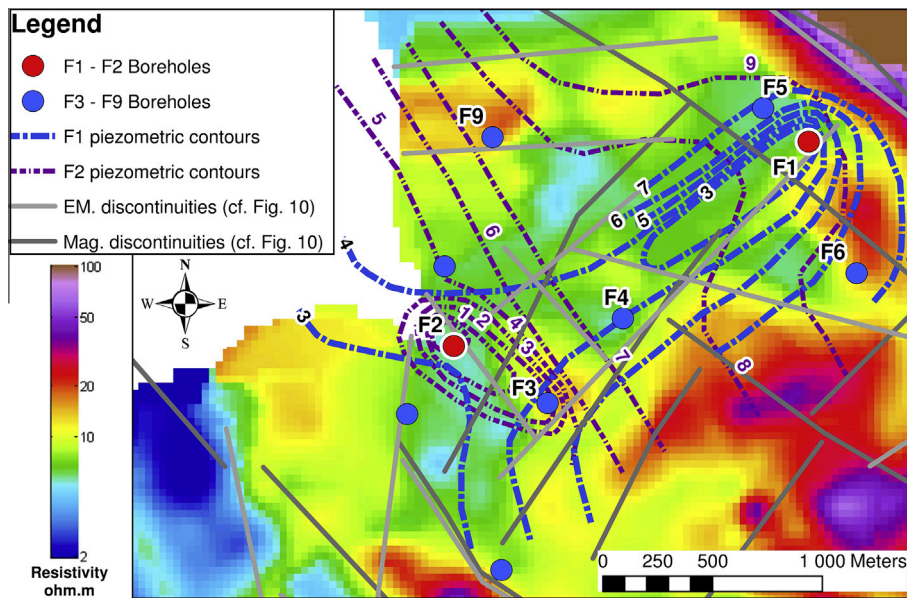


Fig. 9. Piezometric maps measured at the end of the pump tests in F1 and F2 boreholes – and their relation to geophysical discontinuities, superimposed on a zoom of the layer 40–50 m of the resistivity map (see Fig. 10B).

the successive interruption of several geophysical anomalies delineates an alignment. These discontinuities may indicate either a normal geologic contact or a fault contact, although it is impossible to distinguish the two. Zones without data or too affected by human activity were excluded from the analysis. It should be noted that in electromagnetism, research for these discontinuities was done on resistivity maps obtained as 10 depth segments, from the very near subsurface to a depth of 130 m (on Fig. 10B, only

the 40–50 m layer is shown). Regarding magnetism, to extract the most meaningful discontinuities, interpretation was based on the map of magnetic anomalies reduced to the pole and on maps that had been derived from them: 1st vertical derivative, analytical signal, “tilt derivative.”

Fig. 10 shows the result of cartographic analysis of geophysical discontinuities. They are divided into two categories: discontinuities seen in magnetism (Fig. 10A) and those viewed in electromagnetism

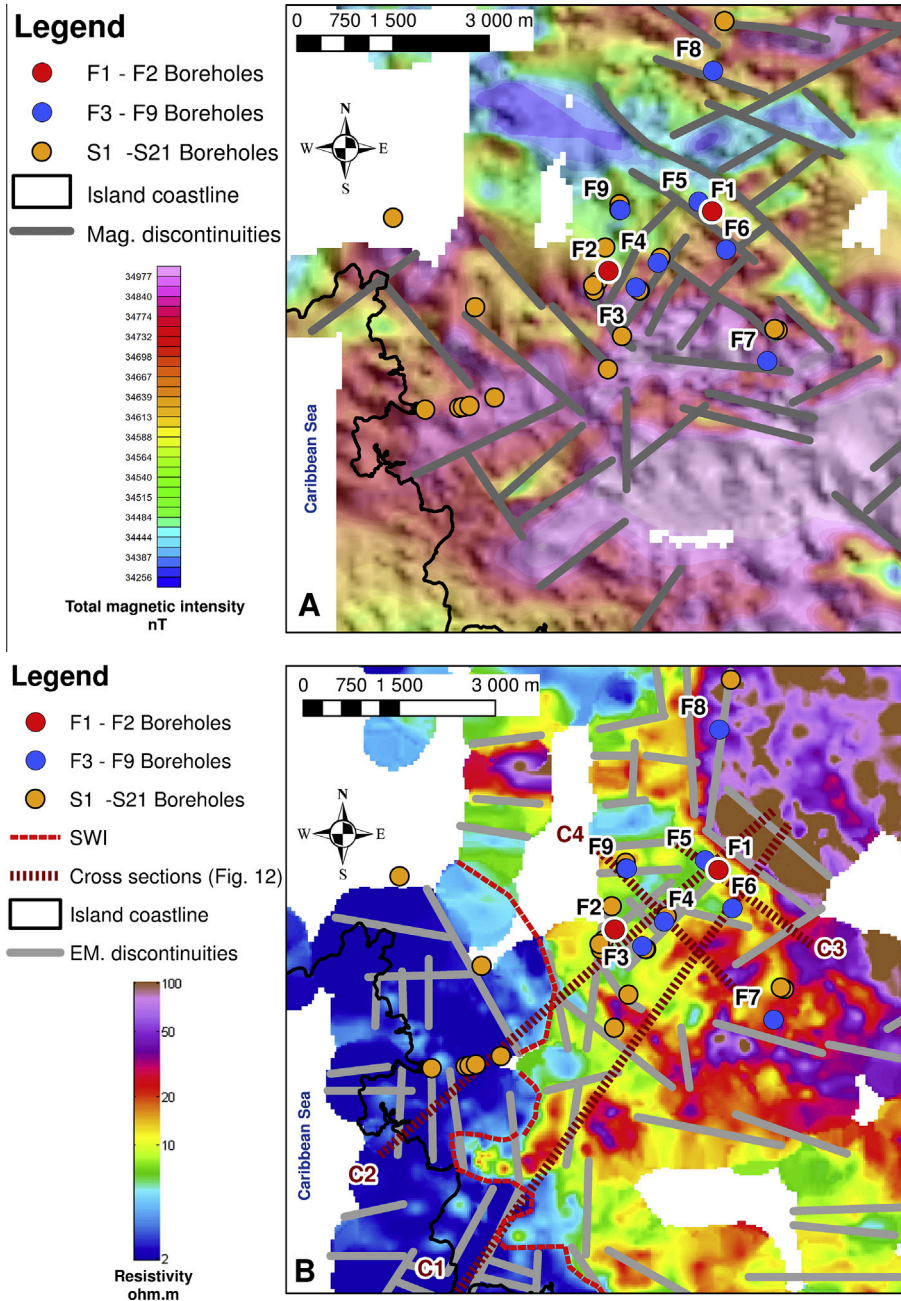


Fig. 10. (A) Total magnetic intensity map with location of magnetic discontinuities. (B) Resistivity map of the 40–50 m layer with location of EM discontinuities (for all depths) and extension of salt water interfaces (SWI).

(Fig. 10B). This figure shows a high density of discontinuities, oriented along the principal structural directions described as being involved in the tectonic structuring of the Lamentin plain (N–S, NE–SW, and NW–SE). In addition, discontinuities parallel to the directions of the drawdown cones measured at the end of pumping tests are clearly identified, perhaps corresponding to privileged drainage axes. Conversely, other discontinuities observed in the vicinity of well F1 may correspond to no-flow boundaries revealed during the pumping test. These results thus support the hypothesis of a tectonic origin of aquifer compartmentalization.

4.4. Correlation between resistivity, geology and transmissivity data

To find correlations between resistivity, geology, and transmissivity data, we compared lithological information derived from

well logs to the resistivity model. As shown by Vittecoq et al. (2014), these correlations are necessary for characterizing the extent of aquifers and aquitards. For this study, we used a five-layer inversion for discriminating geological interfaces and resistivity. At each borehole location, we sampled the resistivity distribution of the nearest sounding as a function of depth (i.e. in each of the five layers). 17 boreholes were located in the vicinity of an EM sounding within a maximum distance of 150 m (Table 1). In each borehole, resistivity values were assigned to a geological formation only if two-thirds of a resistivity layer matched with this geological formation. The resistivity distributions obtained for each geological layer, with respect to the average depth of the corresponding layers, are shown in Fig. 11A. This figure shows first of all that correlations between lithology and resistivity are not one-to-one; a single resistivity value may be associated with at least three

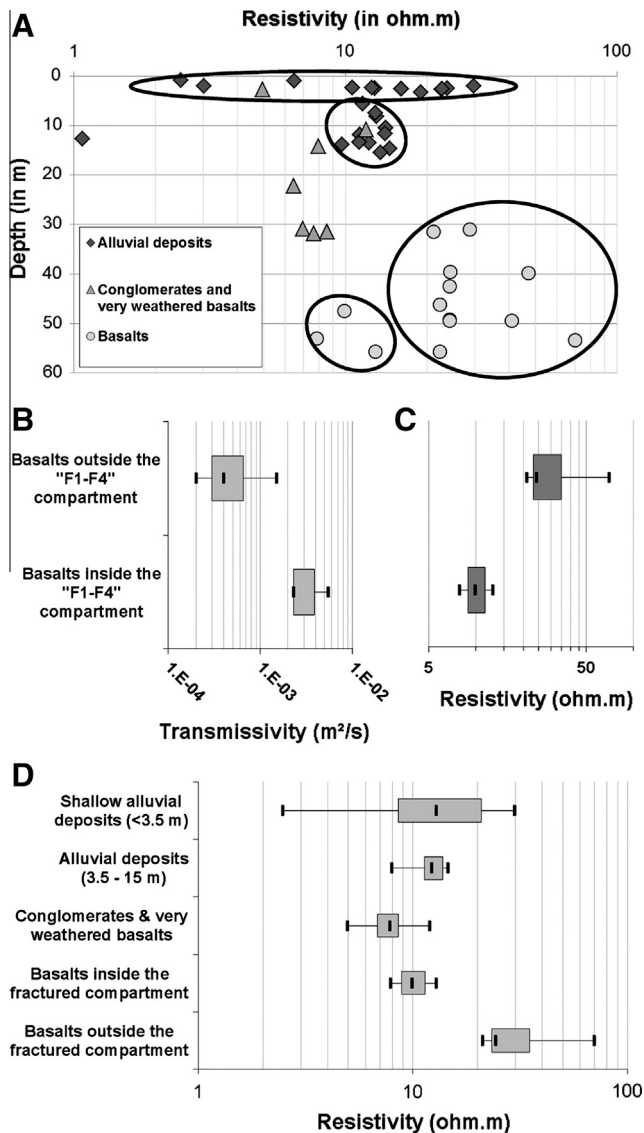


Fig. 11. (A) Correlation between resistivity of the nearest TDEM sounding and depth of associated geological formations (classified in 4 different groups), calculated for 18 boreholes. (B and C) Boxplot statistical representations of transmissivity and resistivity differentiation between basalts located within the fractured compartment and basalts located outside: Fractured basalts within the F1–F4 compartment have higher transmissivity and lower resistivity than basalts located outside. (D) Boxplot statistical representation of the resistivity of different geological formations. B, C, and D box boundaries are 1st and 3rd quartile; black lines correspond to min, max and median.

different geologic formations: (i) alluvial deposits, (ii) conglomerates and highly weathered basalts (observed in the first 35 m of depth and exhibiting resistivities between 5 and 9 ohm m), and (iii) basalts. However, representation as a function of depth makes it possible to clearly distinguish several groups that have similar resistivity ranges.

Alluvial deposits, intersected in the first 15 m, show a large resistivity range, between 1 and 30 ohm m. They are divided, in Fig. 11D, into two subgroups as a function of depth. Surface alluvium shows more dispersed resistivities (<3.5 m – resistivities between 2 ohm m and 30 ohm m, average 14 ohm m, standard deviation 8 ohm m) than alluvium situated between 3.5 m and 15 m (resistivities between 8 and 15 ohm m, average 12 ohm m, standard deviation 2 ohm m) these alluvium being probably more homogeneous than the surface ones. The last isolated point, with a

resistivity near 1 ohm m and corresponding to a well located near the shore, should be affected by intrusion of conductive saline water.

Two groups of basalts can be distinguished: those intersected between depths of 30 m and 60 m with resistivities between 20 ohm m and 70 ohm m and those intersected between depths of 45 m and 60 m with resistivities between 7 ohm m and 15 ohm m; the latter correspond to wells F1 and F4. Comparison of transmissivity values with resistivity values of associated horizons (Fig. 11B and C) shows that (i) the transmissivity values in the three wells located in the “F1–F4” compartment are clearly higher than those of wells located outside this compartment, and (ii) that the relation is inverse for resistivities: resistivities of wells located in the “F1–F4” compartment are lower than those of wells located outside this compartment. Basalts located within the F1–F4 compartment would thus probably be more fissured and fractured overall, which is confirmed by the interpretation of pumping tests and piezometric maps (Fig. 9), where transmissivity values are higher and the storage coefficient larger than in the F2–F3 compartment. This contrast is also clearly noted on the resistivity map (Figs. 9 and 10B).

4.5. Representative TDEM cross sections

Fig. 12 shows four resistivity profiles intersecting the principal discontinuities and compartments that were detected, and their predominant role in structuring the plain and the notable resistivity contrasts between different compartments. These discontinuities are interpreted as faults, by analogy with the principal fault located northeast of Section C1, identified on the geologic map and obvious in the field and also consistent with the pumping test interpretation that suggests that the presence of fractures and vertical no-flow boundaries constrains flow. These cross sections also make it possible to show the lateral extent and thickness of alluvium (3) and conglomerates (4). The latter, deposited on an ancient bed of the Lézarde River, are characterized by low resistivity because of their high clay content; they likely correspond to the aquitard overlying the basalt aquifer (5 and 6) revealed during the pumping tests. The resistivity differential can thus also be associated with a hydraulic conductivity contrast that constrains flow. These cross sections also make it possible to improve significantly our understanding of the extent of the aquifer composed of $\rho\beta m2a$ basalts and to show that even if we have not observed its substratum, its thickness is at least 80 m.

4.6. Salt Water Intrusion (SWI)

The vertical sections and resistivity maps show very low conductivities (<2 ohm m) in the sea, corresponding to saline water, but also as far as 1–2 km on land. The high resistivity gradient with the basalts makes it possible to locate with precision the transition between fresh water and salt water (cf. red lines in Fig. 10B and (2) on sections C1 and C2 on Fig. 12). Calculation of the fresh water/salt water interface using the Ghyben–Hertzberg formula (Ghyben, 1888; Herzberg, 1901), generally used as a first approximation, suggests that this interface should be located at a depth of 40 m at the 1 m equipotential line and at 80 m depth at the 2 m equipotential line. The cross section C1 in Fig. 12 shows that this is not the case. This interface has a very unusual shape, both at depth where it is almost vertical, and in its geographic extent (cf. red lines in Fig. 10B), where it appears to be clearly constrained along the direction of N120–130°E, that is consistent with the principal tectonic orientation identified in this part of the island. In spite of its proximity to the sea, the compartmentalized structure of the aquifer seems thus to protect the aquifer from saline intrusion, which is apparently “blocked” downstream by a hydraulic

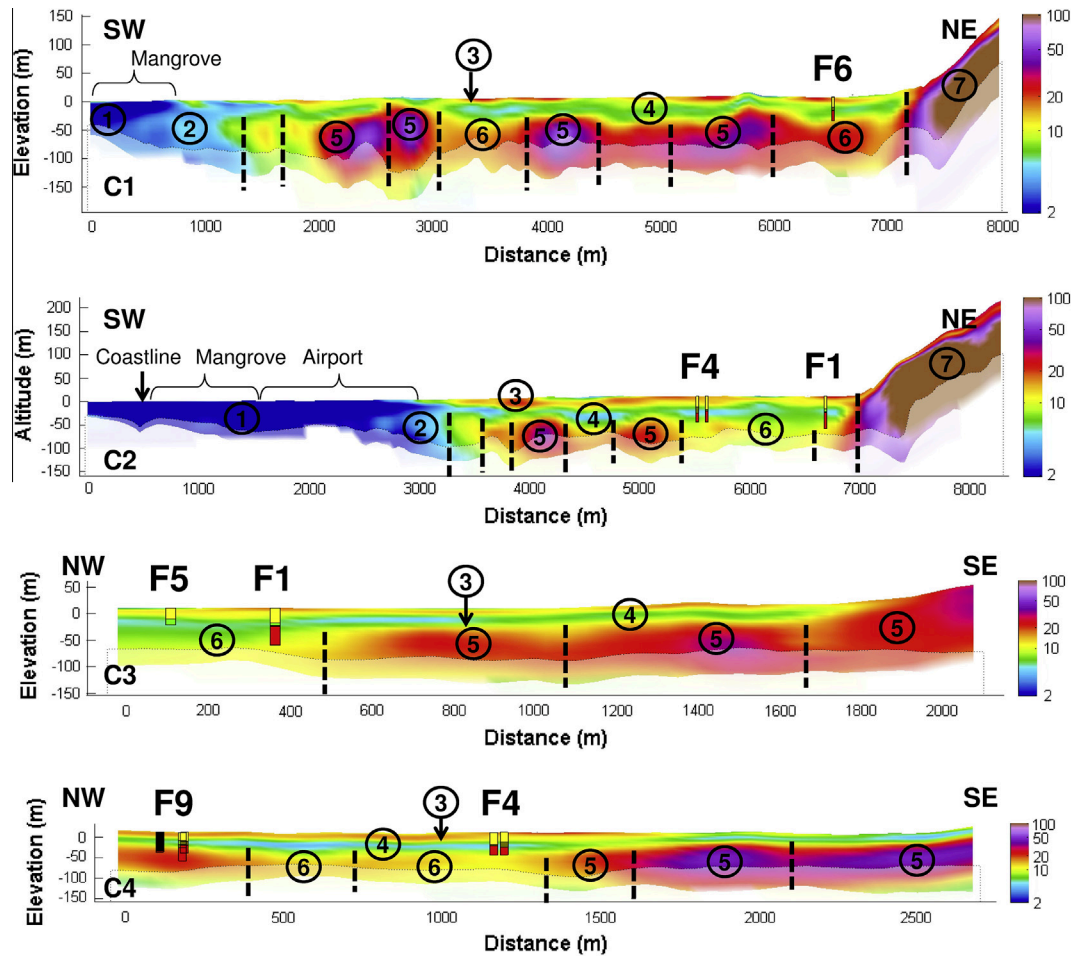


Fig. 12. Cross sections revealing the internal structure of the Lamentin aquifer and the location of the main tectonically-induced faults. (1) Seawater, (2) seawater intrusion, (3) alluvium, (4) conglomerates, (5) slightly fractured basalts, (6) “More” fractured basalts and (7) hyaloclastites. The cross-section locations are shown in Fig. 8.

conductivity contrast between compartments separated by faults. It is also possible that tectonic activity has caused an offset between the fissured/fractured horizons of the aquifer, thus preventing water from circulating across these faults. Finally, monitoring of electrical conductivity of water produced at well F1 shows highly stable electrical conductivity of water throughout pumping (average = 518 $\mu\text{S}/\text{cm}$, standard deviation = 10 $\mu\text{S}/\text{cm}$, calculated from 11 measurements between June 2006 and June 2007), confirming the absence of saline intrusion.

5. Discussions–conclusions

Our study, based on a multidisciplinary approach involving geologic, hydrogeologic, and geophysical data, provides an improved understanding of the hydrogeologic functioning of a coastal aquifer located on an andesite-type volcanic island. The data that were used are rarely available for volcanic islands, especially a pumping test of exceptional duration and high-resolution helicopter-borne geophysical data. The scale of the work proposed also appears to be appropriate for the heterogeneities that affect the hydrosystem studied.

Monitoring the evolution of drawdown over 15 months of pumping has shown, first of all, limited recharge of the aquifer; in spite of abundant effective rainfall during the rainy season (650 mm from August to November) that does not restore half of the water stock removed by pumping. Pumping test interpretation reveals the presence of an aquitard overlying the aquifer; this

horizon corresponds to the conglomerates 9C that were identified in several boreholes. Geophysical measurements collected by helicopter made it possible to reveal the extent and thickness of these conglomerates and to confirm the absence of direct relationships between the $\rho\beta\text{m}2\text{a}$ basalt aquifer and the Lézarde River; the river being in equilibrium with the unconfined surficial aquifer located in the alluvium that overlies the conglomerates. Recharge from the $\rho\beta\text{m}2\text{a}$ basalt aquifer is itself limited partly because of the thickness and extent of the overlying conglomerates and also probably because of limited infiltration in the hydraulic upgradient direction (NE) near Morne Pitault hill and because of the fault that separates the hyaloclastites from the basalt (cf. Fig. 12).

We have also shown that widespread fracturing of the $\rho\beta\text{m}2\text{a}$ basalts aquifer, consistent with the tectonic context and principal local structural directions, leads to increased transmissivity values and storage coefficients, thus creating the heterogeneity of these properties. This localized tectonic fracturing is actually superimposed on the initial hydraulic conductivity of the basalts; related to the internal structure (cooling fractures and/or flux structures, breccias at the base of flows, scoria ...) more or less reduced by weathering processes that have affected them. According to Cabrera and Custodio (2004) the hydraulic conductivity of basaltic formations can be considered relatively homogeneous on a hectometric scale, which here corresponds to the scale of the studied aquifer. Tectonic fracturing has subdivided the aquifer into compartments that are more fractured and permeable on one side and less fractured and permeable on the other. This differential

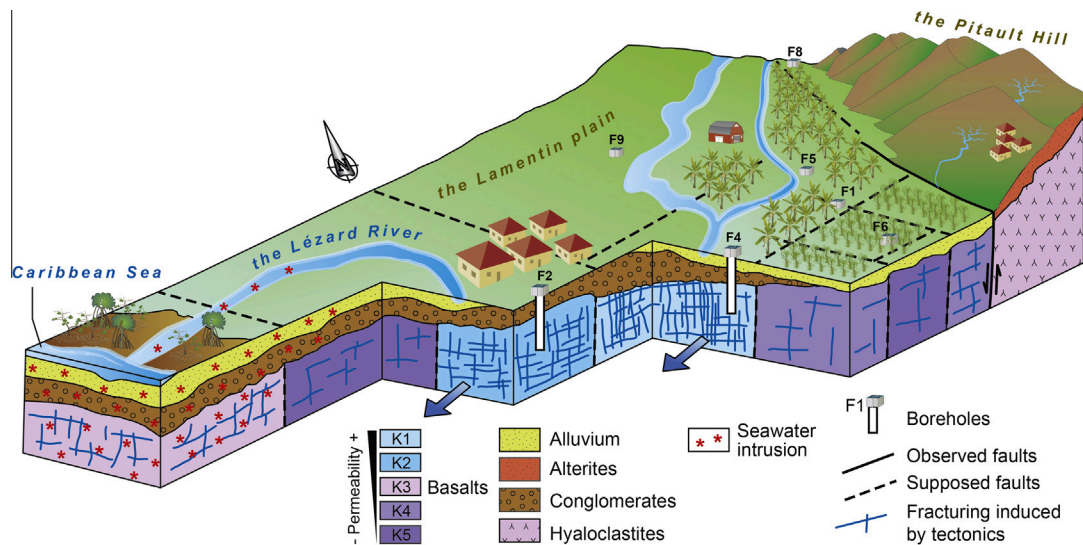


Fig. 13. Simplified hydrogeological conceptual model of the Lamentin aquifer highlighting the heterogeneity of the permeability of this coastal andesitic aquifer, which is controlled by tectonically-induced faulting and rock fracturing.

fracturing and induced transmissivity leads to aquifer compartmentalization, which was supported by helicopter-borne geophysical data. These data also make it possible to show that, downstream of the aquifer, certain faults may be considered “impermeable” because they prevent seawater from penetrating into the aquifer; here again the differential in hydraulic conductivity between different compartments constrains flow on the scale of the study area. The synthesis of all this information has made it possible to propose a simplified hydrogeological conceptual model of the Lamentin aquifer, presented in Fig. 13.

Previous studies (Ecker, 1976; Takasaki and Mink, 1983; Falkland and Custodio, 1991; d’Ozouville et al., 2008; Coppo et al., 2010; Vittecoq et al., 2011, 2014; Izquierdo, 2014) have demonstrated the role of specific or small-size structures (paleovalleys, dykes, paleosols, flow interfaces, etc.) on the hydrogeologic functioning of volcanic aquifers, where they play the roles of drains or impermeable barriers. Our study describes in detail how tectonic movements and associated faults can substantially impact groundwater flow in a volcanic island by cutting up the aquifer into compartments separated by faults that play the role of a drain, an impermeable boundary, or an interface between two compartments with different hydrodynamic parameters. The same boundary has a distinct hydrodynamic behavior depending on the compartment where the hydrodynamic forcing is applied. Thus the hydraulic conductivity contrast between the two blocks is the long-term determining factor, and not the hydrodynamic properties of the faulted structure itself. Seismic activity associated with subduction of the Atlantic Plate under the Caribbean plate contributes to maintaining, perhaps even creating, the hydraulic conductivity of basalts located in fractured compartments due to regular unplugging as shown by Lachassagne et al., (2011) during the magnitude 7.4 earthquake that affected the island in 2007.

Vittecoq et al. (2014), showed that on Mayotte (volcanic island of the basaltic type), within an interval with a range of 5 ohm m and 100 ohm m, the stronger the resistivity, the higher the transmissivity (from $5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ to $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). Our results show that the relationship on Martinique (an andesitic-type volcanic island) is, at first glance, the opposite. In intensely fractured sectors, resistivity is lower and transmissivity is higher; within an interval with a range of 5–60 ohm m, basalts with average resistivities of 10 ohm m have transmissivities at least 5 times higher than those with average resistivities of 25 ohm m. However, transmissivity values of (un-fractured) Miocene basalts are relatively similar on

the two islands ($5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ to $6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ on Mayotte; $3 \text{ m}^2/\text{s}$ to $7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ on Martinique) but with higher resistivity values on Martinique (20–70 ohm m on Martinique and 5–20 ohm m on Mayotte) whereas the fractured Miocene basalts on Martinique have resistivity values (8 ohm m to 13 ohm m) similar to those of the un-fractured observed on Mayotte but with clearly higher transmissivities ($2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ to $6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ on Martinique). These comparisons confirm that resistivity is not a univocal parameter that depends on physical properties of rocks and associated fluids; they also confirm that resistivity comparisons cannot be extrapolated in a strict sense from one island to another. On Mayotte, the correlation was established by studying formations of different types and ages at the island scale (more recent basalts (2–5 Ma) are more permeable ($5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ to $3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$) and more resistant (20–65 ohm m) than old basalts (5–10 Ma) whereas on Martinique we compared resistivity variations within the same geologic formation (15 Ma) that had undergone a similar geologic history and especially a similar weathering processes. The influence of tectonic fracturing on the resistivity–transmissivity relationship observed on Martinique, taking account of the scale of our work, is thus valuable only under conditions similar to those described for the aquifer studied (that is, the Lamentin aquifer). The spatial and temporal scales not being the same, these relations are thus not contradictory but rather complementary between two formations of different ages; the older will be less resistant and less permeable but within the same formation a resistivity decrease may indicate increased hydraulic conductivity engendered in our case by fracturing of tectonic origin.

Finally, our results invite a reconsideration of the hydrogeological potential of volcanic formations that are several millions of years old; these are generally considered to be impermeable or very slightly permeable, with low transmissivity values ($<10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ to $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) (Falkland and Custodio, 1991; Custodio, 2005). In regions of significant seismicity, prospecting with suitable methods may thus make it possible to put in evidence more permeable sectors in which wells can be drilled that may contribute to the water supply of local populations.

Acknowledgments

This paper is a contribution to “Marval” and “Karibo” BRGM Research programs. Pumping tests and associated investigations were co-funded by CACEM and BRGM (Marsac and Barat, 2006;

Vittecoq et al., 2007a, 2008; Vittecoq and Dewandel, 2009). The helicopter-borne geophysical survey, also called “MARTEM” program, was co-funded by BRGM, the FEDER funds for Martinique, the Regional Office for Environment Planning and Housing, the Regional Council, and the Water Office of Martinique (Deparis et al., 2014). The authors also wish to thank all those who participated in the various projects, and particularly the 2005–2006 local BRGM team (A. Brugeron and S. Ollagnier). Nicolas Charles, geologist at BRGM, is also acknowledged for his contribution to the digitization and design of Fig. 11. Patricia Bobeck is also thanked for translation of this paper from French. Finally, Corrado Corradini, editor, Dongmei Han associate editor, and the three reviewers (Prof. Samir Al-Gamal and two anonymous reviewers) are thanked for their useful remarks and comments that improved the quality of our paper.

References

- Albert, P.H., Spiesser, J., 1999. Atlas climatique de la Martinique. Météo-France.
- Andrieuff, P., Bouysse, Ph., Westergaard, D., 1989. Géologie de l'arc insulaire des Petites Antilles et évolution géodynamique de l'Est Caraïbe. BRGM Report n 171.
- Audru, J.C., Bitri, A., Desprats, J.F., Dominique, P., Eucher, G., Jossot, O., Mathon, C., Nédélec, J.L., Sabourault, P., Sedan, O., Stollsteiner, P., Terrier-Sedan, M., 2010. Major natural hazards in a tropical volcanic island: a review for Mayotte Island, Comoros archipelago, Indian Ocean. *Eng. Geol.* 114 (3–4), 364–381. <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.05.014>.
- Auken, E., Westergaard, J., Christiansen, A.V., Sørensen, K.I., 2007. Processing and inversion of SkyTEM data for high resolution hydrogeophysical surveys. In: 19th International Geophysical Conference and Exhibition, ASEG.
- Auken, E., Christiansen, A.V., Westergaard, J.H., Kirkegaard, C., Foged, N., Viezzoli, A., 2009. An integrated processing scheme for high-resolution airborne electromagnetic surveys, the SkyTEM system. *Explor. Geophys.* 40, 184–192.
- Bourdet, D., Ayoub, J., 1989. Use of pressure derivative in well test interpretation. *SPE Form. Eval.* 4, 293–302.
- Bourdet, D., Whittle, T., Douglas, A., Pirard, Y., 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil* 196, 95–106.
- Cabrera, M.C., Custodio, E., 2004. Groundwater flow in a volcanicsedimentary coastal aquifer: Telde area, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. *Hydrogeol. J.* 12 (3), 305–320. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-003-0316-y>.
- Charlier, J.B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattani, Ph., Moussa, R., Voltz, M., 2011. Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: a multi-disciplinary experimental approach. *J. Hydrol.* 398, 155–170. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.006>.
- Chovelon, P., 1984. Contexte géothermique des prospectus du Lamentin et du Morne Rouge (Martinique). Openfile BRGM Report 84 SGN 003 GTH. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/84-SGN-003-GTH.pdf>.
- Chovelon, P., 1984. Cadre structural des minéralisations hydrothermales des prospectus du Lamentin et du Morne Rouge (Martinique). Openfile BRGM Report 84 SGN 326 GTH. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/84-SGN-326-GTH.pdf>.
- Christiansen, A.V., Auken, E., 2012. A global measure for depth of investigation. *Geophysics* 77, WB171–WB177.
- Coppo, N., Schnegg, P.A., Falco, P., Costa, R., 2010. Conductive structures around Las Canadas caldera, Tenerife (Canary Islands, Spain): a structural control. *Geol. Acta* 8 (1), 67–82. <http://dx.doi.org/10.1344/105.000001516>.
- Cottez, S., Deneubourg, G., 1970. Etude hydrogéologique préliminaire du bassin de la plaine du Lamentin. Openfile BRGM Report 70 ANT 19.
- Cottez, S., 1971. Etude complémentaire des ressources en eau souterraine de la plaine du Lamentin. Openfile BRGM Reports 71 ANT 41 and 71 ANT 47.
- Cottez, S., 1972. Etude complémentaire des ressources en eau souterraine de la plaine du Lamentin. Openfile BRGM Reports 72 ANT 03.
- Cottez, S., 1973. Recherche d'eaux souterraines dans la plaine du Lamentin (Martinique). Openfile BRGM Report 73 ANT 24.
- Cruz, J.V., Coutinho, R., Pacheco, D., Cymbron, R., Antunes, P., Freire, P., Mendes, S., 2011. Groundwater salinization in the Azores archipelago (Portugal). *Environ. Earth Sci.* 62, 1273–1285. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-010-0615-2>.
- Custodio, E., 1975. Hydrogeologia de las rocas volcanicas. In: 3rd UNESCO-ESA-IHA Symposium on Groundwater, pp. 23–69.
- Custodio, E., 2005. Hydrogeology of volcanic rocks. In: UNESCO (Ed.), *Groundwater Studies. An International Guide for Hydrogeological Investigations*, Paris, 423pp.
- Custodio, E., Lopez Garcia, L., Amigo, E., 1988. Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne). *Hydrogéologie* 1988 (2), 153–167.
- Deparis, J., Reninger, P.A., Perrin, J., Martelet, G., Audru, J.C., 2014. Acquisition géophysique hélicoptérée de la Martinique. Openfile BRGM Report RP-62428-FR. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-62428-FR.pdf>.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Zaidi, F.K., Chandra, S., 2011. A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *J. Hydrol.* 405, 474–487.
- Dewandel, B., Aunay, B., Maréchal, J.C., Roques, C., Bour, O., Mouglin, B., Aquilina, L., 2014. Analytical solutions for analysing pumping tests in a sub-vertical and anisotropic fault zone draining shallow aquifers. *J. Hydrol.* 509 (2014), 115–131.
- Ecker, A., 1976. Groundwater behaviour in Tenerife, volcanic island (Canary Islands, Spain). *J. Hydrol.* 28 (1), 73–86.
- Ehlig-Economides, C.A., 1988. Use of the pressure derivative for diagnosing pressure-transient behavior. *J. Petrol. Technol.* (October), 1280–1288.
- Falkland, A., Custodio, E., 1991. Guide on the hydrology of small islands. *Studies and Reports in Hydrology*, vol. 49. UNESCO, Paris, pp. 1–435.
- Gadalia, A., Baltassat, J.M., Bouchot, V., Caritg, S., Coppo, N., Gal, F., Girard, J.F., Gutierrez, A., Jacob, T., Martelet, G., Rad, S., Tailame, A.L., Traineau, H., Vittecoq, B., Wawrzyniak, P., Zammit, C., 2014. Compléments d'exploration géothermique en Martinique : conclusions et recommandations pour les zones de la Montagne Pelée, des Anses d'Arlet, des Pitons du Carbet et du Lamentin. Openfile BRGM Report RP-63019-FR. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-63019-FR.pdf>.
- Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S., Chauvel, C., Lahitte, P., 2011. The volcanic evolution of Martinique Island: insights from K–Ar dating into the Lesser Antilles arc migration since the Oligocene. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 208 (2011), 122–135. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolge.2011.02.001>.
- Ghyben, W.B., 1888. Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam (Notes on the probable results of the proposed well drilling near Amsterdam). *Inst. Ing. Tijdschr.* 21, 8–22.
- Gourcy, L., Baran, N., Vittecoq, B., 2009. Improving the knowledge of pesticide and nitrate transfer processes using age dating tools (CFC, SF₆, ³H) in a volcanic island. *J. Contam. Hydrol.* 108 (3–4), 107–117. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jconhyd.2009.06.004>.
- Gringarten, A.C., Ramey Jr., H.J., Raghavan, R., 1974. Unsteady-state pressure distributions created by a well with single infinite-conductivity vertical fracture. *Soc. Petrol. Eng. J.*, 347–360.
- Grunevald, H., 1965. Géologie de la Martinique. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Imprimerie nationale, Paris, 144p.
- Guiscafre, J., Klein, J.C., Moniod, F., 1976. Les ressources en eau de surface de la Martinique. *Monogr. hydrol.* ORSTOM.
- Hantush, M.S., 1964. Hydraulics of wells. In: Chow, V.T. (Ed.), *Advances in Hydroscience*, vol. 1. Academic Press, New York, N.Y.
- Herzberg, A., 1901. Die Wasserversorgung einiger Nordsee bader. *J. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung* 44 (815–819), 824–844.
- Hunt, B., Scott, D., 2007. Flow to well in a two-aquifer system. *J. Hydrol. Eng.*, 146–155.
- Izquierdo, T., 2014. Conceptual hydrogeological model and aquifer system classification of a small volcanic island (La Gomera; Canary Islands). *Catena* 114, 119–128. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2013.11.006>.
- Lachassagne, P., Leonardi, V., Vittecoq, B., Henriot, A., 2011. Interpretation of the piezometric fluctuations and precursors associated with the November 29, 2007, magnitude 7.4 earthquake in Martinique (Lesser Antilles). *C. R. Geosci.* 343 (11–12), 760–776. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2011.09.002>.
- Macdonald, G.A., Abbott, A.T., Peterson, F.L., 1983. *Volcanoes in the Sea: The Geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, Honolulu, 571 pp.
- Marsac, G., Barat, A., 2006. Etude hydrogéologique de l'aquifère de la plaine du Lamentin – Pompage de longue durée au forage LaF1. Rapport SAFEGE Xu017D.
- d'Ozouville, N., Auken, E., Sorensen, K.I., Violette, S., de Marsily, G., 2008. Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 269, 517–521. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.011>.
- Peterson, F.L., 1972. Water development on tropic volcanic islands. Type example: Hawaii. *Ground Water* 10 (5), 18–23.
- Rad, S., Rivé, K., Allègre, C.J., 2011. Weathering regime associated with subsurface circulation on volcanic islands. *Aquat. Geochem.* 17 (3), 221–241. <http://dx.doi.org/10.1007/s10498-011-9122-7>.
- Rad, S., Rivé, K., Vittecoq, B., Cerdan, O., Allègre, J.C., 2013. Chemical weathering and erosion rates in the Lesser Antilles: an overview in Guadeloupe, Martinique and Dominica. *J. South Am. Earth Sci.* 45, 331–344. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.004>.
- Renard, P., 2005. The future of hydraulic tests. *Hydrogeol. J.* 13, 259–262.
- Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeol. J.* 17, 589–600. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-008-0392-0>.
- Reninger, P.-A., Martelet, G., Deparis, J., Perrin, J., Chen, Y., 2011. Singular value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data. *J. Appl. Geophys.* 75, 264–276. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.034>.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., Leray, S., Schroetter, J.M., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Hochreutener, R., Labasque, T., Lavenant, N., Vergnaud-Ayraud, V., Mouglin, B., 2014. Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *J. Hydrol.* 509 (2014), 42–54.
- Sanjuan, B., Genter, A., Correia, H., Girard, J.P., Roig, J.Y., Brach, M., 2002. Travaux scientifiques associés à la réalisation des trois puits d'exploration géothermique dans la plaine du Lamentin (Martinique). Openfile BRGM Report RP-51671-FR. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-51671-FR.pdf>.
- Selles, A., 2014. Multidisciplinary study about the hydrogeological behavior of the Eastern flank of Merapi volcano, Central Java, Indonesia. PHD Thesis. Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, France.
- Sørensen, K.I., Auken, E., 2004. SkyTEM – a new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. *Explor. Geophys.* 35, 191–199.

- Spies, B.R., 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics* 54, 872–888.
- Spane, F., Wurstner, S., 1993. DERIV: a computer program for calculating pressure derivatives for use in hydraulic test analysis. *Ground Water* 31, 814–822.
- Takasaki, K.J., Mink, J.F., 1983. Volcano feeder dikes impound large reservoirs of groundwater in the Hawaiian islands. In: International Conference on Groundwater and Man. Australian Water Resources Council, Canberra, ACT, Australia, Sydney, pp. 309–318.
- Viezzoli, A., Christiansen, A.V., Auken, E., Sørensen, K.I., 2008. Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. *Geophysics* 73, F105–F113.
- Violette, S., d'Ozouville, N., Pryet, A., Deffontaines, B., Fortin, J., Adelinet, M., 2014. Hydrogeology of the Galapagos Archipelago: an integrated and comparative approach between islands. In: Harpp, Karen S., Mittelstaedt, Eric, d'Ozouville, Noémi, Graham, David W. (Eds.), *The Galápagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences*, Geophysical Monograph 204, first ed. John Wiley & Sons, Inc., pp. 167–183. AGU-Monograph, Special issue.
- Vittecoq, B., Brugeron, A., Lachassagne, P., Mathieu, F., 2007. Localisation du biseau salé sur la nappe du Lamentin: apport de la méthode géophysique par panneau électrique. Openfile BRGM Report RP-55554-FR. <<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-55554-FR.pdf>>.
- Vittecoq, B., Lachassagne, P., Lanini, S., Ladouche, B., Marechal, J.C., Petit, V., 2007. Elaboration d'un système d'information sur les eaux souterraines de la Martinique: identification et caractérisations quantitatives. Openfile BRGM Report RP-55099-FR. <<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-55099-FR.pdf>>.
- Vittecoq, B., Brugeron, A., Dewandel, B., Gourcy, L., Ollagnier, S., 2008. Caractérisation hydrogéologique de la nappe du Lamentin: pompage d'essai de longue durée sur le forage 1179ZZ0069/LAF1. Openfile BRGM Report RP-56246-FR. <<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56246-FR.pdf>>.
- Vittecoq, B., Allier, D., Mardhel, V., 2009. Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères de Martinique. *Rev. Géol.* 163, 76–82.
- Vittecoq, B., Dewandel, B., 2009. Pompage d'essai sur le forage 1179ZZ0202 – Commune du Lamentin: évaluation du débit d'exploitation durable selon plusieurs scénarios d'exploitation. Openfile BRGM Report BRGM/RP-57058-FR. <<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-57058-FR.pdf>>.
- Vittecoq, B., Lachassagne, P., Lanini, S., Maréchal, J.C., 2010. Evaluation des ressources en eau de la Martinique : calcul spatialisé de la pluie efficace et validation à l'échelle du bassin-versant. *Revue des Sciences de l'Eau* 23 (4), 361–373. <http://dx.doi.org/10.7202/045098ar>, <<http://id.erudit.org/iderudit/045098ar>>.
- Vittecoq, B., Deparis, J., Auken, E., Nehlig, P., Perrin, J., Puvilland, P., Martelet, G., 2011. Buried valleys revealed by helicopter borne transient electromagnetic and hydrogeological implications: example of the volcanic island of Mayotte. 2011 GSA Annual Meeting, Minneapolis.
- Vittecoq, B., Deparis, J., Violette, S., Jaouen, T., Lacquement, F., 2014. Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte Island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data. *J. Hydrol.* 509, 519–538. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.062>.
- Vittecoq, B., Deparis, J., Violette, S., Jaouen, T., Lacquement, F., Coulomb, R., Parizot, M., 2015. Validación del modelo hidrogeológico conceptual de la isla de Mayotte mediante la perforación de ocho sondeos. II Workshop "Estudio, aprovechamiento y gestión del agua en terrenos e islas volcánicas". Las Palmas de Gran Canaria, Enero 2015.
- Ward, S.H., Hohmann, G.W., 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications: *Electromagnetic Methods. Appl. Geophys.* 1, 130–311.
- Westercamp, D., 1982. Contexte géologique et structural de la région du Lamentin. Openfile BRGM Report 82 SGN 192 GTH. <<http://infoterre.brgm.fr/rapports/82-SGN-192-GTH.pdf>>.
- Westercamp, D., Andreieff, P., Bouysse, P., Cottez, S., Battistini, R., 1989. Notice Explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Martinique. Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, 246 p.
- Westercamp, D., Pelletier, B., Thibaut, P.M., Traineau, H., Andreieff, P., 1990. Carte géologique de la France (1/50.000), feuille Martinique. BRGM, <<http://infoterre.brgm.fr/>>.
- Won, J.H., Lee, J.Y., Kim, J.W., Koh, G.W., 2006. Groundwater occurrence on Jeju Island, Korea. *Hydrogeol. J.* 14, 532–547. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-005-0447-4>.

3. Modèle hydrogéologique conceptuel d'un bassin versant d'une île volcanique andésitique

Cet article intitulé "*Hydrogeological conceptual model of andesitic watersheds revealed by high-resolution airborne geophysics*" a été publié en 2019 dans *Hydrology and Earth System Sciences*, 23, 2321–2019.

Les auteurs sont les suivants : Benoit Vittecoq, Pierre-Alexandre Reninger, Guillaume Martelet (BRGM) et Sophie Violette (SU, ENS-PSL University & CNRS)

<https://doi.org/10.5194/hess-23-2321-2019>

Cet article a reçu le Prix du meilleur article scientifique du BRGM 2019

L'objectif de ce travail pluridisciplinaire est, dans la continuité du chapitre 2 à l'échelle d'un aquifère, d'étudier le fonctionnement hydrogéologique d'une île volcanique andésitique à l'échelle du bassin versant, en s'appuyant sur trois bassins versants stratégiques situés à l'Ouest de la ville-capitale de Fort-de-France. Les rivières de ces bassins versants sont en effet soumises à une forte pression avec des prélèvements importants (5,9 millions de m³/an) qui assèchent leur débit lors des saisons sèches sévères rendant caduque le respect du débit réservé en rivière pour la qualité environnementale. Le contexte géologique est particulier avec deux édifices volcaniques superposés : le volcan bouclier du Morne Jacob (2,2 à 5,5 Ma) et le complexe volcanique des Pitons du Carbet (0,3 à 2,1 Ma). Ce changement d'échelle permet ainsi d'intégrer les écoulements superficiels, de calculer des bilans hydrologiques et de s'intéresser aux contributions respectives de différents aquifères. Je me suis ainsi intéressés à i) caractériser la structure et le fonctionnement hydrogéologique à l'échelle d'un bassin versant et à définir un modèle conceptuel dédié, ii) montrer l'influence des structures géologiques et les effets sur les interactions nappes/rivières, iii) évaluer l'adéquation ou les différences entre bassins versants topographiques et bassins versants hydrogéologiques et iv) vérifier les relations entre âge et perméabilité des aquifères.

Je me suis appuyé sur un levé géophysique électromagnétique en domaine temporel (TDEM) réalisé en Martinique en 2013 (DeParis et al., 2014) afin d'investiguer en profondeur la nature et la structure des différentes formations géologiques, caractérisées par de fortes hétérogénéités latérale et verticale.

Les données géophysiques n'étant pas univoques (Vittecoq et al., 2014) et devant être contraintes par des données de forages, des corrélations ont été réalisées entre les données de résistivité acquises le long des lignes de vol et les données géologiques et hydrogéologiques issues de 51 forages et 24 sources. Ces sources sont situées dans la partie amont des bassins versants (altitude

comprise entre 135-631 m NGM) et permettent de mettre en évidence deux principaux aquifères perchés au sein des formations des Pitons du Carbet. Les forages, réalisés dans les vallées, recoupent quant à eux deux aquifères distincts associés au volcan bouclier du Morne Jacob et un petit aquifère associé au complexe des Pitons du Carbet. Ces aquifères sont fissurés/fracturés et leurs transmissivités varient entre 10^{-5} et 10^{-3} m²/s. Les mesures de niveau d'eau dans les forages montrent que le niveau piézométrique est en moyenne 7 m sous le niveau du sol. Les bilans hydrologiques, calculés sur ces bassins versants, mettent en évidence qu'un volume significatif de 15 à 20 millions de m³/an (soit deux à trois fois ce qui est prélevé dans la rivière pour l'alimentation en eau potable) s'infiltré en profondeur et ne rejoint pas les rivières. Il est ainsi nécessaire de mieux caractériser la structure géologique et le fonctionnement hydrogéologique de ce bassin afin de proposer un modèle conceptuel adapté permettant une gestion raisonnée de la ressource.

Les profils de résistivité obtenus grâce à l'inversion des données électromagnétiques héliportées permettent d'imaginer les 100 à 300 premiers mètres de profondeur. Les corrélations entre les données de résistivité des sondages électromagnétiques les plus proches des forages permet de mettre en évidence (1) les alluvions avec des résistivités entre 12 et 74 ohm.m, (2) les dômes andésitiques des Pitons du Carbet (0,3-0,9 Ma) avec des résistivités entre 150 et 300 ohm.m, (3) les coulées andésitiques associées avec des résistivités comprises entre 50 et 100 ohm.m, (4) les coulées de débris (1-2 Ma) avec des résistivités entre 30 et 50 ohm.m, (5) les andésites de la seconde phase du Morne Jacob avec des résistivités entre 20 et 40 ohm.m et (6) les basaltes de la première phase du Morne Jacob avec des résistivités entre 15 et 20 ohm.m. Les corrélations réalisées entre résistivité, nature géologique et transmissivité des forages recoupant trois aquifères montrent que dans la gamme 10-100 ohm et pour des âges compris entre 1 et 5,5 Ma, plus la formation sera ancienne et plus sa résistivité électrique sera faible, et plus elle sera ancienne et plus sa transmissivité sera élevée (1-2 Ma : $T_{moy}=2,3 \cdot 10^{-4}$ m²/s ; 2,2-2,8 Ma $T_{moy}=2,7 \cdot 10^{-4}$ m²/s ; 4-5,5 Ma $T_{moy}=6,5 \cdot 10^{-4}$ m²/s).

L'interprétation des profils de résistivité et les données géologiques et hydrogéologiques ont permis de définir un modèle hydrogéologique à l'échelle du bassin versant cohérent avec les données de bilans hydrologiques. Ce modèle conceptuel est tout d'abord marqué par un aquifère perché au sein des dômes et coulées de laves armant les reliefs et occupant l'ensemble du bassin versant de la rivière Alma et la partie supérieure du bassin versant de la rivière Case Navire. Ces dômes fissurés et fracturés sont très perméables et, compte tenu de leur mise en place géologique avec des « racines » profondes, favorisent l'infiltration en profondeur d'une bonne partie des eaux de pluies s'infiltrant dans ces massifs (jusqu'à 40%), contribuant à recharger des aquifères sous-jacents. Sous ce premier aquifère se trouve un second aquifère au sein des andésites de la seconde phase du Morne Jacob, dont le toit présente une morphologie typique du flan d'un volcan bouclier avec des pentes homogènes vers l'Ouest-Sud-Ouest. Les transmissivités de cet

aquifère sont hétérogènes et s'étalent sur plus d'un ordre de grandeur (1.10^{-5} à 5.10^{-4} m²/s), en cohérence avec les différents faciès observés sur le terrain (brèches, andésites massives, andésites fissurées), à laquelle se surimpose la fracturation tectonique. Au sein de cet aquifère des forages secs ne sont pas à exclure si des horizons non fissurés sont recoupés. La recharge de cet aquifère est atypique et une part significative provient de l'eau s'étant infiltrée au sein des dômes andésitiques sus-jacents. Enfin, un aquitard régional constitue le substratum de ces bassins versants, avec des résistivités, comprises entre 6 et 10 ohm.m, bien contrastées avec les horizons sus-jacents.

Les profils de résistivité permettent également de mettre en évidence que les principales structures géologiques (Dômes et andésites du Morne Jacob) induisent des écoulements préférentiels et que les bassins versants hydrogéologiques peuvent différer des bassins versants topographiques. Par conséquent, même si le bassin versant topographique est réduit, des écoulements souterrains provenant d'un bassin versant adjacent peuvent amener des volumes d'eau significatifs, d'autant plus si des intrusions et dômes sont situés en amont, compte tenu de leur bonne perméabilité et des infiltrations profondes associées.

Notre approche et les résultats obtenus permettent de caractériser en détail le fonctionnement hydrogéologique d'un bassin versant et d'identifier les différentes formations aquifères et aquitards, permettant de définir le modèle conceptuel hydrogéologique de ce bassin versant. Comme supposé dans le chapitre 1.3.2, cette échelle de travail est particulièrement adaptée à la complexité de l'édifice et à l'hétérogénéité spatiale et latérale des formations géologiques le constituant. Enfin, notre travail permet d'apporter de nouvelles valeurs de calage entre résistivité, géologie, âge et perméabilité. Je confirme également l'hypothèse émise dans le chapitre 2 que, contrairement aux îles basaltiques, la transmissivité des aquifères augmente avec l'âge en Martinique. Cette tendance est interprétée comme la conséquence de la fracturation tectonique associée à la sismicité induite par la zone de subduction.

Enfin, d'un point de vue opérationnel, notre travail devrait permettre aux décideurs de mieux comprendre ce bassin versant et de les convaincre de poursuivre l'exploration des eaux souterraines en réalisant de nouveaux forages de reconnaissances dans les vallées de Fond Lahaye et de Case Navire, les volumes disponibles étant largement supérieurs aux 5000 m³/j dont a besoin la collectivité pour éviter les coupures d'eau sur ce secteur ouest de l'agglomération.



Hydrogeological conceptual model of andesitic watersheds revealed by high-resolution heliborne geophysics

Benoit Vittecoq^{1,2}, Pierre-Alexandre Reninger³, Frédéric Lacquement³, Guillaume Martelet³, and Sophie Violette^{2,4}

¹BRGM, 97200 Fort-de-France, Martinique

²ENS-PSL Research University & CNRS, UMR.8538 – Laboratoire de Géologie, 24 rue Lhomond, 75231 Paris, France

³BRGM, 45060 Orléans, France

⁴Sorbonne Université, UFR.918, 75005 Paris, France

Correspondence: Benoit Vittecoq (b.vittecoq@brgm.fr)

Received: 21 December 2018 – Discussion started: 29 January 2019

Revised: 23 April 2019 – Accepted: 24 April 2019 – Published: 14 May 2019

Abstract. We conducted a multidisciplinary study at the watershed scale of an andesitic-type volcanic island in order to better characterize the hydrogeological functioning of aquifers and to better evaluate groundwater resources. A heliborne Time Domain ElectroMagnetic (TDEM) survey was conducted over Martinique in order to investigate underground volcanic structures and lithology, characterized by high lateral and vertical geological variability and resulting in a very high heterogeneity of their hydrogeological characteristics. Correlations were made on three adjacent watersheds between resistivity data along flight lines and geological and hydrogeological data from 51 boreholes and 24 springs, showing that the younger the formations, the higher their resistivity. Correlation between resistivity, geology and transmissivity data of three aquifers is attested: within the interval 10–100 ohm m and within a range of 1 to 5.5 Ma, the older the formation, the lower its resistivity, and the older the formation, the higher its transmissivity. Moreover, we demonstrate that the main geological structures lead to preferential flow circulations and that hydrogeological watersheds can differ from topographical watersheds. The consequence is that, even if the topographical watershed is small, underground flows from an adjacent watershed can add significant amounts of water to such a catchment. This effect is amplified when lava domes and their roots are situated upstream, as they present very high hydraulic conductivity leading to deep preferential groundwater flow circulations. We also reveal, unlike basaltic-type volcanic islands, that hydraulic conductivity increases with age in this andesitic-type volcanic island. This trend is interpreted as the consequence

of tectonic fracturing associated with earthquakes in this subduction zone, related to andesitic volcanic islands. Finally, our approach allows characterization in detail of the hydrogeological functioning and identification of the properties of the main aquifer and aquitard units, leading to the proposition of a hydrogeological conceptual model at the watershed scale. This working scale seems particularly suitable due to the complexity of edifices, with heterogeneous geological formations presenting high lateral and vertical variability. Moreover, our study offers new guidelines for accurate correlations between resistivity, geology and hydraulic conductivity for volcanic islands. Finally, our results will also help stakeholders toward a better management of water resources.

1 Introduction

Water resource management on volcanic islands is challenging as these territories are often densely populated, subject to several natural hazards (volcanism, earthquakes, tsunamis, landslides, erosion and sea-level rise, etc.), and with increasing water demands (for irrigation, drinking water, etc.) or overexploitation of rivers or aquifers. Understanding the hydrogeological functioning of these islands is thus a major issue to achieve a sustainable management of their water resources. Hydrogeology of volcanic islands is challenging, taking into consideration the complexity of these edifices and the difficulties encountered when acquiring accurate in situ data (such as steep slopes, tropical vegetation, few access tracks, distance from laboratories, extreme climatic and

hydrometric conditions for equipment). Indeed, as shown by Ingebritsen et al. (2006), volcanic formations exhibit extreme spatial variability or heterogeneity, both among geologic units and within particular units, with large variation from core scale to regional scale, permeability being, especially in volcanic environments, a scale-dependent property.

Historically, basaltic islands have been widely studied (e.g. Hawaii: Peterson, 1972; Macdonald et al., 1983; Canary Islands: Ecker, 1976; Custodio et al., 1988; Custodio, 2005; Custodio and Cabrera, 2008; Cruz-Fuentes et al., 2014; Izquierdo, 2014; Iceland: Sigurðsson and Einarsson, 1988; Réunion: Violette et al., 1997; Join et al., 2005; Azores: Cruz and Silva, 2001; Cruz, 2003; Galapagos Islands: d'Ozouville et al., 2008; Pryet et al., 2012; Violette et al., 2014; Jeju: Hamm et al., 2005; Won et al., 2005, 2006; Hagedorn et al., 2011; or Mayotte: Vittecoq et al., 2014), leading to several hydrogeological conceptual models, essentially at the island scale, each model being intrinsically dependent on the dynamic of volcanism activity, on the number and history of volcanoes and on their effusive and rest phases, generating a more or less complex geometry within which water infiltrates and circulates in a complex pattern, according to the recharge conditions.

Andesitic islands in subduction zones, and especially the Caribbean ones, are less known, and a limited number of hydrogeological studies have been conducted and published in these archipelagos, mainly at the island scale (e.g. Unesco, 1986; Falkland and Custodio, 1991; Davies and Peart, 2003; Gourcy et al., 2009; Vittecoq et al., 2010; Robins, 2013; Hemmings et al., 2015). Charlier et al. (2011) showed the interest in working at the watershed scale to define a hydrogeological scheme of a tiny site (45 ha) in Guadeloupe. Hydrogeological analyses of volcanic formations at several scales are indeed essential, especially for andesitic volcanism, characterized by heterogeneous geological formations, with alternation between intense eruptive phases marked by andesitic lava flows, pyroclastic flows, lahars, etc., interspersed with quieter phases marked by the dismantling of the volcano with debris avalanches and meteoric and alluvial erosion (Westercamp et al., 1989, 1990). Furthermore, andesitic stratovolcanoes display volcanic facies trends with variation and lateral distribution between central, proximal, medial and distal zones, depending on the valley and interfluvial dynamics (Vesell and Davies, 1981; Bogie and Mackenzie, 1998; Selles et al., 2015). Finally, meteorological and hydrothermal weathering processes are superimposed on these lithological heterogeneities. This high lateral and vertical geological variability thus induces a very high heterogeneity of their hydrogeological characteristics. As shown by most of these studies, without in-depth data, it is not possible to understand relevant geological structures and consequently to understand the hydrogeological functioning.

Recently, heliborne geophysical surveys (e.g. Sorensen and Auken, 2004) started providing new regional in-depth data, which contribute to solving this scientific and techni-

cal challenge. High-resolution heliborne EM (ElectroMagnetic) resistivity data provide information down to the first 100 m along flight lines, and allow a continuous imagery of resistivity variations. Geological structures and hydrogeological properties can then be interpreted from these geophysical data to determine and constrain accurate conceptual models. To be relevant, and because resistivity is not a univocal parameter, this dataset analysis must be constrained with as much direct observation data (outcrop, borehole geological log, hydraulic conductivity data, etc.) as possible (see for instance Vittecoq et al., 2014) for Mayotte basaltic island.

Vittecoq et al. (2015), in studying an andesitic coastal aquifer in Martinique, demonstrate the relevance of working with and analysing heliborne EM data at the aquifer scale to characterize geological and hydrogeological heterogeneities of a 15 Ma old geological formation. At this scale, this approach is corroborated thanks to a very long-term pumping experiment. The working scale should indeed be sufficiently fine to be relevant to the structural specificities of these andesitic volcanic islands. However, working scale should also include surface and hydrogeological watersheds to integrate water balance estimation, interaction between groundwater and surface water, and potential contribution of different aquifers and vertical downward transfers, for a comprehensive view of the water cycle, so that stakeholders can use the results for sustainable management of water and energy resources.

Considering these issues, we conducted a multidisciplinary approach at a watershed scale, based on the correlation of geological, hydrological, hydrogeological and heliborne Time Domain ElectroMagnetic (TDEM) data. We focus on a few strategic watersheds situated in Martinique, a predominantly andesitic volcanic island (Westercamp et al., 1989) located in the Lesser Antilles volcanic arc, in the subduction zone between the Atlantic plate and the Caribbean plate. The goals of our study are thus to (i) characterize the structure and hydrogeological functioning of Martinique andesitic aquifers at the watershed scale, (ii) show the influence of geological structures on groundwater flows and the consequence for the interactions between rivers and aquifers, (iii) assess the adequacy and difference between hydrological watersheds and hydrogeological watersheds, (iv) propose a conceptual model at the watershed scale, and (v) strengthen the hypothesis of Vittecoq et al. (2015) that, in contrast to the basaltic islands, hydraulic conductivity may increase with age in andesitic-type volcanic islands.

2 Martinique and studied watersheds

2.1 Site location and climate

Martinique (Fig. 1) is the largest volcanic island (1080 km²) of the Lesser Antilles archipelago. Its relief is mountainous

in the north (highest volcano at 1397 m) and gentler in the south (highest hill at 504 m). Rainfall is characteristic of a humid tropical climate controlled by trade winds and orographic effects (Guiscafre, 1976; Vittecoq et al., 2010), with the rainy season between July and November and the dry season between January and April, interspersed with fluctuating transition periods. Annual temperatures vary between 18 and 32 °C at Fort-de-France and an easterly trade wind regime ensures relatively constant ventilation. Average annual precipitation (Fig. 1c) is high in the northern part, reaching 5000 to 6500 mm yr⁻¹ at the summits and between 1200 and 1500 mm yr⁻¹ in the south.

The three studied watersheds (Fig. 1) are located just near the capital city of Fort-de-France whose urban area includes half the population of the island (376 500 inhabitants on the island in 2016). Three dams are located on the Case Navire River, and provide an average of 5.9×10^6 m³ yr⁻¹ to the urban area. During the driest seasons, the river is often dry over several hundred metres downstream of the dams, causing strong environmental impacts. Consequently, scientific studies are expected to understand the hydrological and hydrogeological functioning of this area, in order to propose alternative water resource management.

2.2 Geology

The volcanic activity of Martinique (Westercamp et al., 1989; Germa et al., 2010, 2011), which began more than 25 Ma ago, is characterized by a succession of many volcanic formations, mainly andesitic, set up from a dozen principal volcanic edifices, active during successive phases, with alternating periods of construction and erosion, sometimes contemporary.

The geology of the study area (Figs. 2a and S1 in the Supplement) is concerned with two distinct phases and volcanic edifices (Westercamp et al., 1989): the Morne Jacob shield volcano and the Carbets volcanic complex (Fig. 2b). The Morne Jacob shield volcano is the largest edifice on the island and lasted 3.3 Ma. Given its position, offset from the pre-existing reliefs, the first phase is first submarine and then aerial. First-phase formations are mostly weathered, because of a long period of rest and erosion of at least 1 Ma before the next phase. The strong aerial effusive volcanic activity of the second phase of the Morne Jacob volcano is shown on the field by massive flows (² α) up to 200 m thick. The Carbets volcanic complex developed on the western flank of the Morne Jacob shield volcano and lasted 1.8 Ma with four main aerial phases.

Despite this detailed knowledge of the nature and location of the geological formations constituting the watersheds, and their lateral extension at the 1 : 50 000 scale, it remains difficult to have a precise and 3-D vision of their geometries and relationship at depth.

2.3 Hydrogeology

The position of the springs and the available drilling data (Figs. 1 and 2, Tables S1 and S2) suggest that aquifers could be associated with almost every volcanic phase of each edifice.

2.3.1 Cold springs

Springs (Figs. 1 and 2 and Table S1) are located mainly in the upper parts of the watersheds. Spring water discharges are most of the time a few litres per second. They are associated with four main geological formations (Fig. 3a and b). Seven springs, situated between 440 and 580 m a.m.s.l., emerge from andesitic domes and lava flows ⁹ α bi (0.3 to 0.9 Ma). This geological formation is the last main event of the Pitons du Carbet Complex, strongly marking the landscape with several monolithic domes. In addition to observed springs, many perennial rivers flow from these peaks, so the aquifer that feeds these springs and rivers can be considered an important perched aquifer. Three springs, situated between 473 and 505 m a.m.s.l., emerge from andesitic and dacitic lavas ⁸ ρ α (0.9–1.2 Ma). Nine springs, emerging between 135 and 631 m a.m.s.l., are associated with andesitic lavas ² α (2.2–2.8 Ma), and four springs, emerging between 296 and 350 m a.m.s.l., are associated with basaltic lavas ¹ β ol (4–5.5 Ma). These springs are mostly situated at the slope foot, at slope breaks or at the top of gullies. Andesitic lavas ² α and ⁸ ρ α and basaltic lavas ¹ β ol are thus permeable and considered aquifer formations. Finally, one spring emerges from debris flow (⁶B) associated with the first phase of construction of the old Carbet (2 Ma).

2.3.2 Thermal springs

Two thermal springs, Didier (210 m a.m.s.l. – 32 °C – 1850 μ S cm⁻¹) and Absalon (350 m a.m.s.l. – 36 °C – 1730 μ S cm⁻¹) are situated in the middle of the Case Navire watershed (Figs. 1 and 2), at a distance of 1700 m from each other. Their waters are mainly bicarbonated Ca–Na–Mg and are associated with high emissions of magmatic CO₂ and precipitation of iron hydroxides (Gadalia et al., 2014). The geochemical model (Gadalia et al., 2014) proposes an evolution in three stages: (1) deep mixing between water of meteoric origin and marine water (around 0.1 %), during a first partial chemical and isotope equilibrium; (2) water–rock and magmatic CO₂ interaction at medium temperature (90–140 °C) in a residual geothermal system; and (3) mixing with fresh waters during the ascent, at a lower temperature. The Absalon spring emerges within fissured and fractured andesitic lavas ² α . The geological context of the Didier spring is poorly known because the bottling plant masks the outcrops. A borehole drilled 200 m from the spring shows, under a thickness of 16 m of pyroclastic flow, andesitic lavas ² α

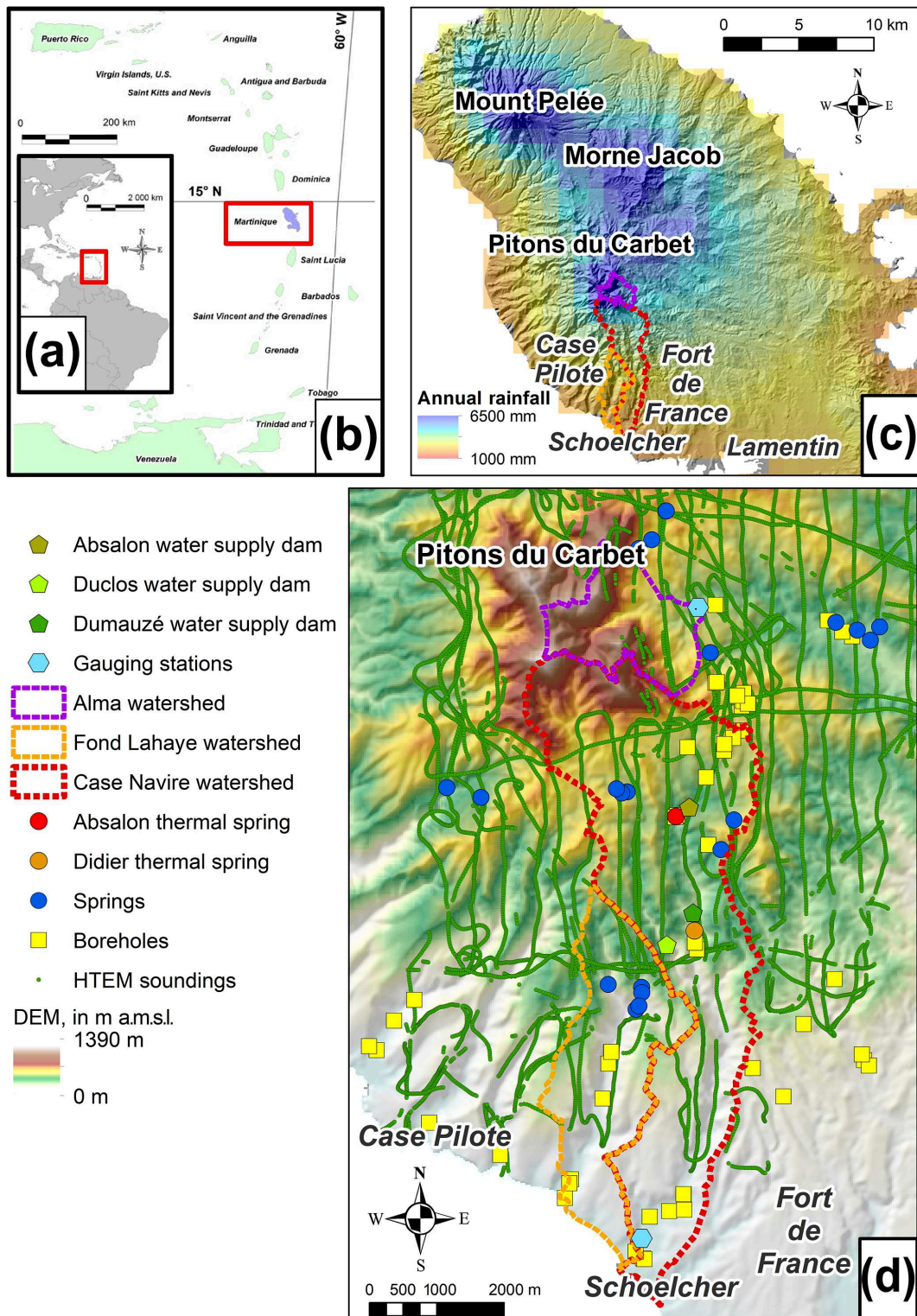


Figure 1. The location of the island of Martinique (a) on the scale of the Americas and (b) on the scale of the Lesser Antilles. Locations of the watersheds (c) on the scale of the northern part of Martinique with annual rainfall map. (d) Location of rivers, water supply dams, gauging stations, watersheds, thermal springs, cold springs, boreholes and HTEM soundings along flight lines.

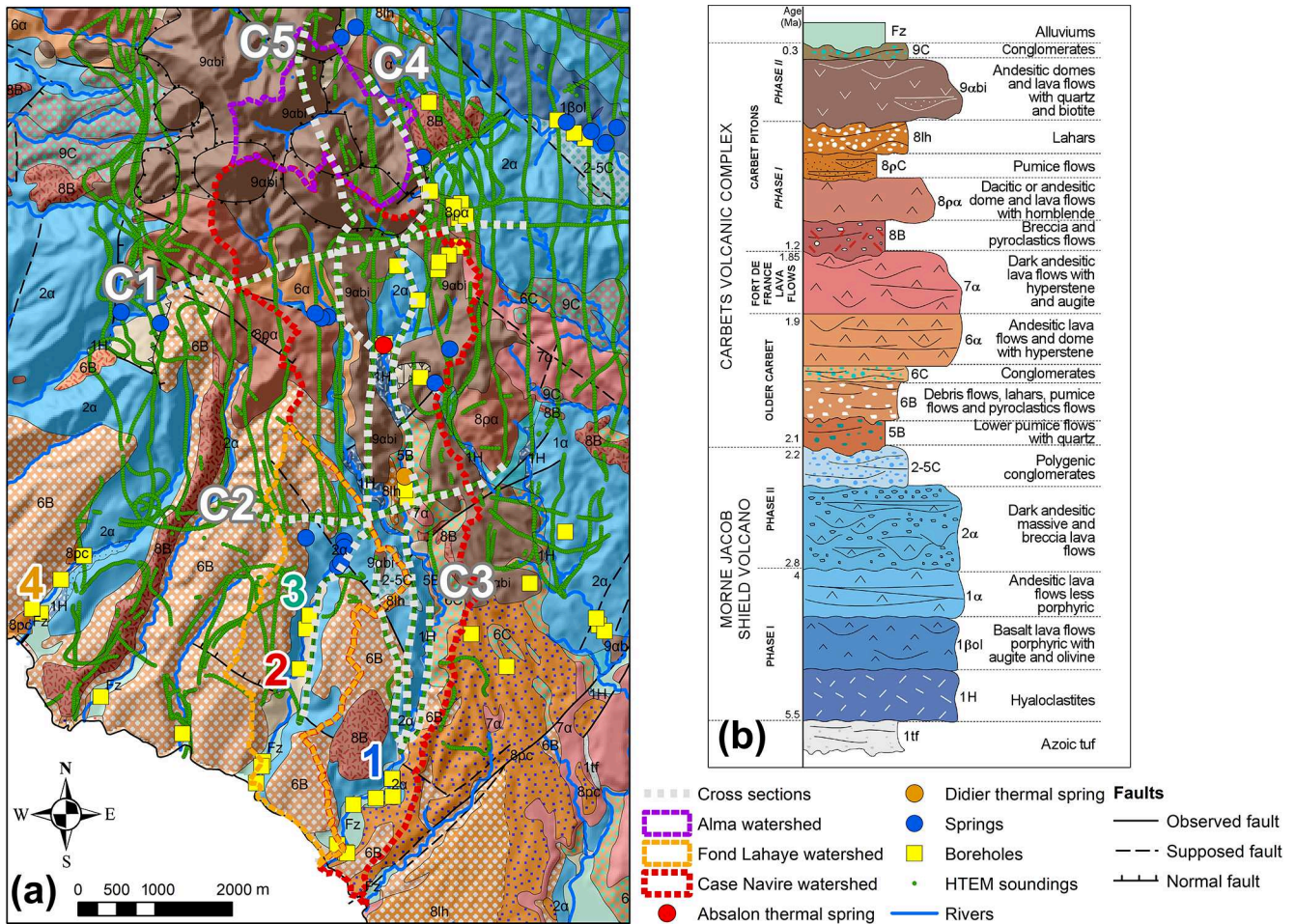


Figure 2. (a) Geological map (adapted from Westercamp et al., 1990) of the studied watersheds. Location of the piezometers (piezometric chronicles in Fig. 4): (1) Case Navire, National number 1177ZZ0165, (2) Fond Lahaye, National number 1177ZZ0161, (3) Fond Lahaye, National number 1177ZZ0177 and (4) Case Pilote, National number 1177ZZ0173. Cross-sectional location in white (cross sections in Figs. 6 and 7). (b) Litho-stratigraphic scale (adapted from Westercamp et al., 1990, and Germa et al., 2011).

over 80 m thick. Waters of those two springs are thus mixed with the waters of the aquifer of andesitic lavas 2α .

2.3.3 Boreholes

Fifty-one boreholes (Table S2) were drilled on these watersheds or in the close vicinity (Figs. 1d and 2a). Transmissivity data are available for 19 boreholes ($1\beta ol$, 1α , 2α , and $6B$) and vary by 2 orders of magnitude between 1×10^{-5} and $1 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, with an average value of $5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (standard deviation: $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Hydraulic conductivity varies between 2×10^{-7} and $3 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$, with an average value of $1 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ (standard deviation: $9 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). As aquifers are fissured or fractured with heterogeneities along the screen height, and as data were calculated by dividing transmissivity by the height of the screened saturated aquifer, calculated hydraulic conductivities have to be considered minimum values.

Piezometric-level measurements (Fig. 3a) show that the piezometric level is on average 7 m below ground level and shows that the hydrogeological functioning is not marked by a basal groundwater body with a low hydraulic gradient. In addition, two main typologies of aquifer are distinguished in Fig. 3b: on the one hand perched aquifers with springs located at altitudes above 400 m a.m.s.l. and on the other hand aquifers crossed by boreholes in the valleys with water levels close to the ground level.

Piezometric-level monitoring (Fig. 4) presents evidence of unconfined aquifers (piezometers 1, 2 and 4), with annual dynamics and a well-defined seasonal cycle (with fluctuations between 1 and 2 m): low groundwater levels occur during dry seasons (April to July) and high ones during rainy seasons (August to December). In contrast, piezometer 3 (situated 1 km above piezometer 2) characterizes a confined aquifer with multiannual dynamics, with a minor influence of the seasonal cycle.

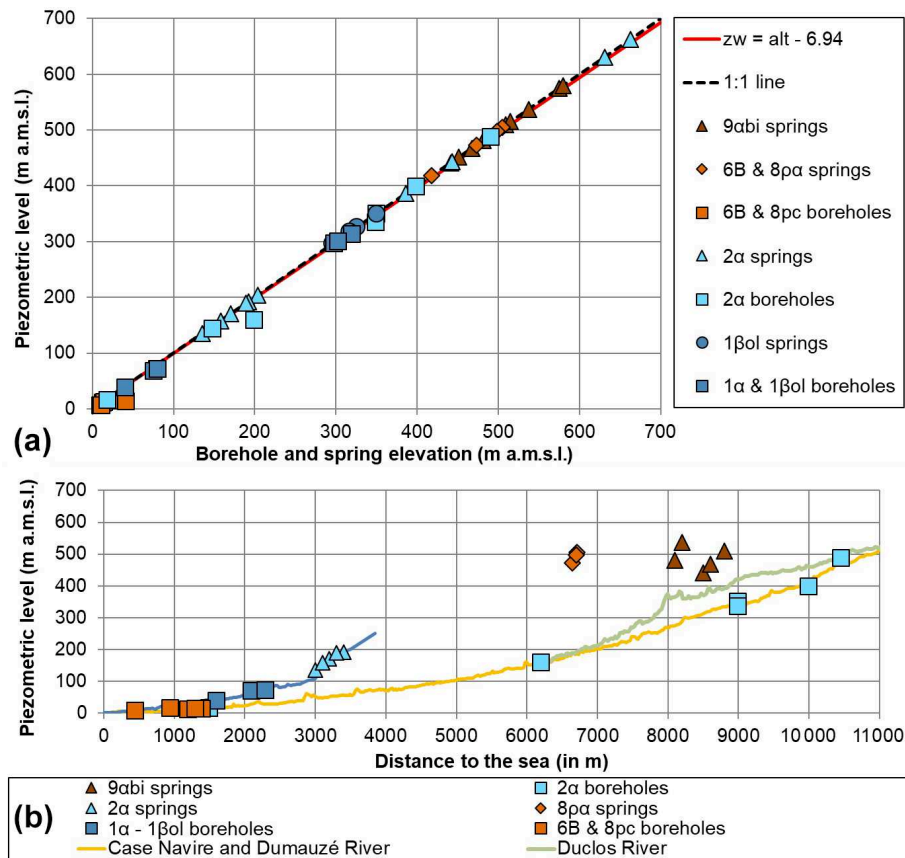


Figure 3. (a) Comparison between borehole and spring elevation and associated piezometric level (for 26 boreholes). The piezometric level is on average 7 m below ground level, following this linear relationship: $zw = \text{elev} - 6.94$ ($R^2 = 0.99$), where “zw” is the piezometric level (m) and “elev” the elevation (m). (b) Topographic profiles of the Case Navire, Dumauzé, Duclos and Fond Lahaye rivers, the piezometric levels of boreholes in the associated watersheds with the lithology of the aquifer, and the elevation and lithology of the aquifer of springs.

2.3.4 Water balance

The water budget hydrological terms of the studied watersheds have been computed in Fig. 5 in order to show a synthesized view of the annual water balance and the contribution of each hydrological term. Rainfall and potential evapotranspiration are provided by the national meteorological agency for the period 1991–2015 (the annual rainfall map is shown in Fig. 1c). River discharge is monitored by the Ministry of the Environment. Real evapotranspiration and effective rainfall are 1 km^2 spatialized data calculated by Arnaud and Lanini (2014) (over the period 1991–2010), following a methodology detailed in Vittecoq et al. (2010) and based on the Thornthwaite model. The ratio runoff / infiltration and groundwater contribution to river discharge have been calculated (1) for the Case Navire River by Vittecoq et al. (2007) (over the period 1987–1990) based on inverse modelling (e.g. Pinault and Schomburgk, 2006) with Tempo software (Pinault, 2001) and (2) for the Alma River by Stollsteiner and Taïlamé (2017) (over the period 2010–2015) based on lumped hydrologic modelling (e.g. Thiery, 2010) using Gar-

denia software (Thiery, 2014). Both methods used daily meteorological data series (rainfall, potential evapotranspiration) and river flow rates.

The Alma watershed is the highest and smallest one, located upland, and is exclusively covered with tropical forest. This watershed is equipped with a gauging station with valid data since July 2010 (specific discharge of about $112 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$). Water balance calculation (Fig. 5) shows that the difference between total effective rainfall and average annual flow in the Alma River is about $2.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ (18 % of effective rainfall volume). This volume of water (1) infiltrates in depth and/or (2) joins another stream/nearby hydrological watershed, if the hydrogeological catchment area differs from the topographic catchment. This volume infiltrated in depth or flowing towards an adjacent catchment area is therefore to be considered a minimum value, as measured rainfall gauges are situated at elevations not exceeding 600 m, whereas the watershed peak culminates at 1197 m. The national climatic agency (Météo-France) considers values up to 7000 mm yr^{-1} of rain to be quite possible on the summits. Considering this highest value, and the various un-

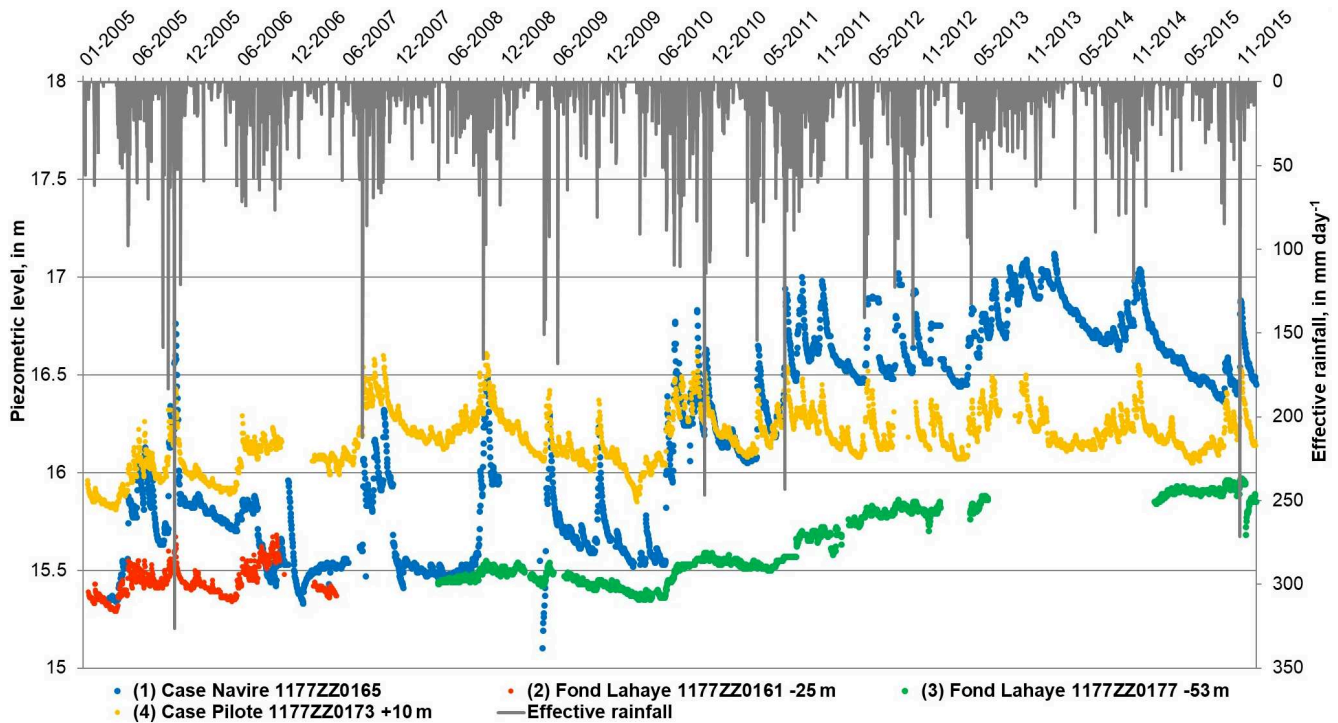


Figure 4. Piezometric levels (monitored in the framework of the European piezometric network) and effective rainfall monitoring between 2005 and 2015. The first piezometer is located on the Case Navire watershed (1 in Fig. 2a), the next two are on the Fond Lahaye watershed (2 and 3 in Fig. 2a) and the last one is in Case Pilote (4 in Fig. 2a), 3 km west of Fond Lahaye. Piezometric levels of piezometers 2, 3 and 4 have been modified to fit on the same graph (−25, −53 and +10 m compared to their initial value, respectively).

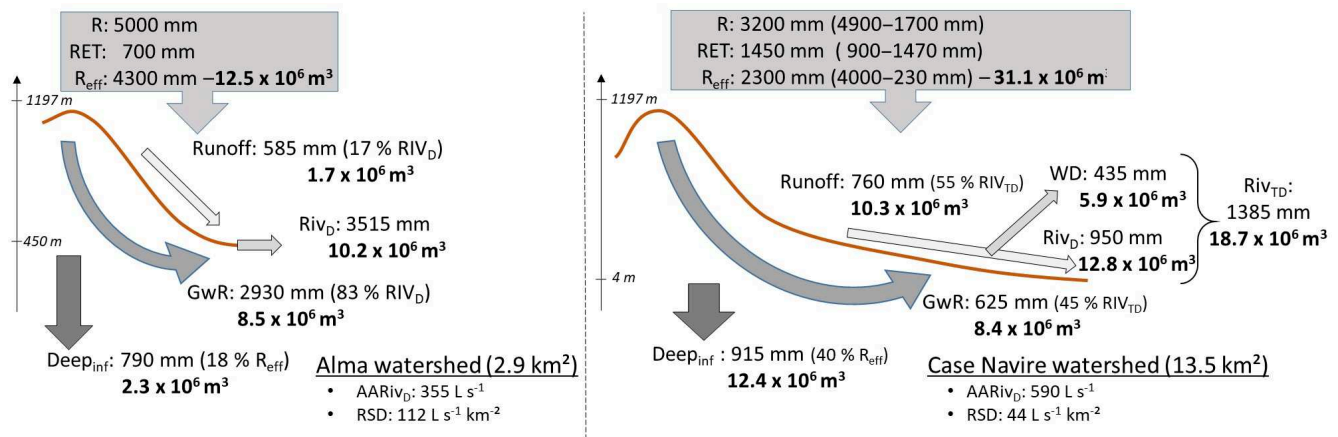


Figure 5. Annual water balance of the Case-Navire and Alma watersheds. Rainfall (R), real evapotranspiration (RET) and effective rainfall (Reff) are from Vittecoq et al. (2010) and Arnaud and Lanini (2014). Average annual river discharge (AARivD) and river-specific discharge (RSD) are calculated from gauging stations. Runoff: Reff contribution to river discharge. WD: volume of water for the drinking water distribution system. RivD: river discharge. RivTD: river total discharge (= RivD + WD). GwR: groundwater contribution to river discharge. Deepinf: deep groundwater flow.

certainties in the water budget parameters, the deep infiltrated volume could reach a maximum of $8 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$.

The Fond Lahaye watershed culminates at 532 m of elevation and its stream joins the sea 4 km downstream. Since there is no gauging station on this river, it is difficult to de-

fine a water balance. In the maximalist hypothesis where 100 % of the effective rainfall returns to the river, its maximum specific discharge would be about $11 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (corresponding to 10 % of the nearby Alma watershed-specific discharge).

The Case Navire watershed culminates at 1197 m of elevation and its stream joins the sea 10 km downstream. Its upstream part is divided into two sub-basins (Duclos and Dumauzé rivers) that meet 5 km before reaching the sea (Fig. 3b). Three dams are located in the upstream part of the Case Navire River (one on the Dumauzé River and two on the Duclos River; cf. Fig. 1). The annual volume of the three dams on arrival at the main distribution tank is $5.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ (over the period 2009–2012), corresponding to an average of $16\,300 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ (and corresponding to 19 % of the annual effective rainfall). During the driest seasons, the river is often dry downstream of the dams, causing strong environmental impacts. The gauging station is situated on the Case Navire River a few hundred metres before reaching the sea (Figs. 1 and 2a), 5 to 6.5 km downstream of the dams, which allows calculation of water balances (Fig. 5). The supposed natural flow rate of the Case Navire River is about $18.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$, corresponding to 60 % of the annual effective rainfall, by adding water abstraction volume by dams. Consequently, the volume of groundwater circulating in this watershed that does not return to the river is about $12.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$. This volume may infiltrate in depth and circulates in the aquifers or to another watershed, or flows into the sea.

These water balance calculations show the main key component of the hydrological cycle of each watershed and provide first evaluations of the groundwater budget. In particular, they reveal significant quantities of deep infiltrated water (14.7 to $20.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$) equal to 2 or 3 times the surface water intakes in the Case Navire River. There is thus a necessity to better understand aquifer nature and hydrodynamic characteristics, extension, thickness and groundwater preferential flows and interactions with rivers, and to locate recharge areas, in order to propose appropriate hydrogeological conceptual models necessary for sustainable management of water resources.

3 Heliborne TDEM method

Our methodology is based on a multidisciplinary approach combining geology, hydrogeology and a heliborne TDEM geophysical survey, in order to identify relationships between ground-based punctual geological and hydrogeological data on the one hand and in-depth geophysical information derived all over the area on the other.

3.1 The survey

A heliborne TDEM survey was conducted from February to March 2013 with the SkyTEM 304 system (Sørensen and Auken, 2004) over the entire Martinique. This survey, fully described by Deparis et al. (2014) and Vittecoq et al. (2015), was supervised by BRGM (the French geological survey) for geological and hydrogeological purposes. Over the studied

watersheds, the survey was flown mainly along the N–S direction with 400 m line spacing and along the W–E direction with 4000 m line spacing. The spacing between each EM sounding along flight lines is approximately 30 m. In the lower part of the watershed fewer to no data have been acquired because of the urbanization. Finally, 13 596 TDEM soundings were processed in the study area. The TDEM method allows imaging of the conductivity–resistivity contrasts of the subsurface, inducing eddy currents in the ground (Ward and Hohmann, 1988). Locally, the depth of investigation (DOI) of the method depends on the emitted magnetic moment, the bandwidth used, the subsurface conductivity and the signal / noise ratio (Spies, 1989). In this study, the average depth of investigation is around 150 to 200 m.

3.2 TDEM data processing

The ground clearance of the loop was obtained by degrading an available 1 m digital elevation model to a 25 m grid (consistently with the Airborne ElectroMagnetic (AEM) footprint) and subtracting it to the Differential Global Positioning System (DGPS) altitude of the frame; we did not use the data from the laser, which proved to be noisy in such a rough relief environment. Tilt measurements were processed by taking into account the local topography in order to consider an effective tilt at each TDEM data location (Reninger et al., 2015). As part of an environmental study in an entropized area, particular attention was paid to properly removing noise from the TDEM data. They were processed with a singular value decomposition (SVD) filter (Reninger et al., 2011). The SVD allows explanation of a dataset with only a few components, each datum being a linear combination of these components. Thanks to this decomposition we are able to identify and remove several types of noise, making the processing less time-consuming and subjective and reducing the amount of careful editing. In addition, a trapezoidal stack (Auken et al., 2009) was applied to the data. The trapezoid shape is consistent with the increase in the footprint of the EM method with time. The stack size was adapted to the noise level along flight lines. Thanks to this filter we manage to recover some noisy windows, which are unusable otherwise (Reninger et al., 2018). The aim of the applied processing was to keep as much resolution as possible (Reninger et al., 2018). Finally, manual editing was performed, mainly to remove remaining inductive–galvanic coupling noises. In order to improve the coverage of the dataset, good-quality portions of ferry lines were also considered during the processing (Reninger et al., 2018). Figures 1 and 2 display the position of the TDEM dataset after processing. Data were then inverted using the spatially constrained inversion (SCI) algorithm (Viezzoli et al., 2008). Each TDEM datum was interpreted as a 1-D earth model (EM sounding) divided into n layers, each one being defined by a thickness and a resistivity. During the inversion, constraints were applied vertically and horizontally to nearby soundings (independently of the

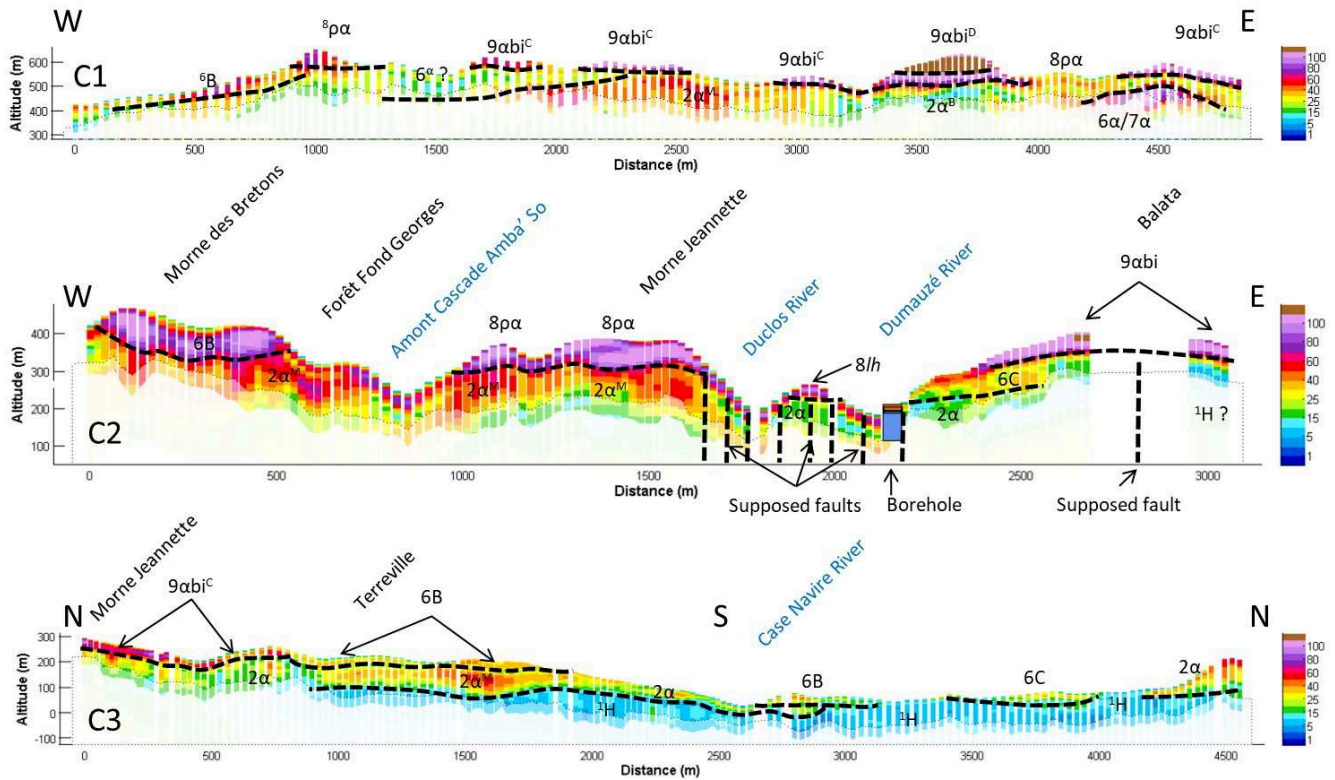


Figure 6. Internal resistivity and hydrogeological structure along three cross sections: C1, C2 and C3.

flight lines and the ground clearance); weak constraints were applied for this study in order to limit the smoothing of the inversion procedure. Results were obtained with a smooth inversion (consisting of 23 layers from 0 to 200 m depth). This inversion method is effective for imaging complex geological structures with the lowest dependency on the starting model. In addition, the altitude of the transmitter was inverted for, and the DOI was evaluated as, a final step of the inversion (Christiansen and Auken, 2012).

4 Resistivity profiles and correlations between resistivity, geological and hydrogeological data

Five resistivity profiles obtained by inverting TDEM data are provided in Figs. 6 and 7 (localization in Fig. 2). Confronting these profiles with geological and hydrogeological data (springs, boreholes, observations and outcrops, geological maps, etc.), the TDEM data can be interpreted in terms of geological or hydrogeological contrasts, and show the main internal geological structures and associated aquifers, at depths up to around 200 m. Thus, as shown by Vittecoq et al. (2014, 2015), geological and transmissivity data of each borehole can be compared to the closest TDEM sounding in order to get information on the resistivity of the aquifers and aquitards and better constrain their extension and thickness. However, in such a particularly rugged and contrasted en-

vironment, attention must be paid to how this comparison is achieved, mainly in terms of distance and elevation. This was done on 18 boreholes. They are located at an average distance of 35 m (with a maximum distance of 90 m) to the closest EM sounding, with a difference in elevation of less than 10 m. At each of these TDEM soundings, we looked at the average of the resistivity falling in each associated borehole geological formation. To complete aquifer characterization, a specific analysis was conducted on the springs. Resistivity values of the cells located upstream of the 24 springs (Table S1), corresponding to supposed aquifer formations, were manually extracted from the 3-D resistivity models.

Figure 8a displays borehole (BR) and spring (SR) aquifer resistivity ranges. Alluvial deposits display a relatively large resistivity range (12–74 ohm m) because of the heterogeneity of alluvial materials (in terms of granulometry, nature, ages, etc.). Except for alluvial deposits, a good correlation appears between resistivity and the age of the geological formations, showing the relationship between weathering process and resistivity: the older the formation, the lower its resistivity. Correlation between geology and hydrodynamic properties (Fig. 8b) also displays a trend: the older the formation, the higher its transmissivity or its hydraulic conductivity. In particular, the relatively large resistivity and hydraulic conductivity range for andesitic lavas 2α could be related to their intrinsic heterogeneity. These correlations are relevant for the

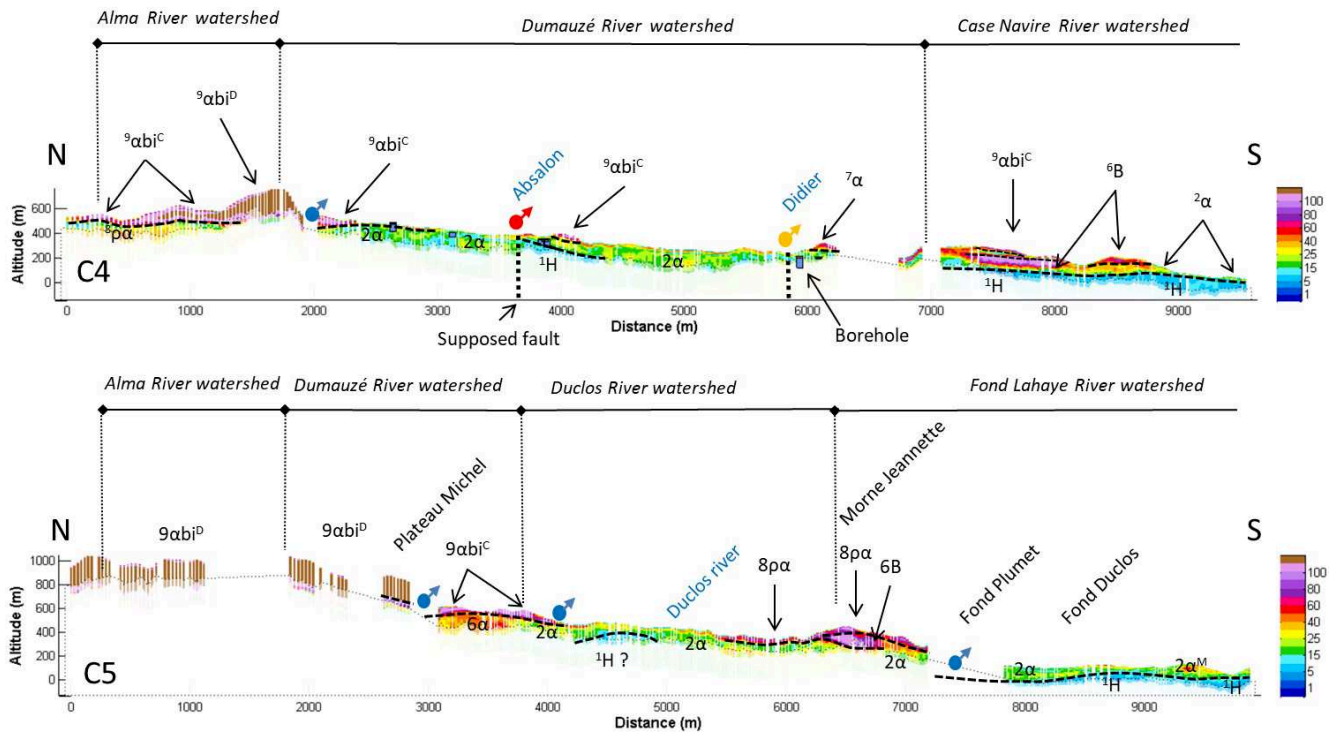


Figure 7. Internal resistivity and hydrogeological structure along two cross sections: C4 and C5.

three studied aquifers, within the interval 10–100 ohm m and within a range of 1 to 5.5 Ma. Below 10 ohm m, several authors (e.g. d’Ozouville et al., 2008; Pryet et al., 2012; Vittecoq et al., 2014) present evidence that very low resistivity layers can correspond to high-permeability formations saturated with saltwater (old confined water or seawater intrusion) or to impermeable clays resulting from meteorological or hydrothermal weathering processes. Beyond 100 ohm m, there are no boreholes on the studied watershed, with transmissivity or hydraulic conductivity values crossing formations with resistivity values higher than 100 ohm m. The correlation between age and hydraulic properties is valid for the same kinds of rocks (i.e. andesite and basalt lava flows in the context of a subduction zone volcanic arc island), but cannot be considered for domes. Indeed, eruptive mechanisms of andesite and basalt flows on the one hand, and intrusive domes on the other hand, are different, and domes are only observed in this area between 0.3 and 0.9 Ma.

These correlations demonstrate the necessity and advantage of coupling hydrogeological data (springs, boreholes, etc.) and geological and geophysical data for an advanced interpretation of resistivity data, as such information is scarce in volcanic island environments and because resistivity data alone does not allow differentiation between age, nature of geological formations or aquifer identification.

5 Hydrogeological conceptual model

Our methodology and associated correlations allow identification and characterization of the main aquifer and aquitard formations (synthesized in Table 1) as well as their lateral extent and thickness, enabling the construction of a hydrogeological conceptual model at the hydrogeological watershed scale. This conceptual model, synthesized in Fig. 9, characterizes the structure and hydrogeological functioning of andesitic aquifers at the watershed scale and highlights the influence of geological structures on groundwater flows and the consequence for the interactions between rivers and aquifers. Joint analysis of water balance and geological structure also presents evidence of the differences between hydrological watersheds and hydrogeological watersheds.

5.1 The upper major perched aquifer of andesitic domes

The conceptual model is marked by the presence of andesitic domes and lava flows (${}^9\alpha_{bi}$), occupying the upper part corresponding to half of the Case Navire watershed and the entire Alma watershed. Water balance calculated on the Alma River suggests that 85 % of effective rainfall (Reff) infiltrates in these andesitic domes. Considering the high resistivity values of the domes (cf. Fig. 8a, spring resistivity analysis: 150–300 ohm m) and in comparison with other volcanic islands (d’Ozouville et al., 2008; Pryet et al., 2012; Vittecoq et al., 2014), it is assumed that these andesitic domes (${}^9\alpha_{bi}^D$)

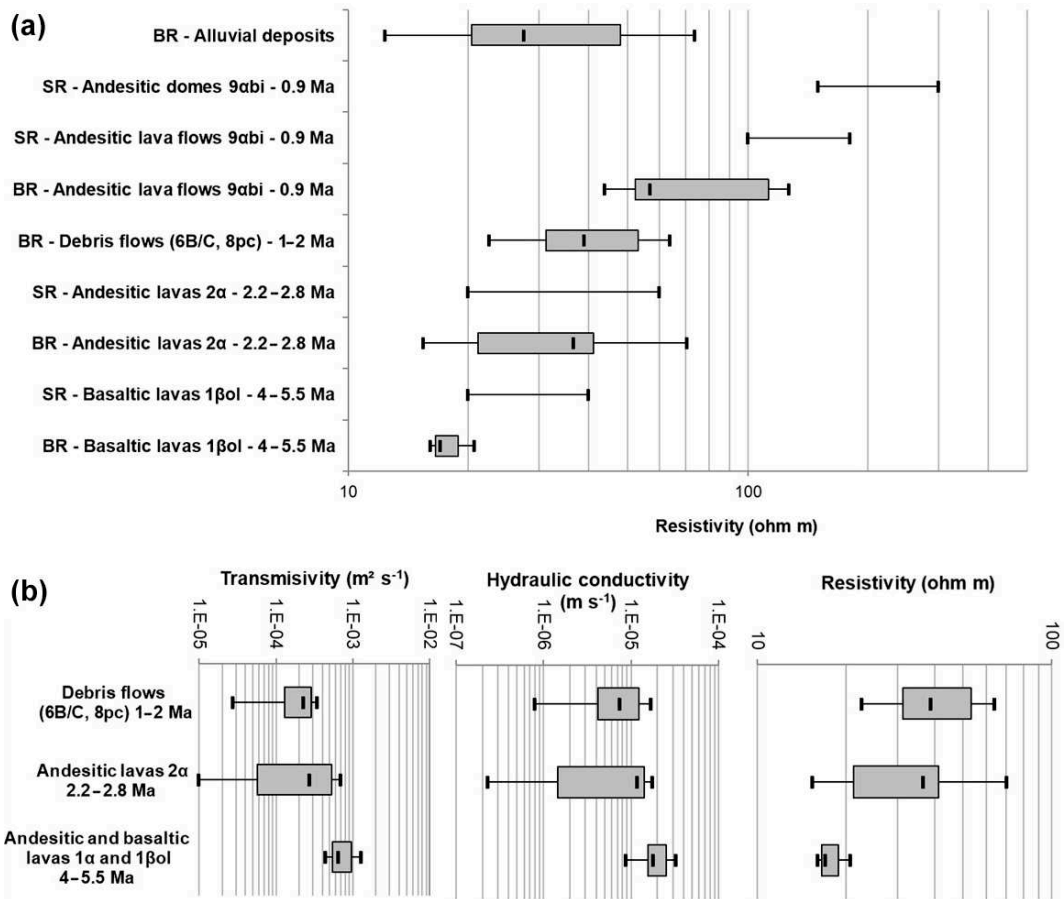


Figure 8. (a) Borehole (BR) and spring (SR) resistivity ranges according to their lithological facies and age (Fig. 2). The younger the formation, the higher its resistivity. (b) Comparison between transmissivity, hydraulic conductivity and resistivity for three aquifer formations considering borehole values.

are highly fissured and fractured, conferring a high hydraulic conductivity to this aquifer (with an order of magnitude of $7 \times 10^{-5} m s^{-1}$ by similarity to a borehole drilled in a dacitic dome 6 km north of the studied watershed). Given the rooting of endogenous domes within the volcano, and as shown thanks to the water balance calculation (Fig. 5), up to 40 % of Reff seeps in depth within dome roots, through fissures and fractures, and recharges underlying aquifers.

In addition, the unsaturated zone should present significant thickness, and since some springs have relatively low flow rates, we consider that they could emerge thanks to small and low hydraulic conductivity horizons, such as paleo-soils, geological heterogeneities (for instance between 9 α bi and underlying formations), or structural discontinuities. The main rivers have their sources in this important perched aquifer, with significant flow rates (as shown in Fig. 5, for instance, the Alma River specific discharge is $112 L s^{-1} km^{-2}$). On the western and eastern topographic ridges of the Case Navire River watershed, andesitic lava flows (9 α biC) also constitute the first aquifer receiving rainfall and from which flow some

non-perennial springs during the rainy season and few perennial springs during the dry season.

5.2 The lower aquifer of andesitic lavas

In this conceptual model the upper major perched aquifer, described above, underlies the second main aquifer of thick andesitic lavas 2 α , marked by a relatively “smooth” morphology or paleo-topography of their top, consistent with the structure of lava cooling along a shield volcano. Hydraulic conductivity data dispersion over 2 orders of magnitude is in agreement with the heterogeneity of these andesitic lavas. The various facies that were observed at the outcrop (Supplement S1) are (1) auto-breccified breccias and lavas, (2) massive facies more or less fractured according to the cooling rate of the lava, (3) facies with flow structures showing significant horizontal cracking parallel to the substratum, and (4) breccias and scorias associated with the base of the lava flow. Tectonic fracturing superimposes on these heterogeneities and can contribute to maintaining and developing the hydraulic conductivity of volcanic formations, as

Table 1. Geological, geophysical and hydrogeological characteristics of the main aquifer and aquitard formations.

Code	Lithological	Age (Ma)	Thickness (m)	Resistivity ranges ohm.m (Q1–Q3)	Aquifer typology	Porosity	Transmissivity ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)			Hydraulic conductivity (m s^{-1})		Water electrical conductivity ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	
							No. of boreholes	range	Average and SD	range	Average and SD	No. of springs	range
${}^9\alpha_{\text{bi}}$	${}^9\alpha_{\text{bi}}^{\text{D}}$ – Andesitic domes	0.3–0.9	>500	Springs: 150–300	Upper major perched aquifer	highly fissured/fractured	–	–	–	–	–	7	100–160
	${}^9\alpha_{\text{bi}}^{\text{C}}$ – andesitic lava flows	0.3–0.9	10–100	Springs: 100–180 Boreholes: 50–100	Upper minor perched aquifer	highly fissured/fractured	–	–	–	–	–	–	–
${}^8\rho\alpha$	Andesitic and dacitic domes and lava flows	0.6–1	10–100	70–120	Minor perched aquifer	Fissured/fractured	–	–	–	–	–	3	160–350
${}^6\text{B/C}$	Breccias, debris flow from the first phase of construction of the old Carbet	2	100–200	20–40	Minor perched aquifer	Heterogeneous Locally aquitard (cemented breccias)	3	2.3×10^{-4} to 3.7×10^{-4}	2.9×10^{-4} SD: 5.8×10^{-5}	6.7×10^{-6} to 1.7×10^{-5}	1.1×10^{-5} SD: 4.6×10^{-6}	1	290
${}^2\alpha$	Andesitic lava flows	2.2–2.8	100–300	$-2\alpha^{\text{M}}$ (massive parts): 30–70 $-2\alpha^{\text{f}}$ (fissured and fractured parts): 15–30 $-2\alpha^{\text{b}}$ (breccias and autoclastic parts): 10–15	Major aquifer	Heterogeneous	9	1.0×10^{-5} to 7.0×10^{-4}	3.3×10^{-4} SD: 2.4×10^{-4}	2.4×10^{-7} to 1.8×10^{-5}	9.0×10^{-6} SD: 6.4×10^{-6}	9	50–280
1α and $1\beta_{\text{ol}}$	Andesitic and basaltic lavas	4–5.5	100–300	16–20	Major aquifer	Fissured/fractured	7	4.4×10^{-4} to 1.3×10^{-3}	7.7×10^{-4} SD: 2.9×10^{-4}	8.8×10^{-6} to 3.3×10^{-5}	2.0×10^{-5} SD: 7.5×10^{-6}	4	80–130
${}^1\text{H}$	hyaloclastites	4–5.5	>200	6–10	Regional aquitard	very low permeable formation	–	–	–	–	–	–	–

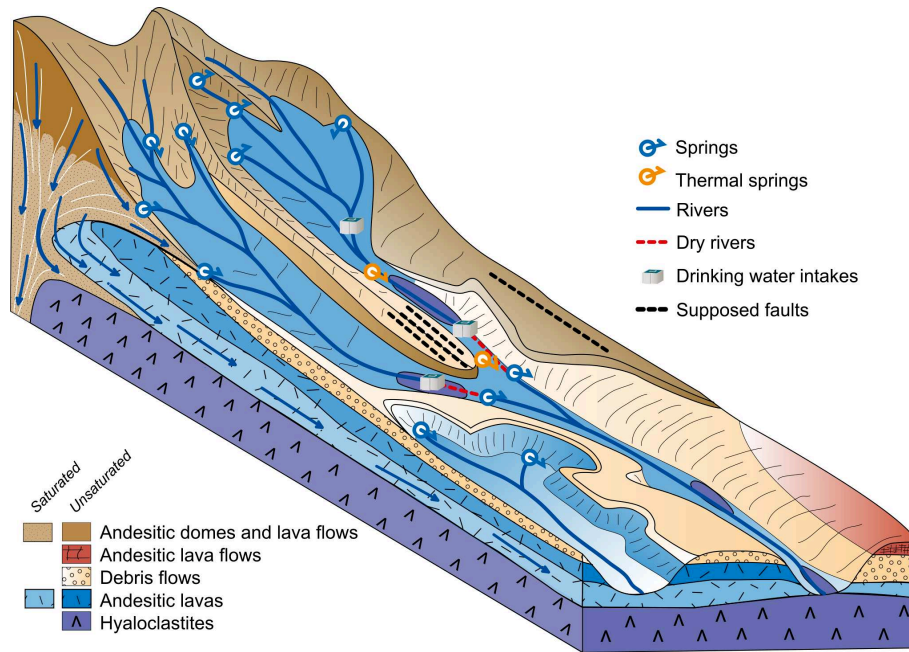


Figure 9. Hydrogeological conceptual model of an andesitic complex in the subduction zone at a watershed scale.

shown by Vittecoq et al. (2015). In this type of andesitic formation, boreholes can also be dry if no fissured or permeable zone is intersected.

The recharge of this aquifer is quite atypical as in the upper part of the Case Navire and Dumauzé watersheds, effective rainfall is high, and permeable andesitic domes and lava flows ${}^9\alpha_{bi}$ overlay andesitic lavas ${}^2\alpha$. As suggested by numerous springs in the limit of extension of ${}^9\alpha_{bi}$, and the low flow rates observed in the two Fond Baron boreholes screened into andesitic lavas ${}^2\alpha$ (Senergues, 2014), effective rainfall infiltration into ${}^2\alpha$ should be limited by paleo-soils and/or the hydraulic conductivity contrast between the two formations, acting as semi-permeable hydraulic obstacles. In the lower part of the watersheds, effective rainfall is limited (200 to 800 mm yr $^{-1}$) compared to the upper part, and furthermore the plateaus located on both sides of the rivers are overlain by low hydraulic conductivity breccias. Effective rainfall infiltration towards andesitic lavas ${}^2\alpha$ is thus also small in the lower part of the watersheds. Then, the recharge of this aquifer should follow four main steps. Firstly, a part of effective rainfall (18 % to 40 %, depending the watershed, as shown in Fig. 5) deeply infiltrates through the fractures and in the rooting of andesitic domes ${}^9\alpha_{bi}$. Secondly, as andesitic lavas ${}^2\alpha$ were crossed through faulting by ${}^9\alpha_{bi}$ lavas, this deeply infiltrated water then flows deeper towards andesitic lavas ${}^2\alpha$, thanks to geological heterogeneity inside the old volcanic chimney. Thirdly, groundwater flows into andesitic lavas ${}^2\alpha$ and, lastly, the ${}^2\alpha$ aquifer, incised by the river, allows this deeply infiltrated water to be drained by the river and the sea.

5.3 The regional aquitard

Hyaloclastites 1H , mainly observable in Fig. 6 (C3) and Fig. 7 (C4 and C5) at altitudes below 100 m a.m.s.l., are the lower boundary of the watersheds and, more generally, of a major northern part of the island. In Fig. 6 (C2), they are suspected between 200 and 300 m a.m.s.l. to the east of the cross section, probably due to the displacement generated by major faults: this topographical limit is interpreted by Boudon et al. (2007) as the eastern limit of a large flank collapse with a horseshoe-shaped structure opened westward. The weathering grade observed on the outcrop in the Case Navire River, associated with their very low resistivity, leads us to consider the hyaloclastites mainly as a very low permeable formation and are then considered the regional aquitard.

5.4 Difference between hydrological watershed and hydrogeological watershed

The continuity of andesitic lava flows ${}^2\alpha$ along the resistivity cross sections (Fig. 7), from north to south and especially under the “Morne Jeanette” (C5), clearly suggests a continuity of groundwater flows, through andesitic lava-permeable facies, beyond the Duclos River watershed and in the direction of the Fond Lahaye watershed. This hypothesis of a clear difference between hydrological watershed and hydrogeological watershed is supported by (1) the piezometric fluctuations (Fig. 4), showing that the Fond Lahaye upper borehole is in a captive aquifer with multiannual dynamic fluctuations, (2) groundwater mineralization and long-duration time transfers (>50 yr by CFC groundwater dating, Gourcy et al.,

2009) and (3) the high flow rates of the Fond Lahaye and Case Navire boreholes (more than $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ have been calculated by Ollagnier et al., 2007; Vittecoq et al., 2008; Vittecoq and Arnaud, 2014).

5.5 Geothermal insights

The very low resistivity (6–10 ohm m) of hyaloclastites ¹H cannot correspond to actual saltwater intrusion, as they are situated higher above sea level. Their very low resistivity could rather result from weathering during the 1 Ma period of rest before the next volcanic phase and from hydrothermal weathering. This low resistivity layer (<10 ohm m) should indeed be evidence of a smectite-bearing hydrothermally altered caprock (e.g. Browne, 1970; Simmons and Browne, 1990) of an underlying geothermal system. The two thermal springs (Didier – 32 °C, 1850 $\mu\text{S cm}^{-1}$ and Absalon – 36 °C, 1730 $\mu\text{S cm}^{-1}$) could be leaks of this geothermal system, through faults allowing the rise of mineralized gaseous waters (it must be noted that the supposed fault interpreted in Fig. 6 (C2 – 2200 m) is aligned with Didier springs, Absalon springs and the Alma and Dumauzé domes).

Then, geothermal fluid circulations could follow five steps: (1) deep infiltration of effective rainfall through andesitic domes (⁹ α bi) and associated deep rooting, (2) deep mixing at temperatures between 100 and 140 °C, according to Gadalia et al. (2014), (3) interaction with CO₂ and ascent along faults, (4) mixing with andesitic aquifer ² α , and (5) emergence in thermal springs. The flow rate of these springs being relatively low, we can state that a part of the ascending enriched fluids do not emerge at the surface and diffuse in the andesitic aquifer ² α . The higher groundwater mineralization downstream (1000 $\mu\text{S cm}^{-1}$ in Fond Lahaye boreholes), compared to the range of water electrical conductivity of cold springs (50–350 $\mu\text{S cm}^{-1}$) emerging from the aquifers upstream (cf. Table 1), clearly support this hypothesis.

6 Discussion

Heliborne TDEM data reveal in-depth resistivity contrasts. Their interpretation with borehole and spring data allowed constraint of a detailed hydrogeological conceptual model. Working at the watershed scale brings new elements of hydrogeological functioning of andesitic volcanic complexes. Vessell and Davies (1981), Bogie and Mackenzie (1998) and Selles et al. (2015) proposed a geological conceptual model of andesitic stratovolcanoes presenting evidence of central (0–2 km from the vent), proximal (5–10 km), medial (10–15 km) and distal (15–40 km) facies variations. The originality of our work is to focus on improving the hydrogeological functioning of the central and proximal parts of such an andesitic system. Indeed, medial and distal parts, on which hydrogeological studies are generally focused on continental

volcanoes (Selles, 2014), corresponding to lower and accessible areas, are in our case under the sea.

On the scale of the island of Martinique, the proposed hydrogeological functioning conceptual model (and also our methodology) could likely be extended to the other watersheds situated on the Carbet volcanic complex and on the Morne Jacob shield volcano. Extrapolation to the entire Martinique is nevertheless not considered, as a specific hydrogeological functioning has been demonstrated for the centre of the island (Vittecoq et al., 2015), as effective rainfall is significantly lower (<1500 mm) in the central–southern half of the island (Vittecoq et al., 2010) and because our conceptual model, concerning mainly fissured and fractured lava, could not fit with the Mount Pelée stratovolcano located in the north of Martinique (covering 15 % of the Martinique area) and constituted by pyroclastic flows (Traineau et al., 1989).

Secondly, our conceptual model could also enhance, with new insights, existing characterizations of the hydrogeology of small volcanic islands and especially West Indies and Caribbean volcanic islands (Unesco, 1986; Falkland and Custodio, 1991; Davies and Peart, 2003; Robins, 2013). However, Hemmings et al. (2015), studying Montserrat, an andesitic island located in the Lesser Antilles, concluded that they did not know which model of the Hawaiian and Canarian models could fit Montserrat. As both concerned only basaltic islands, with different geological structure and recharge conditions, other models have to be proposed. Our conceptual model, thanks to the high-resolution airborne geophysical survey and correlations with geological and hydrogeological data, could then help better understand the hydrogeological functioning of other Lesser Antilles andesitic islands. For instance, the 3-fold division of the West Indies hydrogeological classification by Robins et al. (1990) could be updated with a fourth category considering groundwater in permeable perched high-rise volcanic domes and in underlying fractured volcanic rocks.

The main geological structures highlighted lead to preferential flow circulations and to a non-adequacy between hydrogeological and topographical watersheds, as supposed by Charlier et al. (2011) at a smaller scale (45 ha) in Guadeloupe. The consequence is that even if the topographical watershed is small, underground flow circulations can add significant amounts of water to the river watershed's water balance, if aquifers are situated above (in elevation or upstream). We thus support the necessity to include and characterize neighbouring watersheds to extend our methodology and results to other areas or islands. This can be even emphasized if lava domes and associated roots are situated upstream, as they present very high hydraulic conductivity and preferential flow circulations vertical in depth.

Thanks to the interpretation of the geological, geophysical and hydrogeological data, we highlight, for the present study (i.e. the watersheds and the three studied aquifers, within the interval 10–100 ohm m and within a range of 1 to 5.5 Ma),

that (1) the older the formation, the lower its resistivity and (2) the older the formation, the higher its transmissivity or hydraulic conductivity. This last result is also consistent considering the results of Vittecoq et al. (2015) obtained on an older aquifer (15 Ma) on Martinique, with higher hydraulic conductivity and lower resistivity than the ones observed in the present study. Consequently, unlike hotspot basaltic islands (Custodio, 2005; Vittecoq et al., 2014), hydraulic conductivity of the studied aquifers of subduction zone andesitic volcanism does not decrease with age. On the contrary, our results show an increase with age. Nevertheless, time itself is not the activating factor, and only a few geological processes can cause an enhancement in hydraulic conductivity. Given (1) the tectonic and seismic context of the subduction zone, (2) the fact that earthquakes are known for increasing hydraulic conductivity (e.g. Rojstaczer et al., 1995; Ingebritsen et al., 2006) and (3) the fact that earthquake-induced modification of hydraulic conductivity have been observed in Martinique (Lachassagne et al., 2011), we interpret the observed hydraulic conductivity increase as the consequence of earthquake tectonic fracturing.

The accuracy of correlations between boreholes and TDEM soundings is highly dependent on the distance to the nearest TDEM flight line. Accordingly, particular attention must be paid to the way this comparison is achieved, mainly in terms of distance and elevation difference. This being said, airborne geophysical survey is certainly the best cost-efficiency method, and probably the only method providing this density of data down to 200 m depth, allowing a detailed geological and hydrogeological characterization at this working scale. Nevertheless, a minimum of ground-based geological and hydrogeological data are necessary, thanks to borehole data.

7 Conclusions

From an operational point of view, our data and results should be very helpful for local stakeholders facing environmental impacts and overexploitation of the Case Navire River. We show that large volumes of water infiltrate and flow in several aquifers. Sustainable management of water resources will require a better repartition between rivers and aquifers. Aquifers, and especially downstream the watersheds, could be exploited in order to decrease the use of the dams, especially in dry seasons. Future drilling programmes could be launched considering our conceptual model. We also provide some insights into potential geothermal resources such as the pathway of deep infiltrated water through the roots of the andesitic dome, the presence of a low-resistivity regional aquitard and the link with the thermal springs.

In conclusion, our multidisciplinary approach and results allow characterization in detail of the hydrogeological functioning and characteristics of the main aquifer and aquitard

units, leading to the proposition of a hydrogeological conceptual model of an andesitic island at the watershed scale, presenting evidence of the key role of geological structures and volcanic domes in groundwater flows. We also demonstrate, for the studied geological formations, that hydraulic conductivity increases with age in this andesitic-type volcanic island. Moreover, the working scale seems particularly suitable due to the complexity of edifices, with heterogeneous geological formations presenting high lateral and vertical variability. Andesitic-type volcanic islands being little known and studied, our work offers, in addition to the proposed conceptual model and thanks to the high-resolution airborne geophysical survey, new guidelines for accurate correlations between resistivity, geology and hydraulic conductivity for other volcanic islands.

Data availability. The spring database is available in Table S1 and the borehole database is available in Table S2. The TDEM dataset is publicly available upon request to the BRGM.

Supplement. The supplement related to this article is available online at: <https://doi.org/10.5194/hess-23-2321-2019-supplement>.

Author contributions. BV designed the study with the help of all the co-authors, SV, GM, FL and PAR. BV conducted the geological and hydrogeological field surveys and geological and hydrogeological interpretations of the geophysical data. FL participated in the geological field study and geophysical interpretations and created Fig. 2b. PAR processed the TDEM data, drew the resistivity cross sections shown in Figs. 6 and 7 and confronted the resistivity data to the drill holes with BV (Fig. 8). PAR participated in the interpretation of the TDEM results. BV created the other figures and wrote the original manuscript, with the exception of Chapter 3 written by PAR. The manuscript has been reviewed by SV, GM, PAR and FL.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. This paper is a contribution of the DEMOTHEM and Karibo BRGM research programmes. Previous investigations made by BRGM over the studied watersheds were co-funded by CACEM, ODE and BRGM. The airborne geophysical survey, called the MartEM programme (Deparis et al., 2014), was co-funded by BRGM, the FEDER funds for Martinique, the Regional Office for Environment Planning and Housing (DEAL), the Regional Council and the Water Office of Martinique (ODE). The authors would like to thank the handling editor Gerrit H. de Rooij and the two reviewers (Tatiana Izquierdo and an anonymous reviewer) for their useful remarks and comments that improved the quality of our paper.

Review statement. This paper was edited by Gerrit H. de Rooij and reviewed by Tatiana Izquierdo and one anonymous referee.

References

- Arnaud, L. and Lanini, S.: Impact du changement climatique sur les ressources en eau de Martinique, Openfile BRGM Report RP-62676-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-62676-FR.pdf>, (last access: 7 May 2019), 2014.
- Auken, E., Christiansen, A. V., Westergaard, J. H., Kirkegaard, C., Foged, N., and Viezzoli, A.: An integrated processing scheme for high-resolution airborne electromagnetic surveys, the SkyTEM system, *Explor. Geophys.*, 40, 184–192, 2009.
- Bogie, I. and Mackenzie, K.: The application of a volcanic facies model to an andesitic stratovolcano hosted geothermal system at Wayang Windu, Java, Indonesia, in: *Proceedings 20th NZ Geothermal Workshop*, Auckland, 265–270, 1998.
- Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J.-C., Deplus, C., and Semet, M. P.: Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: Diversity of scale, processes, and temporal recurrence, *J. Geophys. Res.*, 112, B08205, <https://doi.org/10.1029/2006JB004674>, 2007.
- Browne, P. R. L.: Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal fields, *Geothermics*, 2, 564–570, [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(70\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0375-6505(70)90057-X), 1970.
- Charlier, J. B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattani, P., Moussa, R., and Voltz, M.: Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: a multidisciplinary experimental approach, *J. Hydrol.*, 398, 155–170, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.006>, 2011.
- Christiansen, A. V. and Auken, E.: A global measure for depth of investigation, *Geophysics*, 77, WB171–WB177, 2012.
- Cruz, J. V.: Groundwater and volcanoes: examples from the Azores archipelago, *Environ. Geol.*, 44, 343–355, <https://doi.org/10.1007/s00254-003-0769-2>, 2003.
- Cruz, J. V. and Silva, M. O.: Hydrogeologic framework of Pico Island, Azores, Portugal, *Hydrogeol. J.*, 9, 177–189, <https://doi.org/10.1007/s100400000106>, 2001.
- Cruz-Fuentes, T., Heredia, J., Cabrera, M. C., and Custodio, E.: Behaviour of a small sedimentary volcanic aquifer receiving irrigation return flows: La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands (Spain), *Hydrogeol. J.*, 22, 865–882, <https://doi.org/10.1007/s10040-013-1094-9>, 2014.
- Custodio, E.: Hydrogeology of volcanic rocks, in: *Groundwater Studies. An International Guide for Hydrogeological Investigations*, UNESCO, Paris, 423 pp., 2005.
- Custodio, E. and Cabrera, M. C.: Synthesis of the Canary Islands hydrogeology, *SIHD Hydrogeology of volcanic rocks*, Djibouti, 2008.
- Custodio, E., Lopez Garcia, L., and Amigo, E.: Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne), *Hydrogéologie*, 2, 153–167, 1988.
- Davies, J. and Peart, R. J.: A Review of the Groundwater Resources of Central and Northern Montserrat, British Geological Survey Commissioned Report, CR/03/257C, 87 pp., British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, available at: https://www.researchgate.net/publication/317283981_A_Review_of_the_Groundwater_Resources_of_Central_and_Northern_Montserrat (last access: 10 May 2019), 2003.
- Deparis, J., Reninger, P. A., Perrin, J., Martelet, G., and Audru, J. C.: Acquisition géophysique hélicoptérée de la Martinique, Openfile BRGM Report RP-62428-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-62428-FR.pdf> (7 May 2019), 2014.
- d'Ozouville, N., Auken, E., Sorensen, K. I., Violette, S., and de Marsily, G.: Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 269, 517–521, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.011>, 2008.
- Ecker, A.: Groundwater behavior in Tenerife, volcanic island (Canary-Islands, Spain), *J. Hydrol.*, 28, 73–86, 1976.
- Falkland, A. and Custodio, E.: Guide on the hydrology of small islands, *Studies and reports in hydrology* 49, UNESCO, Paris, 1–435, 1991.
- Gadalia, A., Rad, S., and Tailame, A. L.: Compléments d'exploration géothermique: volet géochimie des fluides, Openfile BRGM Report RP-62710-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-62710-FR.pdf> (last access: 7 May 2019), 2014.
- Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S., Lahitte, P., and Chauvel, C.: The eruptive history of Morne Jacob volcano (Martinique Island, French West Indies): geochronology, geomorphology and geochemistry of the earliest volcanism in the recent Lesser Antilles arc, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 198, 297–310, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeoes.2010.09.013>, 2010.
- Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S., Chauvel, C., and Lahitte, P.: The volcanic evolution of Martinique Island: Insights from K–Ar dating into the Lesser Antilles arc migration since the Oligocene, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 208, 122–135, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.02.001>, 2011.
- Gourcy, L., Baran, N., and Vittecoq, B.: Improving the knowledge of pesticide and nitrate transfer processes using age dating tools (CFC, SF6, 3H) in a volcanic island, *J. Contam. Hydrol.*, 108, 107–117, <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2009.06.004>, 2009.
- Guiscafre, J., Klein, J. C., and Moniod, F.: Les ressources en eau de surface de la Martinique, Monographies hydrologiques ORSTOM, ORSTOM, Fort-de-France, available at: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_6/Mon_hydr/04350.pdf (last access: 10 May 2019), 1976.
- Hagedorn, B., El-Kadi, A. I., Mair, A., Whittier, R. B., and Ha, K.: Estimating recharge in fractured aquifers of a temperate humid to semiarid volcanic island (Jeju, Korea) from water table fluctuations, and Cl, CFC-12 and ³H chemistry, *J. Hydrol.*, 409, 650–662, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.060>, 2011.
- Hamm, S.-Y., Cheong, J.-Y., Jang, S., Jung, C.-Y., and Kim, B.-S.: Relationship between transmissivity and specific capacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea, *J. Hydrol.*, 310, 111–121, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.006>, 2005.
- Hemmings, B., Whitaker, F., Gottsmann, J., and Hughes, A.: Hydrogeology of Montserrat, review and new insights, *J. Hydrol. Reg. Stud.*, 3, 1–30, <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.08.008>, 2015.
- Ingebritsen, S. E., Sanford, W. E., and Neuzil, C. E.: *Groundwater in Geologic Processes*, Cambridge University Press, 365 pp., ISBN 0-521-49608, 1998 Second Edition, Cambridge University Press, New York, USA, 2006.

- Izquierdo, T.: Conceptual Hydrogeological Model and Aquifer System. Classification of a Small Volcanic Island (La Gomera; Canary Islands), *CATENA*, 114, 119–128, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.11.006>, 2014.
- Join, J.-L., Folio, J.-L., and Robineau, B.: Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147, 187–201, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.03.013>, 2005.
- Lachassagne, P., Léonardi, V., Vittecoq, B., and Henriot, A.: Interpretation of the piezometric fluctuations and precursors associated with the November 29, 2007, magnitude 7.4 earthquake in Martinique (Lesser Antilles), *C. R. Geosci.*, 343, 760–776, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.09.002>, 2011.
- Macdonald, G. A., Abbott, A. T., and Peterson, F. L.: Volcanoes in the sea. The geology of Hawaii, University of Hawaii Press, Honolulu, 571 pp., 1983.
- Ollagnier, S., Brugeron, A., Vittecoq, B., and Petit, V.: Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique et analyse qualitative de la nappe d'eau souterraine de Schœlcher-Case Navire, Openfile BRGM Report BRGM/RP-55458-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports//RP-55458-FR.pdf> (last access: 7 May 2019), 2007.
- Peterson, F. L.: Water development on tropic volcanic islands. Type example: Hawaii, *Ground Water*, 10, 18–23, 1972.
- Pinault, J. L.: Manuel Utilisateur de TEMPO logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéochimie, Openfile BRGM Report BRGM/RP-51459-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports//RP-51459-FR.pdf> (last access: 7 May 2019), 2001.
- Pinault, J.-L. and Schomburgk, S.: Inverse modeling for characterizing surface water/groundwater exchanges, *Water Resour. Res.*, 42, W08414, <https://doi.org/10.1029/2005WR004587>, 2006.
- Pryet, A., d'Ozouville, N., Violette, S., Deffontaines, B., and Auken, E.: Hydrogeological settings of a volcanic island (San Cristóbal, Galapagos) from joint interpretation of airborne electromagnetics and geomorphological observations, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 4571–4579, <https://doi.org/10.5194/hess-16-4571-2012>, 2012.
- Reninger, P.-A., Martelet, G., Deparis, J., Perrin, J., and Chen, Y.: Singular value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data, *J. Appl. Geophys.*, 75, 264–276, <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.034>, 2011.
- Reninger, P. A., Martelet, G., and Perrin, J.: Frame effective tilt correction for HEM data acquired over rugged terrain, First European Airborne Electromagnetics Conference Near Surface Geoscience 2015, September 2015, Turin, Italy, <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201413865>, 2015.
- Reninger, P. A., Martelet, G., Perrin, J., and Dumont, M.: Reprocessing of regional AEM surveys for geological, hydrogeological and geotechnical applications, AEM2018 – 7th international Workshop on Airborne Electromagnetics, 17–20 June 2018, Kolding, Denmark, 2018.
- Robins, N. S.: A review of small island hydrogeology: progress (and setbacks) during the recent past, *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, 46, 157–165, <https://doi.org/10.1144/qjegh2012-063>, 2013.
- Robins, N. S., Lawrence, A. R., and Cripps, A. C.: Problems of groundwater development in small volcanic islands in the Eastern Caribbean, in: *Tropical Hydrology and Caribbean Water Resources*, edited by: Krishna, J. H., Quiñones-Aponte, V., Gómez-Gómez, F., and Morris, G., AWRA, San Juan, American Water Resources Association, Bethesda, Maryland, 257–267, 1990.
- Rojstaczer, S. A., Wolf, S. C., and Michel, R. L.: Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes, *Nature*, 373, 237–239, <https://doi.org/10.1038/373237a0>, 1995.
- Selles, A.: Multidisciplinary study about the hydrogeological behavior of the Eastern flank of Merapi volcano, Central Java, Indonesia, PhD Thesis, Université Paris, 6 Pierre et Marie Curie, France, 2014.
- Selles, A., Deffontaines, B., Hendrayana, H., and Violette, S.: The eastern flank of the Merapi volcano (Central Java, Indonesia): Architecture and implications of volcanoclastic deposits, *J. Asian Earth Sci.*, 108, 33–47, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.04.026>, 2015.
- Senegues, M.: Suivi géologique et hydrogéologique de deux forages de reconnaissance sur le site de Fond Baron, commune de Fort-de-France, Openfile BRGM Report BRGM/RP-62782-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports//RP-62782-FR.pdf> (last access: 7 May 2019), 2014.
- Sigurðsson, F. and Einarsson, K.: Groundwater resources of Iceland. Availability and demand, *Jökull*, 38, 35–54, 1988.
- Simmons, S. F. and Browne, P. R. L.: A three dimensional model of the distribution of hydrothermal alteration mineral within the Broadlands-Ohaaki geothermal field, Proc. 12th New Zealand Geothermal workshop, University of Auckland, available at: https://www.researchgate.net/publication/266281630_A_THREE_DIMENSIONAL_MODEL_OF_THE_DISTRIBUTION_OF_HYDROTHERMALALTERATION_MINERALS_WITHIN_THE_GEOTHERMAL_FIELD (last access: 10 May 2019), 1990.
- Sørensen, K. I. and Auken, E.: SkyTEM – A new high-resolution helicopter transient electromagnetic system, *Explor. Geophys.*, 35, 191–199, 2004.
- Spies, B. R.: Depth of Investigation in Electromagnetic Sounding Methods, *Geophysics*, 54, 872–888, <https://doi.org/10.1190/1.1442716>, 1989.
- Stollsteiner, P. and Taïlamé, A. L.: Détermination des seuils de vigilance des niveaux d'eau souterraine en Martinique, Openfile BRGM Report RP-66058-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports//RP-66058-FR.pdf> (last access: 7 May 2019), 2017.
- Thiéry, D.: Reservoir Models in Hydrogeology, in: *Mathematical Models, Environmental Hydraulics Series*, edited by: Tanguy, J. M., Volume 2, chap. 13, 409–418, Éditions Wiley/ISTE, London, ISBN 978-1-84821-154-4, 2010.
- Thiéry, D.: Logiciel GARDÉNIA, version 8.2, Guide d'utilisation, Openfile BRGM Report BRGM/RP-62797-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports//RP-62797-FR.pdf> (last access: 7 May 2019), 2014.
- Traineau, H., Westercamp, D., and Benderitter, Y.: Case study of a volcanic geothermal system. Mount Pelée, Martinique, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 49–66, 1989.
- Unesco: First workshop on the hydrogeological atlas of the Caribbean Islands, Santo Domingo, 7–10 October 1986, Final Report, 1986.
- Vessell, R. K. and Davies, D. K.: Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin, in: *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration: Society*

- of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Paper 31, edited by: Ethridge, F. G. and Flores, R. M., 31–45, SEPM Society for Sedimentary Geology, Broken Arrow, USA, <https://doi.org/10.2110/pec.81.31.0031>, 1981.
- Viezzoli, A., Christiansen, A. V., Auken, E., and Sørensen, K.: Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion, *Geophysics*, 73, F105–F113, 2008.
- Violette, S., Ledoux, E., Goblet, P., and Carbonnel, J. P.: Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, Réunion, *J. Hydrol.*, 191, 37–63, 1997.
- Violette, S., d'Ozouville, N., Pryet, A., Deffontaines, B., Fortin, J., and Adelinet, M.: Hydrogeology of the Galapagos Archipelago: an integrated and comparative approach between islands, in: *The Galápagos as a Laboratory for the Earth Sciences*, edited by: Harpp, K. S., Mittelstaedt, E. L., D'Ozouville, N., and Graham, D. W., chap. 9, 167–183, American Geophysical Union, Washington, D.C., John Wiley & Sons, Inc., ISBN 978-1-118-85241, 2014.
- Vittecoq, B. and Arnaud, L.: Évaluation du débit d'exploitation durable du forage 177ZZ0181/CNF3 de Case Navire, commune de Schoelcher (Martinique), Openfile BRGM Report BRGM/RP-63077-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-63077-FR.pdf> (last access: 7 May 2019), 2014.
- Vittecoq, B., Lachassagne, P., Lanini, S., Ladouche, B., Marechal, J. C., and Petit, V.: Elaboration d'un système d'information sur les eaux souterraines de la Martinique: identification et caractérisations quantitatives, Openfile BRGM Report RP-55099-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-55099-FR.pdf> (last access: 7 May 2019), 2007.
- Vittecoq, B., Brugeron, A., Lachassagne, P., Dewandel, B., and Mathieu, F.: Recherche d'eau souterraine à Schœlcher-Fond Lahaye, Openfile BRGM Report RP-55728-FR, available at: <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-55728-FR.pdf> (last access: 7 May 2019), 2008.
- Vittecoq, B., Lachassagne, P., Lanini, S., and Maréchal, J. C.: Evaluation des ressources en eau de la Martinique: calcul spatialisé de la pluie efficace et validation à l'échelle du bassin-versant, *Revue des Sciences de l'Eau*, 23, 361–373, <https://doi.org/10.7202/045098ar>, 2010.
- Vittecoq, B., Deparis, J., Violette, S., Jaouen, T., and Lacquement, F.: Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte Island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data, *J. Hydrol.*, 509, 519–538, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.062>, 2014.
- Vittecoq, B., Reninger, P. A., Violette, S., Martelet, G., Dewandel, B., and Audru, J. C.: Heterogeneity of hydrodynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique Island (Lesser Antilles – FWI), *J. Hydrol.*, 529, 1041–1059, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.022>, 2015.
- Ward, S. H. and Hohmann, G. W.: Electromagnetic theory for geophysical applications: *Electromagnetic Methods*, *Appl. Geophys.*, 1, 130–311, 1988.
- Westercamp, D., Andreieff, P., Bouysse, P., Cottez, S., and Battistini, R.: Notice explicative, Carte géol. France (1 : 50 000), feuille Martinique – Orléans, France, Bureau de recherches géologiques et minières, 246 pp., 1989.
- Westercamp, D., Pelletier, B., Thibaut, P. M., Traineau, H., and Andreieff, P.: Carte géologique de la France (1 : 50 000), feuille Martinique, BRGM, available at: <http://infoterre.brgm.fr/> (last access: 7 May 2019), 1990.
- Won, J.-H., Kim, J.-W., Koh, G.-W., and Lee, J.-Y.: Evaluation of hydrogeological characteristics in Jeju Island, Korea, *Geosci. J.*, 9, 33–46, 2005.
- Won, J.-H., Lee, J.-Y., Kim, J.-W., and Koh, G.-W.: Groundwater occurrence on Jeju Island, Korea, *Hydrogeol. J.*, 14, 532–547, <https://doi.org/10.1007/s10040-005-0447-4>, 2006.

4. Séismes et pluies intenses à l'origine d'une augmentation sur le long terme de la perméabilité

Cet article intitulé *“Earthquakes and extreme rainfall induce long term permeability enhancement of volcanic island hydrogeological systems”* a été accepté en novembre 2020 dans Nature Scientific Reports (2020) 10 :20231.

Les auteurs sont les suivants : Benoit Vittecoq, Jérôme Fortin (ENS-PSL University & CNRS), Julie Maury (BRGM) et Sophie Violette (SU, ENS-PSL University & CNRS).

Parmi les différents résultats détaillés dans les chapitres 2 et 3, l'hypothèse d'une augmentation de la perméabilité des aquifères dans le temps est mise en avant, et pourrait être causée par la fracturation induite par l'activité sismo-tectonique liée à la zone de subduction de la plaque Amérique sous la plaque Caraïbe. J'ai donc orienté mes recherches pour trouver des arguments permettant de conforter cette hypothèse.

Dans la littérature scientifique, différentes réponses hydrogéologiques observées suite à des séismes ont été décrites (Manga et Wang., 2007; Manga et al., 2012; Wang et Manga, 2014) : des oscillations du niveau d'eau dans des forages, des hausses ou des baisses du niveau piézométrique de quelques centimètres à quelques mètres, l'apparition de nouvelles sources et cours d'eau (Wang et Manga., 2015). Ces impacts ont été observés aussi bien en champ proche qu'à quelques milliers de kilomètres, en fonction de la magnitude du séisme (Manga et al., 2012), et sont particulièrement visibles dans les forages recoupant des nappes captives (Hsieh et al., 1987). Les séismes induisent des changements des contraintes statiques (relâchement des contraintes provoquées par le glissement de la faille) et dynamiques (propagation des ondes sismiques) qui peuvent entraîner des changements de la perméabilité d'un aquifère (Rojstaczer et al., 1995; Brodsky et al., 2003; Elkhoury et al., 2006; Manga et al., 2012; Liao et al., 2015).

Les principaux mécanismes pouvant entraîner des variations temporaires ou provisoires de la perméabilité d'un aquifère sont (1) des variations de la pression interstitielle (Muir-Wood and King, 1993; Roeloffs et al., 2003; Jónsson et al., 2003), (2) des variations de l'ouverture de fracture induite par des variations de pressions (Faoro et al., 2012), (3) le colmatage/décolmatage de fractures, lié au broyage de la roche et/ou à la remobilisation de dépôts et de particules en suspensions (Brodsky et al., 2003; Elkhoury et al., 2006; Manga et al., 2012; Candela et al., 2014; Barbosa et al., 2019), (4) la création de nouvelles fractures (Xue et al., 2013; Liao et al., 2015; Wang et al., 2016). Dans plusieurs cas l'augmentation de la perméabilité induite par du décolmatage de fractures est suivi par un retour de la perméabilité aux valeurs antérieures au séisme, sur une période comprise entre quelques mois et quelques années (Elkhoury et al., 2006; Xue et al., 2013;

Manga et al., 2012; Shi and Wang, 2015). Les baisses de perméabilité induites par des séismes sont quant à elles beaucoup moins documentées (Liu & Manga, 2009; Rutter et al., 2016; Shi et al., 2018; Shi et al., 2019), et l'hypothèse la plus souvent avancée est le colmatage de fracture (Shi et al., 2019). L'évolution de la perméabilité dans le temps reste méconnue en raison de la rareté de données d'observations in-situ de longue durée et est un des verrous scientifiques actuels (Ingebritsen et Manga, 2019; Tawara et al., 2020), le suivi de sites expérimentaux sur de longues périodes étant souvent complexe techniquement et financièrement (Hosono et al., 2020).

La Martinique est une zone sismique active, ayant été impactée par une trentaine de séismes significatifs sur la période de 1702 à 2019, avec notamment 6 séismes possédant des intensités en Martinique comprises entre VII et VIII et un séisme majeur en 1839 d'intensité IX ayant causé plusieurs milliers de morts. Sur la période 2007-2019, 130 séismes ont été ressentis en Martinique (magnitudes comprises entre 2,1 et 7,4). Suite à plusieurs de ces séismes, des baisses du niveau d'eau souterraine ont été mesurées dans un forage situé sur la côte de la Martinique (forage du Galion), forage dont le niveau est suivi à un pas de temps horaire depuis décembre 2005 dans le cadre du réseau de suivi des eaux souterraines de la Martinique. Dans cet article, je me suis appuyé sur ce suivi en continu mené depuis 13 ans et au développement d'un nouveau modèle permettant de calculer la perméabilité à partir du déphasage entre les ondes de marées terrestres et les variations de niveau enregistrées dans le forage, pour mettre en évidence de nettes variations de la perméabilité d'un aquifère et de son aquitard sus-jacent induites par plusieurs séismes. Je compare ensuite les valeurs de transmissivité calculées sur cette période avec la tendance observée à l'échelle géologique grâce à l'analyse des données de transmissivité collectées dans une quarantaine de forages.

Sur les treize dernières années, les cinq plus gros séismes ressentis en Martinique ont entraîné des baisses du niveau piézométrique du forage du Galion de 2 à 44 cm. Ce forage de 50 m de profondeur recoupe entre 19 et 50 m un aquifère constitué de basaltes fissurés et fracturés âgés de 15 Ma, au-dessus desquels reposent 19 m d'argiles peu perméables (aquitard).

Dans un premier temps, les contraintes statiques et dynamiques ont été calculées pour définir l'origine des baisses de niveau observées. Pour les séismes du 29/11/2007 et du 18/02/2014, le changement des contraintes statiques peut avoir contribué à une partie des variations observées, mais n'est pas suffisant pour expliquer l'ensemble. Pour les autres séismes, les changements de contraintes statiques sont trop faibles. L'accélération maximale du sol (PGV) a ensuite été calculée pour les principaux séismes et met en évidence que les séismes ayant entraîné des variations du niveau d'eau dans le forage ont des $PGV > 0,5$ cm/s, et les deux séismes ayant entraîné les baisses les plus importantes (0,4 m) ont les valeurs de PGV les plus élevées (2,1-2,8 cm/s).

Ensuite une analyse du déphasage entre les ondes de marées terrestre M2 et les variations du niveau d'eau dans l'aquifère a été menée et met en évidence des décalages significatifs suite aux

cinq principaux séismes. Un modèle analytique a été développé pour calculer la transmissivité de l'aquifère et la perméabilité de l'aquitard résultant de ces déphasages. Je mets ainsi en évidence que, sur la période 2007-2019, la transmissivité de l'aquifère a augmenté de 9.10^{-6} à 3.10^{-4} m²/s et la perméabilité de l'aquitard de 4.10^{-10} à 1.10^{-7} m/s. Sur une décennie, la perméabilité de l'aquifère a ainsi été multipliée par 20 et celle de l'aquitard par 300. Les augmentations de perméabilité co-sismique seraient dues à la création de nouvelles fractures ou à du débouillage de fractures plus ou moins colmatées (par des produits de broyage ou d'altération). Ces augmentations co-sismiques sont ensuite suivies pendant quelques mois à quelques années par des alternances de colmatage ou de décolmatage en fonction des événements météorologiques. En effet, j'ai mis en évidence des observations inédites d'augmentation de la perméabilité après le passage d'ouragan ou de tempête tropicale ayant entraîné des pluies extrêmes. L'augmentation de pression dans l'aquifère induite par ces pluies exceptionnelles joue ainsi le rôle de piston, suffisamment fort pour décolmater des fractures colmatées par des particules, colloïdes ou précipités minéraux.

Enfin, une analyse comparative des perméabilités des aquifères fissurés/fracturés de Martinique mesurées dans une quarantaine de forages met en évidence une augmentation de la perméabilité au cours des âges géologiques ($\times 40$ par million d'années), corroborant ainsi la tendance observée sur la dernière décennie. Ces observations mettent ainsi en évidence que la perméabilité des aquifères des îles andésitiques, comme celles des Petites Antilles, augmente durablement avec le temps en raison de l'activité sismique de la région, confirmant ainsi les hypothèses émises dans les chapitres 2 et 3. Les formations géologiques étant soumises à des processus d'altérations chimiques, on peut supposer que la fracturation sismique et les débouillages associés agissent plus rapidement que les processus d'altération chimique, voir même qu'ils agissent de concert, les produits d'altération chimique pouvant être nettoyés ou évacués lors des décolmatages sismiques ou lors des tempêtes tropicales et pluies extrêmes associées.

Les implications opérationnelles de nos résultats sont multiples, une augmentation significative de la perméabilité d'un aquifère pouvant avoir des conséquences sur la productivité des forages exploités ou sur les processus de transfert des produits phytosanitaires. L'augmentation de la perméabilité d'un aquitard peut quant à elle diminuer ses capacités à retenir les polluants, notamment au droit des sites de stockages de déchets ou dans les zones agricoles où des pesticides sont épandus, pouvant entraîner à terme une dégradation de la qualité des ressources en eau. L'impact sur la perméabilité des caprock hydrothermaux au droit des volcans actifs amène également à s'interroger sur les interactions possibles avec les processus de réactivation.



OPEN

Earthquakes and extreme rainfall induce long term permeability enhancement of volcanic island hydrogeological systems

B. Vittecoq^{1,2✉}, J. Fortin², J. Maury³ & S. Violette^{2,4}

Earthquakes affect near-surface permeability, however temporal permeability evolution quantification is challenging due to the scarcity of observations data. Using thirteen years of groundwater level observations, we highlight clear permeability variations induced by earthquakes in an aquifer and overlaying aquitard. Dynamic stresses, above a threshold value $PGV > 0.5 \text{ cm s}^{-1}$, were mostly responsible for these variations. We develop a new model using earth tides responses of water levels between earthquakes. We demonstrate a clear permeability increase of the hydrogeological system, with the permeability of the aquifer increasing 20-fold and that of the aquitard 300-fold over 12 years, induced by fracture creation or fracture unclogging. In addition, we demonstrate unprecedented observations of increase in permeability due to the effect of extreme tropical deluges of rainfall and hurricanes. The water pressure increase induced by the exceptional rainfall events thus act as piston strokes strong enough to unclog congested fractures by colloids, particles or precipitates. Lastly, an analysis of regional permeabilities also highlights a permeability increase over geological timeframes ($\times 40$ per million years), corroborating the trend observed over the last decade. This demonstrates that permeability of aquifers of andesitic volcanic islands, such as the Lesser Antilles, significantly evolve with time due to seismic activity and extreme rainfall.

Among the many direct or indirect effects of earthquakes, various hydrogeological responses have been observed. The most striking are water level oscillations, water level co-seismic or post-seismic drop or rise, from centimetric to pluri-metric scale (e.g. Refs. ^{1–3}), new streams and springs appearance⁴, disappearance of existing springs, streams discharge increase. These impacts are observed from near field to hundreds to thousands of kilometers from the earthquake, depending on its magnitude^{2,5}. In the near field, these modifications could directly affect water resource production, its quality, and supply to the population.

Such observations of interaction between seismic waves propagation and groundwater are precious opportunities to investigate the hydrogeological functioning of aquifers and their hydraulic properties evolution over time⁵, especially in confined aquifer where boreholes react as natural strain meters⁶. Earthquakes induce static and dynamic stress changes, as a function of distance and magnitude, and such changes can induce aquifer permeability changes^{2,7–10}. However, relating field-scale observation to a mechanism is challenging as mechanisms occur mainly at the pore-scale, which cannot be easily observed on site.

The main mechanisms leading to temporary or permanent increase or decrease of aquifer permeability are due to: (a) pore pressure variation and fracture aperture variations induced by change in effective pressure—defined as mean stress minus pore pressure—^{11–14}, (b) clogging/unclogging of fracture due to remobilization of deposits and particles^{2,8,9,15,16}, (c) creation of new fractures^{10,17,18}, but also (d) consolidation or liquefaction^{19,20} or (e) release of vadose zone^{21,22}. An increase in permeability related to fracture unclogging, an often-mentioned mechanism in fractured media, is usually followed by a return to pre-earthquake permeability value over a period of months to years^{2,9,17,23}.

A decrease in permeability triggered by earthquakes is much less documented^{24–27}. In this last case, fractures clogging by particles or fine sediments is often involved, with a possible link with earthquake azimuth relative to fracture orientation²⁷. Over time, permeability increase and decrease can be observed in the same boreholes²⁷. Lastly, permeability variations not only concern aquifers but also aquitards^{18,28} whose hydraulic

¹BRGM, 97200 Fort-de-France, Martinique. ²CNRS, UMR.8538 – Laboratoire de Géologie, ENS-PSL Research University, 24 rue Lhomond, 75231 Paris, France. ³BRGM, 45060 Orléans, France. ⁴Sorbonne University, UFR.918, 75005 Paris, France. ✉email: b.vittecoq@brgm.fr

properties increase can have significant environmental consequences, an example is a leak off from polluted subsurface water to underground water.

Characterizing and quantifying temporal evolution of permeability, the key hydraulic parameter controlling groundwater flow, also remain one of the present-day scientific challenges^{5,29}. Long term monitoring is difficult and challenging³⁰ but monitoring permeability evolution in seismically active regions such as subduction zones could provide unique opportunities to understand the link between earthquakes and permeability variations.

The Lesser Antilles slow-spreading subduction zone³¹ is characterized by a relatively old subducting plate (80 Ma), with a subduction rate of 19 mm/year^{32,33}. Martinique Island is the largest volcanic island (1080 km²) of the Lesser Antilles archipelago, with a volcanic activity, mainly andesitic, for at least 25 Ma³⁴. Climate in Martinique is tropical, marked by a dry season and a rainy season, interspersed with fluctuating transition periods. The average frequency of cyclones in the north Atlantic is around 12 per year, and the maximum daily rainfall recorded in the Galion watershed is 480 mm in a day (Hurricane Klaus, October 4, 1990). Historically thirty destructive earthquakes (intensity > VI) have impacted Martinique Island between 1702 and 2019, including 6 with intensity between VII and VIII and one major in 1839 with an intensity of IX³⁵. Over the period 2007–2019, 130 earthquakes were felt in Martinique (Fig. 1) and reported by the Volcanological and Seismological Observatory of Martinique (OVSM-IPGP) (min magnitude 2.1, median 4.2 and max 7.4). The earthquakes occurring around Martinique Island are subduction earthquakes and shallower events showing shortening and overthrusting³⁶. Shallow events from north of Martinique show more normal and strike-slip events expressing trench-parallel extension. The five most important earthquakes felt in Martinique in the past thirteen years (2007/11/29, 2014/02/18, 2017/02/03, /2018/08/21 and 2018/09/28) have triggered co-seismic water-levels drop from 2 to 44 cm in the Galion borehole, located on the east coast of the island (Figs. 1, 2a,d), monitored at an hourly time step since December 2005. These earthquakes are varied in term of depth (from 15 to 160 km), azimuth relative to the Galion borehole (Fig. 1), distance (from 38 to 485 km) and mechanism (thrust or normal events, with some strike-slip component). Furthermore, their seismic energy density is higher than $1.6 \times 10^{-2} \text{ J m}^{-3}$ (Fig. 2e) following an empirical function³⁷, that estimates seismic energy density as a function of hypocentral distance and earthquake magnitude.

In this article, we take advantage of this unique long piezometric monitoring in the Lesser Antilles to report unprecedented observations of permeability variations induced by earthquakes. In addition, we highlight the superimposed effect of exceptional tropical rain and hurricanes on the permeability increase. Our results combined with a compilation of transmissivities calculated by pumping tests performed in boreholes spatially distributed at the scale of the Martinique Island also reveal that permeability of aquifers of this andesitic volcanic island sustainably increases with age due to these two processes: seismic activity and extreme rainfalls.

Results

Transmissivity increase of the hydrogeological system (aquifer and aquitard) over 12 years and over geological ages.

Aquifer transmissivity can be determined from earth tide analysis^{9,17,27,28,38}, considering the time lag (phase shift) between the tidal dilatation of the aquifer and the water level response in the well⁶. Geologic or topographic heterogeneity may affect the tidal response of an area³⁹, but these effects did not vary over the duration of our study¹⁰, and should not affect the phase lag evolution. We use Baytap08 software⁴⁰ to calculate, by period of 31 days with an overlay of 15 days, the phase shift of the water-level response to M2 tidal component of earth tides (Fig. 3a). Significant changes in the phase of the tidal responses are observed following the five earthquakes, with values ranging from -17° to $+34^\circ$. The 2014/02/18 earthquake induces a clear increase of the tidal phase shift ($+21^\circ$), whereas 2007/29/11 and 2017/02/03 earthquakes induce a decrease of the tidal response (-19° and -9° , respectively).

Several models have been developed and tested to calculate transmissivity from tidal response of water level. They take into account different hypotheses and can therefore be applied only in certain cases: confined isotropic aquifer, radial flow and negative phase shift⁶, unconfined aquifer, vertical flow and positive phase shift^{41,42}. Recently a new model considering both horizontal flow and vertical leakage allows to consider both negative and positive phase shift⁴³, and put in evidence that the phase shift sign is not a trustworthy condition for defining if an aquifer is confined or unconfined. In our case, we have to consider a confined aquifer, with horizontal flow, possible leakage from overlying aquitard, and phase shift both positive and negative. We choose to improve this last model⁴³ in which the phase shift for a given period (O1, M2, N2) is function of the storativity S and transmissivity T of the aquifer and the ratio permeability versus thickness of the aquitard k/b .

To constrain the model in term of input, water levels drop during the 10 days after the five strongest earthquakes have been modeled (Fig. 4) considering a one-dimensional model of confined aquifer⁴⁴. This model allows us to characterize the diffusivity ($D = T/S$) of aquifer just after each earthquake. These water level drop match with type 3 (down-down) responses classification⁴⁴, as the groundwater level continued to decline following a coseismic fall. Type 3 responses are associated with a sudden decrease in the porosity, which could be caused by unclogging or creation of new fractures, inducing a sudden decrease in the water level⁴⁴. Results show a relatively low diffusivity variability, ranging from 0.5 to 8 m² s⁻¹ with a mean value of 3 m² s⁻¹ and a standard deviation of 3 m² s⁻¹ (Fig. 4). This low variability in diffusivity suggests that transmissivity and storage coefficient varied jointly.

We develop an analytical model improving the aquifer model with an overlying aquitard⁴³ by adding two assumptions: (1) diffusivity T/S is constant and (2) the permeability of the aquifer varies exponentially with stress^{45,46}. Then, we deduce a relationship between variation in permeability in the aquifer and variation in permeability in the aquitard. Finally, in this improved model, we are able to express the phase shift for a given period as a function of only one independent parameter: the transmissivity of the aquifer. This new model is calibrated with two transmissivity values (one in 2019 calculated from a pumping test and the other in 2008 calculated

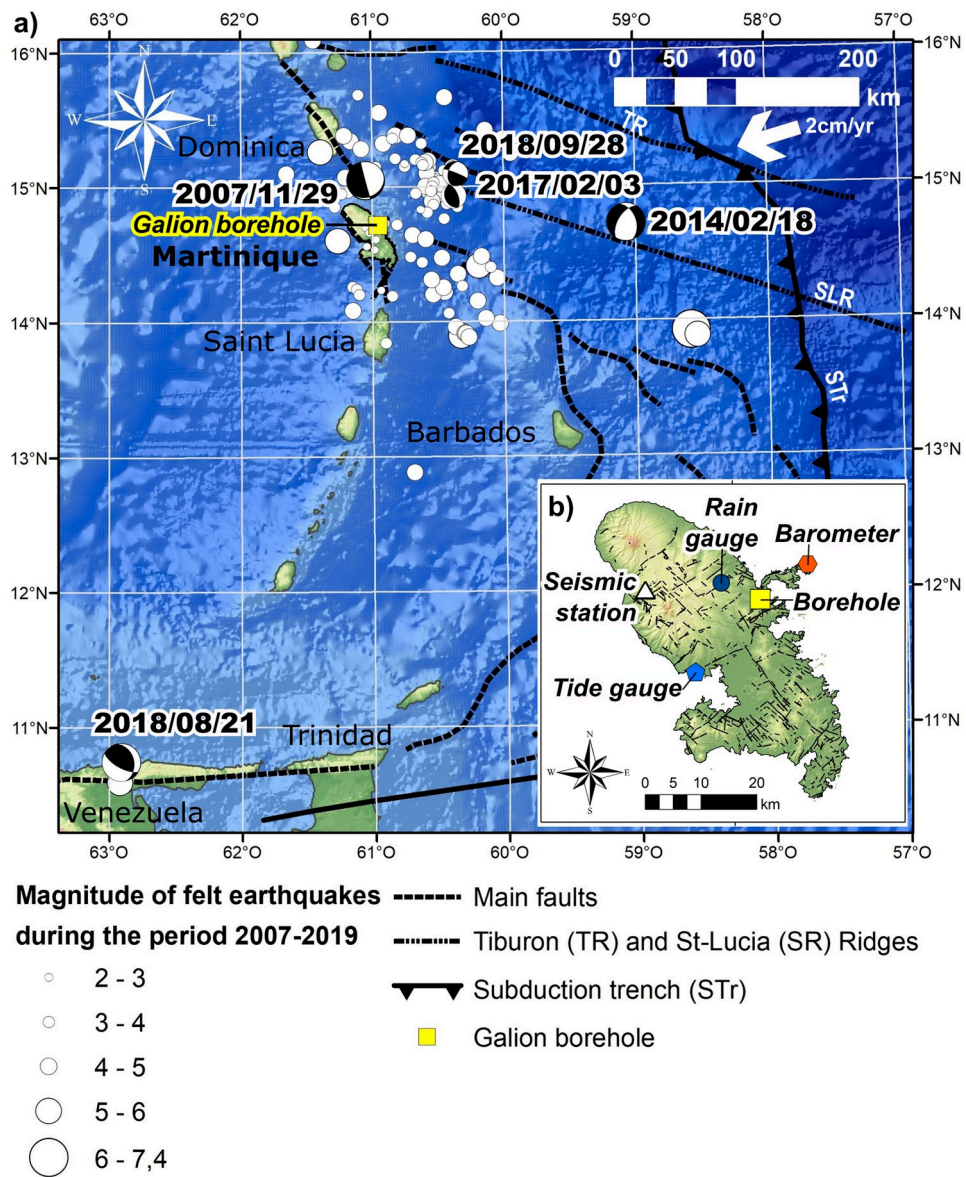


Figure 1. (a) Localization of the 128 felt earthquakes in Martinique reported by the OVSM-IPGP observatory during the period 2007–2019. Moment tensors of the five strongest earthquakes: M7.4—2007/11/29 (hypocentral distance—hd: 163 km), M6.5—2014/02/18 (hd: 203 km), M5.6—2017/02/03 (hd: 74 km) M7.3 2018/08/21 (hd: 485 km) and M5.4 2018/09/28 (hd: 90 km). Digital elevation model from the General Bathymetric Chart of the Ocean (gebco.net), vector of convergence³², main faults, ridges and subduction trench⁶⁹. (b) Localization of the Galion Borehole, the ocean tide gauge (Fort-de-France harbor), the barometer station (barometric pressure data), the rain gauge station, and the seismic station of the volcanic and seismologic observatory of Martinique (OVSM-IPGP). Figure performed using ArcGis 10.5.1 (<https://www.esri.com/>).

from the phase shift values of O1 and M2 earth tide waves). This model thus makes it possible to deduced the evolution of the permeability over the 12 years (Fig. 3b,c) from the temporal evolution of the M2 tidal phase shifts. Note that the permeability inferred from tidal analysis is always a mean permeability estimate over a given period (31 days in our case). Results put in evidence transmissivity increase from 9×10^{-6} and $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ for the aquifer and permeability increase between 4×10^{-10} and $1 \times 10^{-7} \text{ m} \text{ s}^{-1}$ for the aquitard. We thus demonstrate a clear permeability increase of the hydrogeological system, with a permeability of the aquifer multiplied by 20 and that of the aquitard by 300 in 12 years.

In order to assess whether the trends observed over 12 years could be projected over a longer period, we collect permeability data calculated from pumping tests in 40 boreholes, drilled in last decades in fissured and fractured volcanic aquifers in Martinique, representing seven different geological formations with age ranging from 2.5 Ma to 15 Ma (Fig. 5). Geological formations with age between 2.5 and 5 Ma have been set up during aerial volcanism phases and those between 8 and 15 Ma during older submarine volcanism phases. For the two

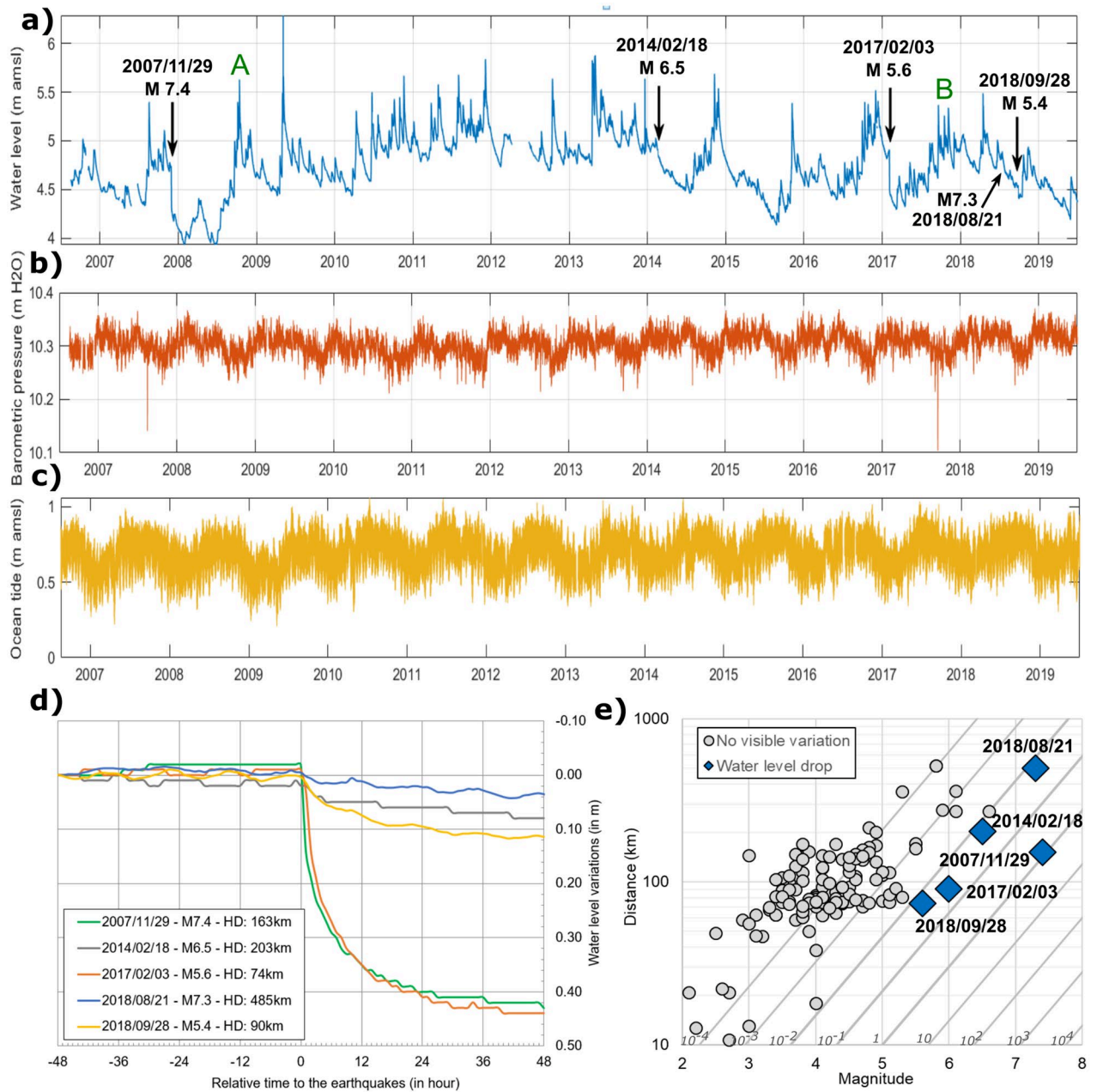


Figure 2. The five most important earthquakes, with a seismic energy density higher than $1.6 \times 10^{-2} \text{ J m}^{-3}$, have triggered co-seismic water-levels drop from 2 to 44 cm in the Galion borehole. The borehole is 50 m deep and intersects fissured and fractured 15 Ma years’ old basalts between 19 and 50 m (screened interval), with a 19 m thick layer of very low pervious clay recovering (called aquitard). The aquifer, confined with a +4.5 m water level, above mean sea level (amsl), flows toward the sea located 1.5 km east. Time series data from August 2006 to December 2019, at a one-hour sampling rate, of (a) groundwater level in Galion borehole (in m above mean sea level – amsl) (A=October 2008 extreme rainfall and B=cat.5 Irma and Maria Hurricanes), (b) barometric pressure at the nearest meteorological station (10 km NE) and (c) Ocean tide at Fort-de-France harbor. (d) Relative water level variations following the five strongest earthquakes compared to a fixed “0 m” level set 48 h before. (e) Distribution of earthquakes as a function of magnitude and hypocentral distance. Oblique lines are the seismic energy density in J m^{-3} .³⁷

different phases, we highlight a permeability increases with age over geological ages. Between 8 and 15 Ma, permeability increased by a factor of 300 (ie. $\times 40$ per million years).

Permeability increase following post-seismic intense rainfall and hurricane events. Following 2007/11/29 and 2017/02/03 earthquakes, the tidal analysis shows for the two following months a permeability decrease of the aquifer (Fig. 3), respectively from $2.9 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ to $5.3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and from $2.4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

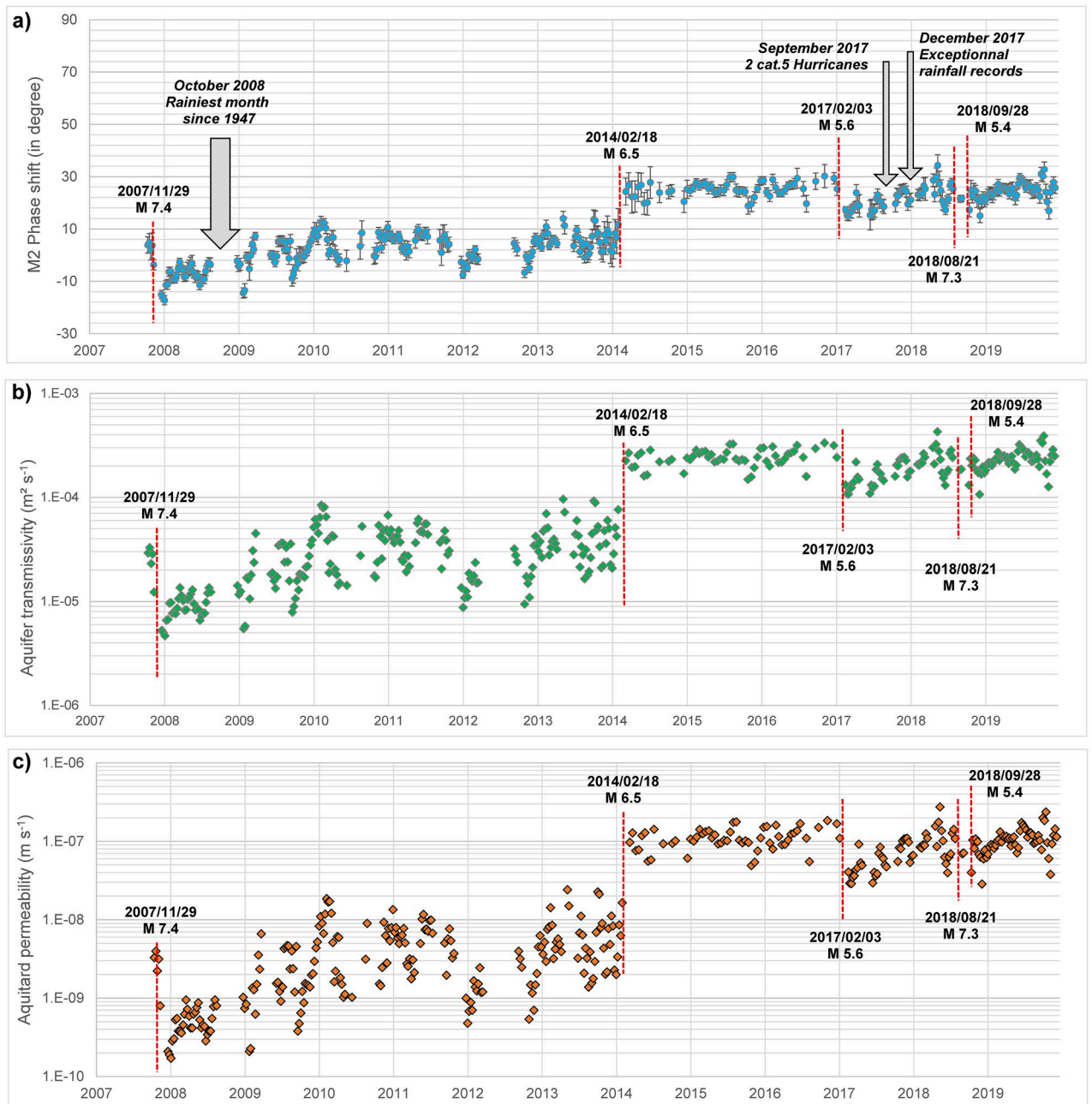


Figure 3. M2 phase shift and permeability evolution of the hydrogeological system over 12 years. **(a)** Phase shift (Phase shift error bars correspond to \pm the root-mean-square error—RMSE) between Galion borehole water levels and M2 earth-tide calculated with Baytap08⁴⁰, **(b)** Aquifer transmissivity and **(c)** Aquitard permeability, both calculated with our analytical model.

to $1.1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. However, we can observe, in the following few months, a gradual permeability increase, and, in both cases, a return to pre-earthquake value over a period of months to years (with no earthquakes with significant seismic energy during these periods). Interestingly, several major meteorological events occurred in the next months following these earthquakes (Fig. 3a). October 2008 is the rainiest month since 1947 with 500–700 mm in the borehole watershed (Mean October pluviometry: 300 mm). 2017 is also exceptional, with two major's hurricanes (Cat. 5 Irma and Maria) crossing the Lesser Antilles arc in September 2017. This month becomes one of the wettest months since decades, with 400–450 mm in the watershed (Mean pluviometry in September: 270 mm). Daily record is also exceptional with more than 200 mm in a day when Maria hurricane was closer to the island (2017/09/18). Finally, December 2017 also show exceptional rainfall records (400–500 mm) with more than 110 mm in a day (Mean pluviometry in December: 210 mm).

Significant rainfalls have also been recorded during 2018 and 2019. Figure 6 shows the evolution of rainfalls, water level fluctuations and M2 phase shift variations from 2017 to 2019. Groundwater level fluctuations show two trends. First, a seasonal trend, with a global trend of water level increase during rainy season and a global trend of water level decrease during dry season. Superimposed on this first trend, a short-term pluviometric

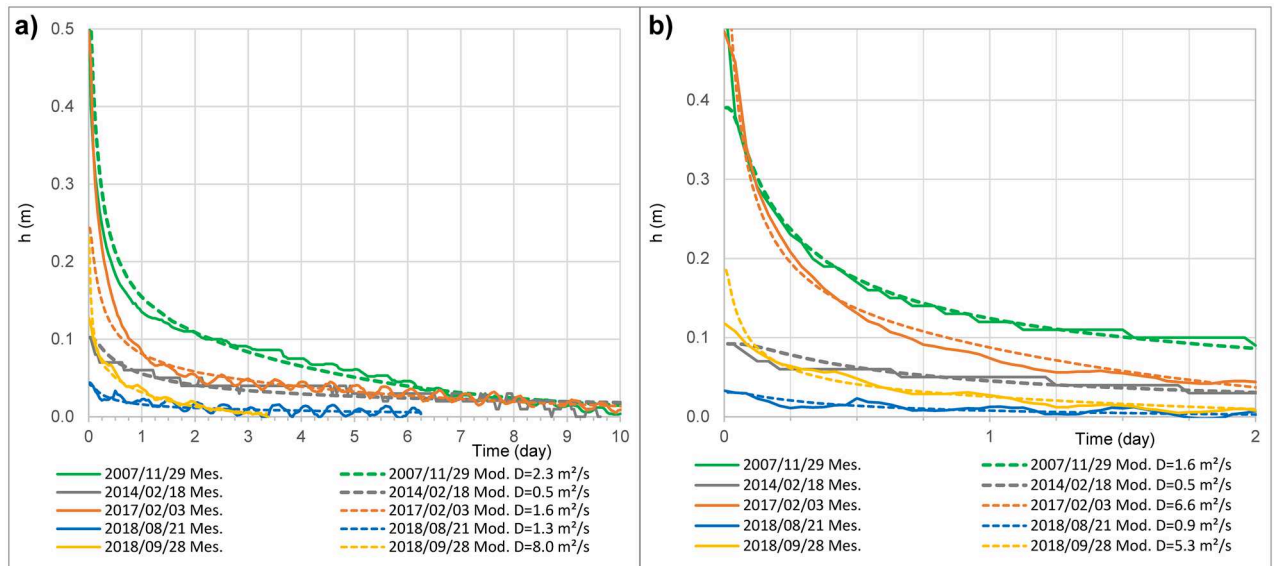


Figure 4. Co-seismic drawdown modelling. (a) Water level drop during the 10th first days, and (b) refinement on the 48th first hours after earthquakes, have been modelled considering a simple one-dimensional model of confined aquifer⁴⁴. Results show a low diffusivity variability (mean = $3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, standard deviation = $3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). These water levels drop match with type 3 (down-down) responses⁴⁴, as the groundwater level continued to decline following a co-seismic fall, associated with a sudden increase in transmissivity of the aquifer.

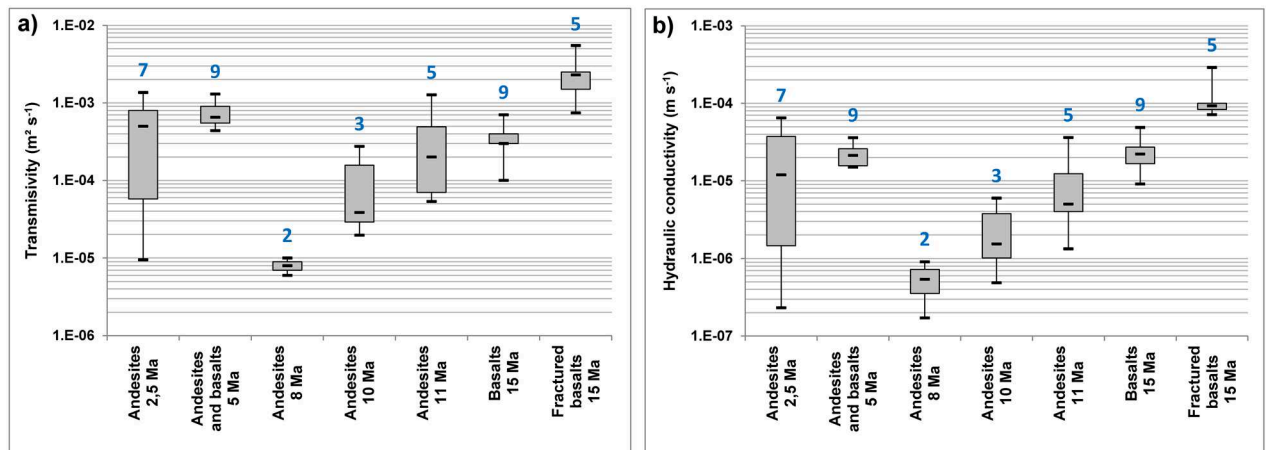


Figure 5. Aquifer transmissivity and hydraulic conductivity increase over geological ages. Synthesis of: (a) Transmissivity and (b) Hydraulic conductivity data calculated from pumping tests in 40 boreholes, drilled in last decades in fissured and fractured volcanic aquifers in Martinique, representing seven different geological formations with age ranging from 2.5 to 15 Ma. Box boundaries are first and third quartile; black dashes correspond to min, max and median. The blue numbers correspond to the number of boreholes in each category.

trend is observed, with fast water level increase (few hours) following intense rainfalls. This latter trend, directly and quickly impacted by rainfall, is correlated with M2 phase shift increase following the ten events identified in Fig. 6. We can also observe, for some events, permeability decrease following intense rainfalls permeability increase (e.g. following events 2, 6 or 8 on Fig. 6) suggesting particles or colloids movements and relogging, but the general trend, over three years, is a permeability increase. These results thus highlight that major meteorological events have an impact on the aquifer permeability increase, as these events, acting as pistons strokes, induce fracture unlogging process.

Effect of static and dynamic stresses and strains. Both static and dynamic stresses can cause aquifer permeability changes^{2,8,9}. In the near field (i.e. distance equivalent to the length of the rupture fault), static and dynamic strains are comparable in magnitude³⁷. In the far field, at greater distances, more than ten times the rupture length⁴⁷, dynamic stresses (that decrease in $1/r^2$ to $1/r^{3/2}$ depending on the wave) are much greater than

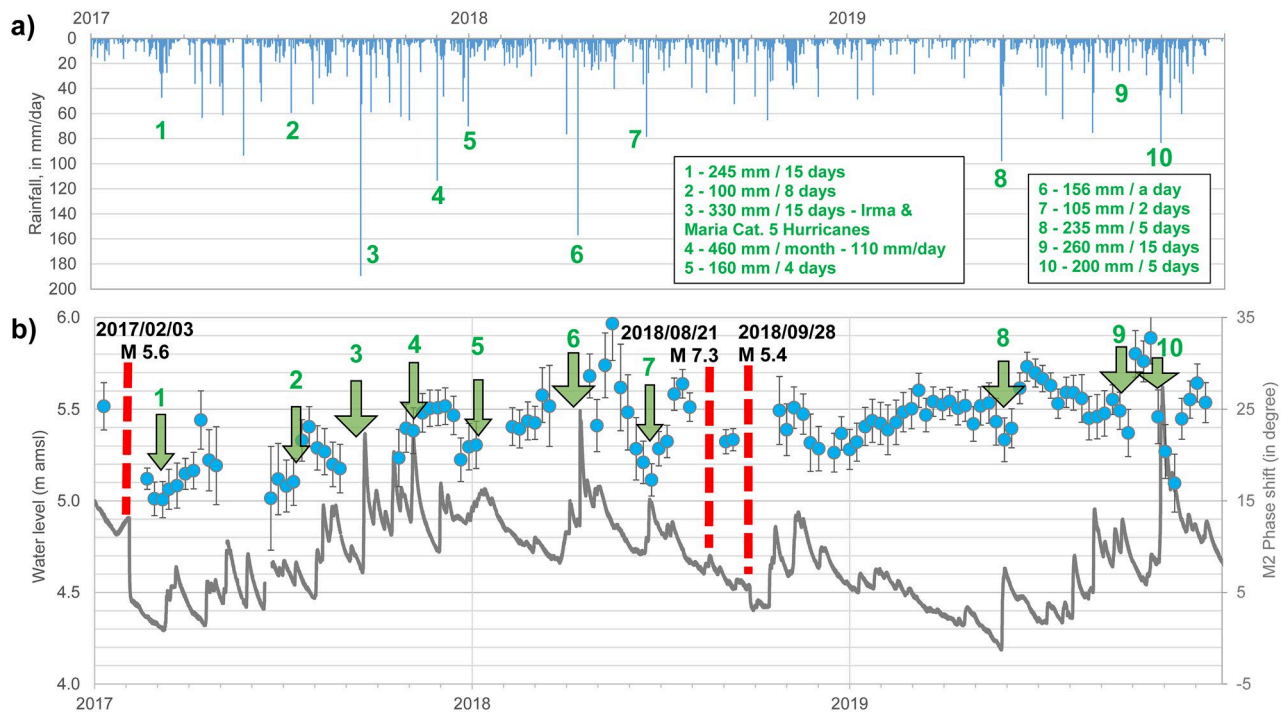


Figure 6. Phase shift increase following major meteorological events. (a) Daily rainfall from 2017 to 2019. (b) Galion borehole water level fluctuations versus M2 phase shift. Comparing water level evolution and M2 phase shift variations from 2017 to 2019 put in evidence M2 phase shift increases following major meteorological events and following the 2017/02/03 earthquake. These meteorological events act as piston strokes strong enough to unclog congested fractures by colloids, particles or precipitates, further confirming that the mechanism decreasing permeability occurring following the 2017/02/03 earthquake could be fracture clogging. (The phase shift error bars correspond to \pm the root-mean-square error -RMSE).

static stresses (that decrease in $1/r^3$). Based purely on distance criterion, the Galion borehole is located in the intermediate to far field of the five most important earthquakes. Therefore, it is not clear whether the water level drop observed can be linked to a static stress change or a dynamic stress change. With a long-term impact, it would be expected that static stress change modified the aquifer properties¹³ but some researchers suggest that dynamic stress change can also have long-term consequences even if the mechanism involved is not clear^{2,8,12}.

We calculate the static mean stress change with the Okada Model⁴⁸ for the eight most important earthquakes over the period 2007–2019 (SI Appendix, Table S1), among which five triggered a permeability change. Results range from a few Pascal to tenth Pascal, except for 2007 and 2014 earthquakes with a variation of around 1.6 kPa and 0.3 kPa respectively (SI Appendix, Fig. S1). We also calculate the change in pore pressure (SI Appendix, Table S1) assuming a Skempton coefficient B between 0.6 and 0.9^{41–49}. The 2007 and 2014 earthquakes induce a change in water level of 10–15 cm and 2–3 cm, respectively. For these two events, an impact of static stress change on the water level is possible, as observed variations at the Galion piezometer are of the same order, 43 cm and 8 cm, respectively (Fig. 2a,d).

Static effect changes are yet not able to explain groundwater changes observed for the others earthquakes. For 2017 and 2018 earthquakes, the static mean stress variations estimated are too low (0.01 to 0.1 kPa) compared to earth tide influence (kPa)⁵⁰. Furthermore, if static stress changes were responsible, higher water level change would be associated to the higher static stress change, which is not the case for 2017/02/03 earthquake with the higher water level change (0.44 cm) and low static stress (25 Pa).

The impact of dynamic stresses can be estimated through the peak ground velocity (PGV) of a seismic signal, assuming plane wave propagation, which can be linked to the peak dynamic shear stress (e.g.^{51–53}). We then calculate PGV (maximum value of the 3D vector) for the eight most important felt earthquakes with data from the seismic station located at the OVSM-IPGP, 20 km from the Galion piezometer, as it is the only station on the island that registered all earthquakes considered (SI Appendix, Table S1). Results show that earthquakes that occurred just before a water level change of more than 2 cm have PGV higher than 0.5 cm s^{-1} . Interestingly the 2007 and 2017 earthquakes have the higher PGV values ($2.1\text{--}2.8 \text{ cm s}^{-1}$) and they are also the earthquakes that triggered the higher changes in water level (0.4 m) (SI Appendix, Fig. S2). Dynamic stresses are then clearly correlated to -and responsible of- the observed co-seismic water level drop.

Discussion

This article is the first published study characterizing the evolution of the permeability of a volcanic island hydrogeological system (aquifer and aquitard) due to the impact of the seismic activity of a subduction zone with cumulative effect of major tropical rainfalls. The permeability increase highlighted over the last twelve years is

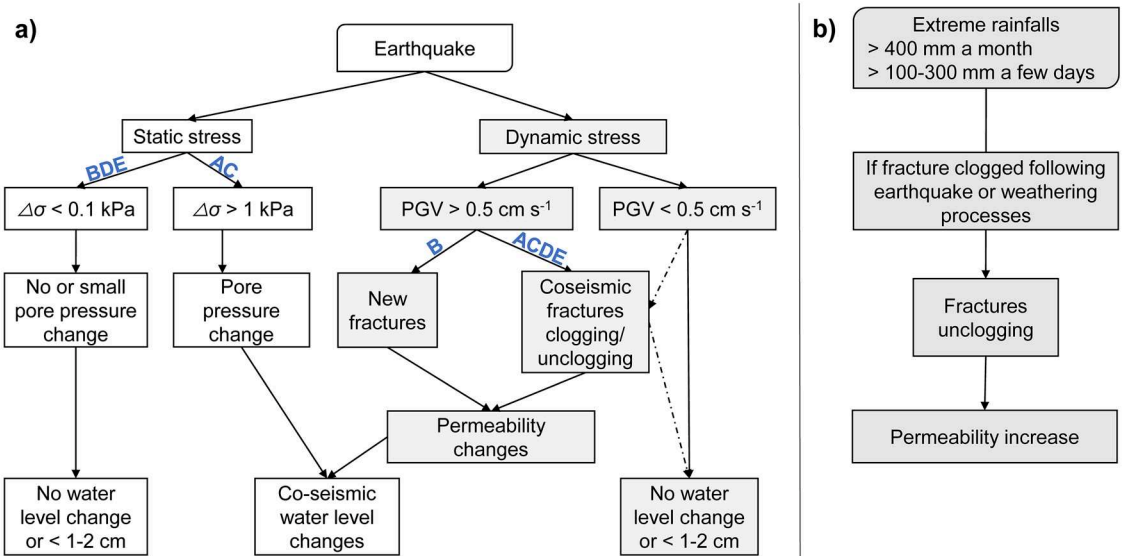


Figure 7. Schematic illustration of hydrogeological responses (a) to static and dynamic stress induced by earthquakes (A: 2007/11/29 earthquake; B: 2014/02/18; C: 2017/02/03; D: 2018/08/21; E: 2018/09/28) and (b) to extreme rainfalls events.

corroborated over geological ages thanks to the statistical analysis of existing pumping tests data in comparable aquifers of the island. Since we highlight over twelve years that permeability globally increase over the period, but that some earthquakes can also decrease permeability, it follows that permeability decrease should be transient because of: i) the tropical climate with hurricane and extreme rainfall regularly flushing particles and thus unclogging fractures, ii) the possible effect of successive earthquakes (as in 2018), considering that stress/strain from consecutive earthquakes may generate a stronger permeability increase following the second earthquake⁵⁴, and iii) on a long-term scale, earthquakes increasing permeability may be more numerous than earthquakes decreasing permeability, with possible azimuthal²⁷ and compression/extension effects dependences.

The main drivers controlling volcanic island hydrogeological system are classically lithology, primary permeability and weathering processes. On basaltic or hot spot island a decrease of permeability with geological age is generally observed^{55,56}, but the recurrence of significant energy earthquakes is rather low in such geological context compared to subduction zones. We demonstrate here that this aging effect is not foremost on volcanic island in subductions zones. On the contrary, earthquake fracturing and associated unclogging mechanisms have a predominant effect inducing permeability increase, with faster effect than weathering processes. We can also assume that weathering processes and earthquakes act together to enhance aquifer permeability, the first altering the rock and the second cleaning the pathway and creating new fractures. Our results then confirm the hypothesis^{37,58} that the aquifer permeability increases with geological age on the andesitic type volcanic island, such as the one of Martinique, is the consequence of earthquakes seismic waves. In addition, we demonstrate the cumulative effect of extreme rainfall, to our knowledge the first such observations in earthquake hydrogeology.

Figure 7 synthesizes the mechanisms occurring in the aquifer after earthquakes or extreme rainfalls. An impact of static stress change on the water level is possible for 2007 and 2014 earthquakes (denoted A and C on Fig. 7), but a change in static stresses cannot explain all the measured water level drop. However, we clearly observe (SI Appendix, Fig. S2) that dynamic stress are related to the observed co-seismic water level drop, for PGV higher than 0.5 cm s^{-1} . Few mechanisms induced by dynamic stress can be put forward to explain increase or decrease of aquifer permeability in the Martinique island: clogging/unclogging of fracture due to remobilization of deposits and particles^{2,8,9,15,16}, or creation of new fractures^{10,17,18}. Fractures clogging in the next two months (earth tides analysis being calculated with 31 days span) following 2007 and 2017 earthquakes are transient as the permeability come back to its initial value in few years (Fig. 3). Fracture unclogging is the most realistic mechanism to explain the transient behavior of the permeability: the water pressure increase induced by the exceptional rainfall events (Fig. 6) should act as piston strokes strong enough to unclog congested fractures by colloids, particles or precipitates, as observed in karst flood⁵⁹. Regarding the two earthquakes increasing permeability (2014/02/18 and 2018/09/28), two hypotheses are considered. Fracture unclogging is most likely concerning the 2018/09/28 earthquake as the phase shift (From 21° to 25°) and permeability (from $1.8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ to $2.4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) increase are relatively small compared to pre-earthquake value. Conversely, 2014 earthquake triggered significant phase shift ($+5^\circ$ to $+26^\circ$) and permeability increase ($3.6 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ to $2.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), enabling to propose creation of new cracks/fractures as the main mechanism. The phase shift and transmissivity stability during the period 2014–2017, with no return to pre-earthquake values⁹, strengthens this hypothesis.

Nevertheless, quantifying relationship between the intensity of ground motion and hydrological or hydrogeological responses remains partly unclear. On one hand, a clear correlation between peak ground velocity (PGV) and a permeability change is highlighted in California⁹, but in another hand this correlation was not observed by others studies^{27,60–62}. Threshold effects have also to be considered, as permeability changes should occur mainly

above a threshold value⁶³. The comparison of our results with those published in the literature (SI Appendix, Fig. S3) shows that our orders of magnitude are consistent with similar permeability variations for similar PGV observed in other contexts^{9,27,59–61}. Some authors suggest a dependence on frequency of the oscillations², but which frequency is more favorable is not demonstrated and neither do we see a clear frequency dependence on our data (SI Appendix, Fig. S4). An azimuthal dependence of the permeability changes has recently been suggested²⁷. This hypothesis is interesting especially for the 2014/02/18 earthquake as this earthquake, inducing significant permeability increase ($\times 6$), may open fractures, as the epicenter is situated due west with a regional scale fracture network SW-NE and NW-SE^{34,64}. Nonetheless, it requires a detailed knowledge of the in-situ aquifer fracture distribution network to go further which in most cases is not known.

Conclusion

In this study, we develop a new analytical model based on earth tides variations analysis to highlight permeability variations of a hydrogeological system induced by earthquakes dynamic stress. We also highlight unprecedented observations of the effect of heavy tropical rain and hurricanes on the permeability increase through fractures unclogging. Aquifer permeability increase with age is demonstrated over a decade and over 15 Ma. This finding has significant implications for groundwater flows within volcanic island and strengthens the importance of long-term water levels monitoring in wells, as properties of aquifers are changing with time.

Finally, our results should also be of interest for groundwater management, as a permeability increase on decade scales could rapidly affect water supply boreholes productivity, but also aquifer vulnerability (pesticides transfer process in the aquifer and towards the coastal zone, seawater intrusion, ...). Aquitard permeability increase is also worrying as it decreases their ability to retain contaminants, for example under waste dumps, or under agricultural areas where pesticides are spread, thus weakening quality of groundwater resource. Permeability increase induced by intense rainfall could also be of interest as possible mechanism triggering landslides. Lastly, implications on groundwater flows within geothermal fields and actives volcanoes of the Lesser Antilles Islands are also intriguing perspectives, as geothermal field permeability enhancement could have implication on pressure equilibria. Furthermore, aquitard permeability enhancement of hydrothermally weathered volcanoes domes might influence eruptive reactivation processes.

Methods

Static and dynamic stresses. We use Okada model for a point source⁴⁸ to calculate the static stress change and then evaluate the pore pressure change (assuming undrained conditions $\Delta p/B = \Delta \sigma_{kk}/3$) at 50 m below the surface induced by the earthquakes. We use the focal mechanisms estimated from each earthquake. For some events (5 out of 8), we do not know the fault plane so we do the calculation for both nodal planes. The calculation is an estimation of the magnitude of the pore pressure variations for several reasons: (i) we do not know all fault planes so the sign of the variation cannot be determined, (ii) the assumption of point-source is not so true for magnitude 7 events, and (iii) there are large uncertainties in location (and even in focal mechanism in some cases) that should have a non-negligible impact on our calculation.

For example, three main localizations of the 2007 earthquake have been proposed with 20 km difference in the axis SW-NE and 25 km in depth between different agencies (OVSM, USGS and Geoscope). Depending on the location, the static stress variation ranges from 490 (Geoscope) to 9964 Pa (USGS) in absolute value, with water level change ranging from 3–4 cm (Geoscope) to 61–91 cm (USGS). Figure 1 show the localization by the OVSM-IPGP observatory of this earthquake, with the mechanisms calculated by Winter et al.⁶⁶.

We use the seismic station located at the OVSM-IPGP observatory (14,735°/–61,146°) to calculate dynamic stress, because it is the only station in Martinique that registered all the considered earthquakes (data available at <https://volobsis.ipgp.fr/data.php>). Maximum dynamic stress is estimated from PGV as $G.PGV/V$, assuming plane waves.

Co-seismic water level drawdown. A 1D simple model⁴⁴ that describes the post-seismic change in the hydraulic head at a given position x_B can be written as:

$$h(x_B, t) = h_0 \sum_{r=1}^{\infty} \frac{(-1)^{r+1}}{(2r-1)} \cos \frac{(2r-1)\pi x_B}{2L} \exp \left(-(2r-1)^2 \frac{t}{\tau} \right) \quad (1)$$

This model⁴⁴ consider a confined aquifer extending from $x=0$ (at a local groundwater divide) and $x=L$ (at a local discharge or recharge area). h_0 is the change in hydraulic head induced by the earthquake, i.e. h_0 is a Dirac-source term (or sink term) homogeneously distributed in all the aquifer. After the earthquake, the Dirac-source term diffuses through the aquifer with a characteristic time $\tau = \frac{4L^2}{\pi D^2}$, where D is the hydraulic diffusivity ($D = T/S$). The adimensional parameter $\frac{x_B}{L}$ is known (ratio between the position of the borehole, and length of the aquifer) and $\frac{x_B}{L} \approx 0.84$. Then, the model is fitting at best to our data on Fig. 4, using two unknown parameters: h_0 and τ . Finally, the diffusivity is deduced from τ , using a length L of 1400 m. The fitting has been done during the 48th first hours and the 10th first days (Fig. 4).

Tidal response of a leaky aquifer. We first use Baytap08 software⁴⁰, a modified version of Baytap-G⁶⁷, to calculate the phase shift and amplitude ratio of the water-level response in the Galion borehole to M2 tidal component of earth tides. Water level data were divided into 31 days spans with an overlap of 15 days. Input data are presented in Fig. 2: hourly water levels, hourly barometric pressure at the nearest meteorological station (10 km

NE), and hourly ocean tide fluctuations at the Fort-de-France harbor, re-projected to the Atlantic coastline of the island. The frequency analysis of each dataset is available in SI appendix Fig. S5.

The tidal response of a leaky confined aquifer model⁴³ consists of an aquifer with a transmissivity T confined above by a semi-confining aquitard with a permeability, k and a thickness, b . The phase shift is defined as:

$$\eta = \arg \left[\frac{iwS}{\left(iwS + \frac{k}{b}\right)\xi} \right], \quad (2)$$

where $\arg(z)$ is the argument of the complex number z ; S is storativity of the aquifer; w is the angular frequency related to the period of the tidal oscillation τ as $w = 2\pi/\tau$. The parameter ξ is defined as:

$$\xi = 1 + \left(\frac{r_c}{r_w}\right)^2 \frac{iwr_w K_0(\beta r_w)}{2T\beta K_1(\beta r_w)}, \quad (3)$$

where r_c is the well casing ($r_c = 0.056$ m) and r_w is the radius of the screened portion of the well ($r_w = 0.076$ m); K_0 and K_1 are the Bessel function of the second kind of the zero and first order, respectively. The parameter β is given as:

$$\beta = \left(\frac{k}{Tb} + \frac{iwS}{T}\right)^{1/2}, \quad (4)$$

To summarize, in the tidal response of a leaky confined aquifer model⁴³ the phase shift η for a given tidal oscillation depends on three unknown parameters: the storativity S and transmissivity T of the aquifer and the ratio permeability versus thickness of the aquitard k/b . These three parameters may nevertheless change in time, t . The modeling of co-seismic water level drawdown (Fig. 4) highlights low variability over the last 13 years, thus it is a fair approximation to assume that T/S is constant over time and from our modeling of co-seismic water level we can fix $T/S = 3$.

Earthquakes modify the stress field and we assume that the permeability of the aquifer and the aquitard varies exponentially with stress^{45,46,68}. This last approximation will give a relationship between the T and k/b . Indeed, one can write:

$$T(t) = T_0 e^{-\gamma \Delta \sigma(t)} \quad \text{and} \quad \frac{k(t)}{b} = \frac{k_0}{b} e^{-\gamma' \Delta \sigma(t)}, \quad (5)$$

where T_0 and k_0 are respectively the transmissivity of the aquifer and permeability of the aquitard for a reference state. $\Delta \sigma(t)$ is the change in effective stress between the reference state and the state at a time t . γ and γ' are properties of the aquifer and the aquitard. Equation (5), leads to a relationship between T and k and:

$$\frac{k(t)}{b} = \frac{k_0}{b} \left(\frac{T(t)}{T_0}\right)^{\frac{\gamma'}{\gamma}}. \quad (6)$$

For the reference state, one can choose 2019, as a pumping test was done and gave a transmissivity for the aquifer $T_0 = 2.6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. During the weeks before the pumping test, the phase shift value related to M2 earth tide wave was 25.5° , which leads using Eq. (2) with the assumption that $T/S = 3$ to $\frac{k_0}{b} = 6.3 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$. Phase shift values of M2 earth tide waves are available from 2006 to 2019. However, we only have two shift values of O1 earth tide waves one in 2008 and one in 2017. Using the O1 phase shift of 1° in 2008 and the associated M2 phase shift (-8°), one gets from Eq. (2) $T(2008) = 8.7 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and $\frac{k}{b}(2008) = 2.2 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$. Finally, using the results obtained in 2008 and 2019 as the reference state, one gets from Eq. (5): $\frac{\gamma'}{\gamma} = 1.6$.

Using Eq. (6)—with the assumption that T/S remains constant—implies that the phase shift η for a given tidal oscillation depends only on one parameter: the transmissivity of the aquifer or the permeability of the aquitard, permeability of the aquitard and transmissivity of the aquifer being related by Eq. (6). The results using the phase shift value M2 earth tide is given on Fig. 3. The model was also tested for the phase shift of O1 earth tide available in 2017, the model predicts a value of 45° , a value very closed to the one observed (44°).

Note that we only focus on the phase shift and not on the amplitude ratio. Indeed, the amplitude ratio requires knowledge of two poroelastic parameters, which may also change in time⁴³.

In order to evaluate the influence of the assumption that T/S remains constant, we test our model considering $S = 10^{-4}$, a hypothesis classically used by authors using Hsieh model⁶. Results, shown in SI appendix, Fig. S6, are close to the ones of Fig. 3. Choosing a T/S constant or a storativity constant is not predominant in the calculations. Comparison is presented in SI appendix, Fig. S7.

Data availability

Daily water level monitoring data (Fig. 2a) comes from the BRGM piezometric monitoring network of Martinique, set up since 2005 as part of the European Water Framework Directive and is funded by the French Ministry of Environment and BRGM. Data are available online: <https://ades.eaufrance.fr/>. The borehole national reference is BSS002NNZL (1175ZZ0154/NF4). Two sensors have used both with millimetric resolution. OTT Thalimedes from 2005 to 2014, a float operated shaft encoder with integrated data logger, and SEBA Dipper-PT data logger, from 2014 to 2019, a ceramic pressure sensor, with integrated air pressure compensation tube. Public reports of felt earthquakes in Martinique by the OVSM-IPGP observatory are available online: <https://volcano.ipgp.fr/marti>

nique/Communiqués.htm. Historical earthquakes database is available online: <https://sisfrance.net> (temporarily hosted at <https://sisfrance.irsn.fr/>). Atmospheric data (Figs. 2b and 6a) have been purchased from the French meteorological agency (Météo-France) and are subject to a disclaimer of diffusion. Hourly ocean tide data of the Fort-de-France harbor (Fig. 2c) are available online: <https://dx.doi.org/10.17183/REFMAR#126>. Earthquake focal mechanisms are from USGS (<https://earthquake.usgs.gov>) (2007/11/29, 2008/02/06, 2010/01/12, 2014/02/18, 2015/07/16 and 2018/08/21), from Geoscope (<https://geoscope.ipgp.fr/index.php/en/data/earthquake-data/catalogs-of-earthquakes>) (2007/11/29), from Corbeau et al.⁶⁵ for 2017/02/03 and 2018/09/28 earthquakes and from Winter et al.⁶⁶ for 2007/11/29 earthquake.

Received: 3 July 2020; Accepted: 4 November 2020

Published online: 19 November 2020

References

- Manga, M. & Wang, C. Y. Earthquake hydrology. *Treat. Geophys.* **4**, 293–320 (2007).
- Manga, M. et al. Changes in permeability caused by transient stresses: field observations, experiments, and mechanisms. *Rev. Geophys.* **50**, RG2004. <https://doi.org/10.1029/2011RG000382> (2012).
- Wang, C.-Y. & Manga, M. Earthquakes and water. *Encyclopedia of Complexity and System Science*, Springer, 1–38; https://doi.org/10.1007/978-3-642-27737-5_606-1 (2014).
- Wang, C.-Y. & Manga, M. New streams and springs after the 2014 Mw6.0 South Napa earthquake. *Nat. Commun.* **6**, 7597. <https://doi.org/10.1038/ncomms8597> (2015).
- Ingebritsen, S. E. & Manga, M. Earthquake hydrogeology. *Water Resour. Res.* **55**, 5212–5216. <https://doi.org/10.1029/2019WR025341> (2019).
- Hsieh, P., Bredehoeft, J. & Farr, J. Determination of aquifer transmissivity from earth tide analysis. *Water Resour. Res.* **23**, 1824–1832 (1987).
- Rojstaczer, S., Wolf, S. & Michel, R. Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes. *Nature* **373**, 237–239. <https://doi.org/10.1038/373237a0> (1995).
- Brodsky, E. E., Roeloffs, E., Woodcock, D., Gall, I. & Manga, M. A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes. *J. Geophys. Res.* **108**, 2390. <https://doi.org/10.1029/2002JB002321.B8> (2003).
- Elkhoury, J. E., Brodsky, E. E. & Agnew, D. C. Seismic waves increase permeability. *Nature* **441**, 1135–1138. <https://doi.org/10.1038/nature04798> (2006).
- Liao, X., Wang, C.-Y. & Liu, C. P. Disruption of groundwater system by large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* **42**, 9758–9763. <https://doi.org/10.1002/2015GL066394> (2015).
- Muir-Wood, R. & King, G. C. P. Hydrological signatures of earthquake strain. *J. Geophys. Res.* **98**, 22035–22068. <https://doi.org/10.1029/93JB02219> (1993).
- Roeloffs, E. A. et al. Water-level changes induced by local and distant earthquakes at Long Valley caldera, California. *J. Volcanol. Geoth. Res.* **127**, 269–303 (2003).
- Jónsson, S., Segall, P., Pedersen, R. & Björnsson, G. Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature* **424**, 179–183 (2003).
- Faoro, I., Elsworth, D. & Marone, C. Permeability evolution during dynamic stressing of dual permeability media. *J. Geophys. Res.* **117**, B01310. <https://doi.org/10.1029/2011JB008635> (2012).
- Candela, T., Brodsky, E. E., Marone, C. & Elsworth, D. Laboratory evidence for particle mobilization as a mechanism for permeability enhancement via dynamic stressing. *Earth Planet. Sci. Lett.* **392**, 279–291. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.025> (2014).
- Barbosa, N., Hunziker, J., Lissa, S., Saenger, E. & Lupi, M. Fracture unclogging: a numerical study of seismically induced viscous shear stresses in fluid-saturated fractured rocks. *J. Geophys. Res.* **124**(11), 11705–11727 (2019).
- Xue, L. et al. Continuous permeability measurements record healing inside the Wenchuan Earthquake Fault Zone. *Science* **340**(6140), 1555–1559. <https://doi.org/10.1126/science.1237237> (2013).
- Wang, C. Y., Liao, X., Wang, L. P., Wang, C. H. & Manga, M. Large earthquakes create vertical permeability by breaching aquitards. *Water Resour. Res.* **52**, 5923–5937. <https://doi.org/10.1002/2016WR018893> (2016).
- Manga, M. Origin of postseismic streamflow changes inferred from baseflow recession and magnitude–distance relations. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 2133–2136. <https://doi.org/10.1029/2000GL012481> (2001).
- Montgomery, D. R. & Manga, M. Streamflow and water well responses to earthquakes. *Science* **300**, 2047–2049. <https://doi.org/10.1126/science.1082980> (2003).
- Mohr, C. H., Manga, M., Wang, C. Y., Kirchner, J. W. & Bronstert, A. Shaking water out of soil. *Geology* **43**, 207–210. <https://doi.org/10.1130/G36261.1> (2015).
- Mohr, C. H., Manga, M., Wang, C. Y. & Korup, O. Regional changes in streamflow after a megathrust earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* **458**, 418–428. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.013> (2017).
- Shi, Z., Wang, G. (2015) Sustained groundwater level changes and permeability variation in a fault zone following the 12 May 2008, Mw 7.9 Wenchuan earthquake. *Hydrol. Process.* **29**, 2659–2667. <https://doi.org/10.1002/hyp.10387> (2015).
- Liu, W. & Manga, M. Changes in permeability caused by dynamic stresses in fractured sandstone. *Geophys. Res. Lett.* **36**, L20307. <https://doi.org/10.1029/2009GL039852> (2009).
- Rutter, H. K., Cox, S. C., Dudley Ward, N. F. & Weir, J. J. Aquifer permeability change caused by a near-field earthquake, Canterbury, New Zealand. *Water Resour. Res.* **52**, 8861–8878. <https://doi.org/10.1002/2015WR018524> (2016).
- Shi, Z., Zhang, S., Yan, R. & Wang, G. Fault zone permeability decrease following large earthquakes in a hydrothermal system. *Geophys. Res. Lett.* **45**, 1387–1394. <https://doi.org/10.1002/2017GL075821> (2018).
- Shi, Y., Liao, X., Zhang, D. & Liu, C. P. Seismic waves could decrease the permeability of the shallow crust. *Geophys. Res. Lett.* **46**, 6371–6377. <https://doi.org/10.1029/2019GL081974> (2019).
- Zhang, H. et al. Large earthquake reshapes the groundwater flow system: insight from the water-level response to earth tides and atmospheric pressure in a deep well. *Water Resour. Res.* **55**, 4207–4219. <https://doi.org/10.1029/2018WR024608> (2019).
- Tawara, Y., Hosono, T., Fukuoka, Y., Yoshida, T. & Shimada, J. Quantitative assessment of the changes in regional water flow systems caused by the 2016 Kumamoto Earthquake using numerical modeling. *J. Hydrol.* **583**, 124559 (2020).
- Hosono, T., Saltalippi, C. & Jean, J. S. Coseismic hydro-environmental changes: insights from recent earthquakes. *J. Hydrol.* **585**, 124799. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124799> (2020).
- Bie, A. et al. Along-arc heterogeneity in local seismicity across the lesser antilles subduction zone from a dense ocean-bottom seismometer network. *Seismol. Res. Lett.* **91**(1), 237–247. <https://doi.org/10.1785/0220190147> (2019).
- DeMets, C. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 437–440 (2000).
- DeMets, C., Gordon, R. G. & Argus, D. F. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* **181**, 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x> (2010).

34. Westercamp, D., Andreieff, P., Bouysse, P., Cottez, S. & Battistini, R. Notice explicative, Carte géol. France (1/ 50000), feuille Martinique. Orléans, France, Bureau de recherches géologiques et minières, 246 pp., (1989).
35. Lambert, J. Base de données SisFrance.fr et SisFrance-Antilles, sites Internet. Année 2004. Rapport final. BRGM/RP-53333-FR (2004).
36. Feuillet, N., Manighetti, I., Taponnier, P. & Jacques, E. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.* **107**, 2331 (2002).
37. Wang, C. Y. & Manga, M. Hydrologic responses to earthquakes and a general metric. *Geofluids* **10**, 206–216. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2009.00270.x> (2010).
38. Doan, M. L., Brodsky, E. E., Prioul, R. & Signer, C. Tidal analysis of borehole pressure: A tutorial. *Schlumberger-Doll Research Report, University of California, Santa Cruz* (2006).
39. Berger, J. & Beaumont, C. An analysis of tidal strain observations from the United States of America II. The inhomogeneous tide. *Seismol. Soc. Am. Bull.* **66**, 1821–1846 (1976).
40. Tamura, Y. & Agnew, D. C. Baytap08 User's Manual. *UC San Diego: Library – Scripps Digital Collection* <https://escholarship.org/uc/item/4c27740c> (2008).
41. Roeloffs, E. A. Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrology phenomenon. *Adv. Geophys.* **37**, 135–195 (1996).
42. Wang, H. F. *Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology* (Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 2000).
43. Wang, C. Y., Doan, M. L., Xue, L. & Barbour, A. J. Tidal response of groundwater in a leaky aquifer. Application to Oklahoma. *Water Resour. Res.* **54**, 8019–8033. <https://doi.org/10.1029/2018WR022793> (2018).
44. Wang, C.-Y., Wang, C.-H. & Kuo, C. H. Temporal change in groundwater level following the 1999 (Mw5.5) Chi-Chi earthquake (1999). *Geofluids* **4**, 210–220 (2004).
45. Brace, W., Walsh, J. & Frangos, W. Permeability of granite under high pressure. *J. Geophys. Res.* **73**, 2225–3223 (1968).
46. David, C., Wong, T. F., Zhu, W. & Zhang, J. Laboratory measurement of compaction induced permeability change in porous rocks: Implication for the generation and maintenance of pore pressure excess in the crust. *Pure Appl. Geophys.* **143**, 425–456 (1994).
47. Xiang, Y., Sun, X. & Gao, X. Different coseismic groundwater level changes in two adjacent wells in a fault-intersected aquifer system. *J. Hydrol.* **578**, 124123. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124123> (2019).
48. Okada, Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82**(2), 1018–1040 (1992).
49. Freed, A. M. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **33**, 335–367. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122505> (2005).
50. Manga, M. & Brodsky, E. E. Seismic triggering of eruptions in the far field: Volcanoes and Geysers. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **34**, 263–291. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125125> (2006).
51. Jaeger, J. C. & Cook, N. G. *Fundamentals of Rock Mechanics* 3rd edn. (Wiley, Hoboken, 1991).
52. St John, C. M. & Zahrah, T. F. Aseismic design of underground structures. *Tunnel. Undergr. Sp. Technol.* **2**, 165–197 (1987).
53. Paolucci, R. & Smerzini, C. Earthquake-induced transient ground strains from dense seismic networks. *Earthquake Spectra* **24**(2), 453–470 (2008).
54. Sun, X., Xiang, Y. & Shi, Z. Changes in permeability caused by two consecutive earthquakes. Insights from the responses of a well-aquifer system to seismic waves. *Geophys. Res. Lett.* **46**, 10367–10374. <https://doi.org/10.1029/2019GL084704> (2019).
55. Custodio, E. Hydrogeology of volcanic rocks. In: UNESCO (Ed.), *Groundwater Studies. An International Guide for Hydrogeological Investigations*, Paris, 423pp. (2005).
56. Vittecoq, B., Deparis, J., Violette, S., Jaouen, T. & Lacquement, F. Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte Island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data. *J. Hydrol.* **509**, 519–538. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.062> (2014).
57. Vittecoq, B. *et al.* Heterogeneity of hydrodynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique Island (Lesser Antilles – FWI). *J. Hydrol.* **529**, 1041–1059. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.022> (2015).
58. Vittecoq, B., Reninger, P. A., Lacquement, F., Martelet, G. & Violette, S. Hydrogeological conceptual model of andesitic watersheds revealed by high-resolution heliborne geophysics. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **23**, 2321. <https://doi.org/10.5194/hess-23-2321-2019> (2019).
59. Lastennet, R. & Mudry, J. Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. *Environ. Geol.* **32**(2), 114–123 (1997).
60. Yan, R., Woith, H. & Wang, R. Groundwater level changes induced by the 2011 Tohoku earthquake in China mainland. *Geophys. J. Int.* **199**, 533–548 (2014).
61. Kinoshita, C. Y., Kano, Y. & Ito, H. Shallow crustal permeability enhancement in central Japan due to the 2011 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.* **42**, 773–780. <https://doi.org/10.1002/2014GL062792> (2015).
62. Shi, Z. & Wang, G. Aquifers switched from confined to semiconfined by earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* **43**, 11166–11172. <https://doi.org/10.1002/2016GL070937> (2016).
63. Mohr, C. H., Manga, M. & Wald, D. Stronger peak ground motion, beyond the threshold to initiate a response, does not lead to larger stream discharge responses to earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* **45**, 6523–6531. <https://doi.org/10.1029/2018GL078621> (2018).
64. Westercamp, D., Pelletier, B., Thibaut, P. M., Traineau, H. & Andreieff, P. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Martinique, BRGM. <https://infoterre.brgm.fr> (1990).
65. Corbeau, J., Gonzalez, O., and the team of the Volcanic and Seismologic Observatory of Martinique. Lesser Antilles interplate seismicity: toward a reactivation of the 1839 rupture area? Presented at 2019 fall meeting, AGU, San Francisco, Ca., Dec 9–13. (2019).
66. Winter, T. *et al.* Mission post-sismique aux Antilles : premiers enseignements sur le séisme du 29 novembre 2007. BRGM Report RP-56070-FR (2007).
67. Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M. & Ishiguro, M. A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **104**(3), 507–516. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb05697.x> (1991).
68. Ougier-Simonin, A., Guéguen, Y., Fortin, J., Schubnel, A. & Bouyer, F. Permeability and elastic properties of cracked glass under pressure. *J. Geophys. Res.* **116**, B07203. <https://doi.org/10.1029/2010JB008077> (2011).
69. Leclerc, F. Déformation active permanente induite par le fonctionnement du méga-chevauchement dans l'arc antillais: Apport des complexes récifs quaternaires. *Thèse de Doctorat soutenue le 26 mai 2014, IPG Paris*, 384 pp (2014).

Acknowledgements

The authors thank all of the BRGM hydrogeologists and technical teams who contributed to the Martinique water level monitoring network since 2007. Zheming Shi is thanked for his advices concerning the parametrization of Baytap08. Faiza Boulahya is warmly thanked for compiling Baytap08 on BRGM calculation server and for the development of an extraction script. The Volcanological and Seismological Observatory of Martinique (OVSM-IPGP) is thanked for the access to their monitoring data via “volobsis”. The authors also thank Anne Lemoine, Didier Bertil, Clara Levy (BRGM) and Hideo Aochi (BRGM & ENS) for fruitful discussions.

Author contributions

B.V. analyzed hydrogeological data, performed tidal responses analysis, prepare all the figures (Except Figs. S1 & S4) and wrote a first version of the paper. J.F. processed the co-seismic drawdown model and developed the analytical model to calculate transmissivity from tidal response of water level and contribute to the paper. J.M. processed the static and dynamic stress data and associated interpretation, prepare Figs. S1, S4 and Table S1 and contribute to the paper and SV contribute to the discussion and to the paper.

Competing interests

The authors declare no competing interests.

Additional information

Supplementary information is available for this paper at <https://doi.org/10.1038/s41598-020-76954-x>.

Correspondence and requests for materials should be addressed to B.V.

Reprints and permissions information is available at www.nature.com/reprints.

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons licence, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons licence, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons licence and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this licence, visit <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>.

© The Author(s) 2020

Table S1 : Static and dynamic stress calculations for the five more important earthquakes over the period 2007-2019 (Seismic energy higher than $1.6 \cdot 10^{-2} \text{ J.m}^{-3}$) triggering co-seismic water level drop (white lines). Light gray lines show calculations for three other earthquakes, with seismic energy close to 10^{-2} J.m^{-3} ; but these earthquakes did not trigger water level drop. Finally, the last calculation concerns a significant teleseism, the 2010/01/12 M7 Haiti earthquake at an epicentral distance of 1300 km (dark grey line), also with no water level impact.

Date	UT time	Lat.	Long.	Mag.	Depth (km)	Epicentral distance (km)	Hypocentral distance (km)	Seismic energy density (J.m^{-3})	$ \Delta p /B$ (kPa)	Δz (B=0.9) (cm)	Δz (B=0.6) (cm)	PGV (cm.s^{-1})
2007/11/29	19:00	14.99	-61.03	7.4	160	38	152	8.10E-01	1.6	15	10	2.8
2008/02/06	18:37	15.05	-60.20	5.3	19	78	80	4.92E-03	0.03	0	0	0.7
2009/11/28	04:18	14.72	-60.81	4.0	9	16	18	5.87E-03	-	0	0	0.01
2010/01/12	21:53	18.44	-72.57	7.0	13	1300	1300	3.19E-04	0.007	0	0	0.1
2014/02/18	09:27	14.72	-59.07	6.5	15	203	203	1.65E-02	0.29	3	2	0.6
2015/07/16	15:16	13.87	-58.55	6.4	11	270	271	9.71E-03	0.09	1	1	0.4
2017/02/03	19:54	14.94	-60.39	5.6	38	64	74	1.73E-02	0.03	0	0	2.1
2018/08/21	21:31	10.74	-62.91	7.3	112	485	498	1.60E-02	0.1	1	1	0.5
2018/09/28	12:32	15.09	-60.36	5.4	49	76	90	3.62E-02	0.01	0	0	1.3

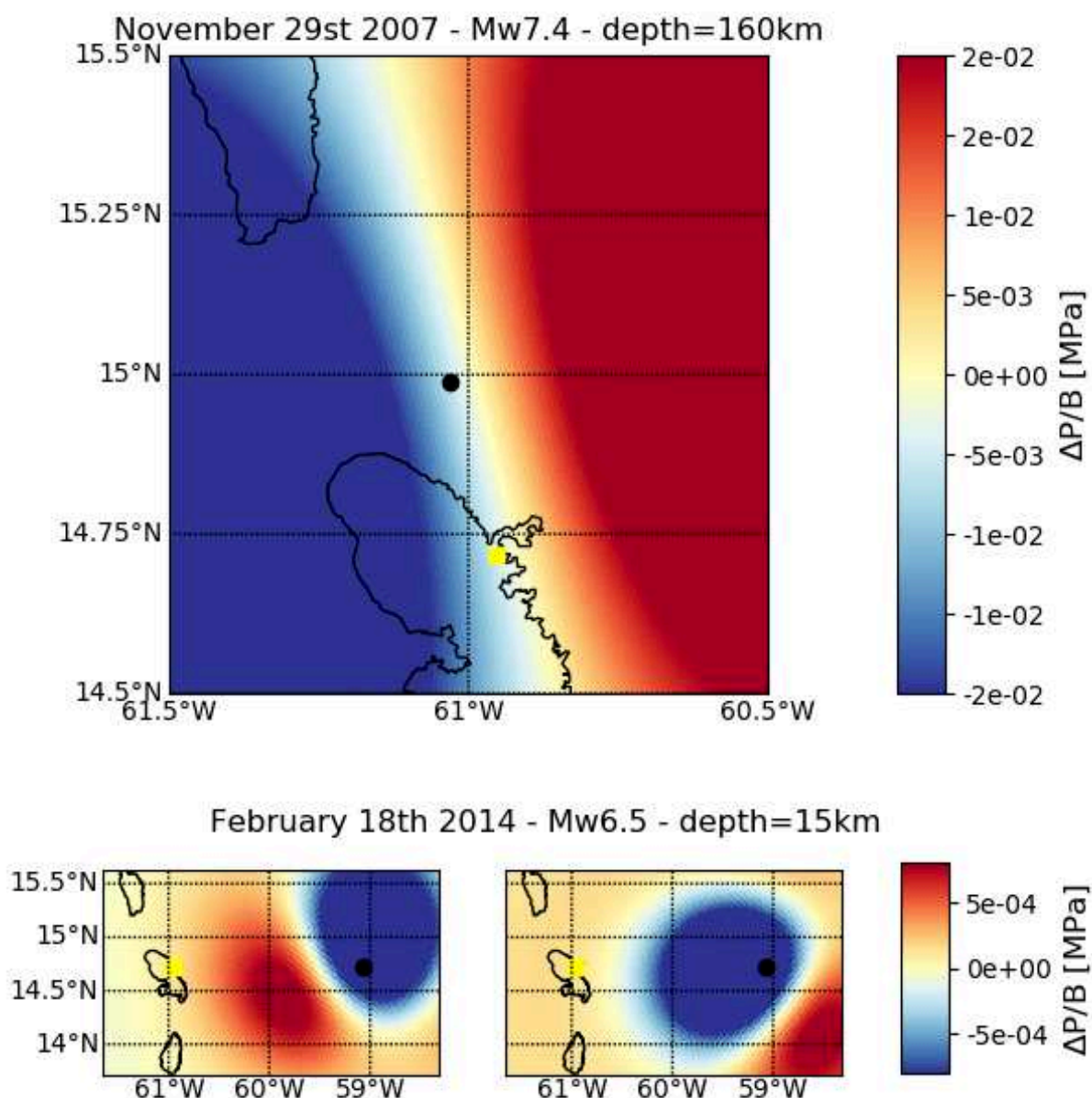


Figure S1: Static mean stress change $\Delta\sigma$ calculated in an elastic half-space with the Okada Model [Okada, 1992] for the two earthquakes with the highest variations, at the Galion borehole, of 1.6 kPa (2007/11/29) and 0.3 kPa (2014/03/02). The black dot indicates the epicenter of the earthquakes and the yellow dot the location of the Galion borehole. Since we do not know which nodal plane is the fault plane for the 2014 earthquake, the bottom part shows the two possible solutions considering each nodal plane. The assumption made are presented in the method section. Assuming undrained conditions and a Skempton coefficient Between 0.6 and 0.9 [Roeloffs, 1996; Freed, 2005], the change in pore pressure induce a change in water level of ~10-15 cm for 2007/11/29 earthquake and 2-3 cm for the 2014/03/02 earthquake. For these two events, an impact of static stress change on the water level is clearly possible, as observed variations at the Galion piezometer are 43 cm and 8 cm, respectively (Fig. 2a and 2d). However, static effect changes are not able to explain all groundwater changes observed.

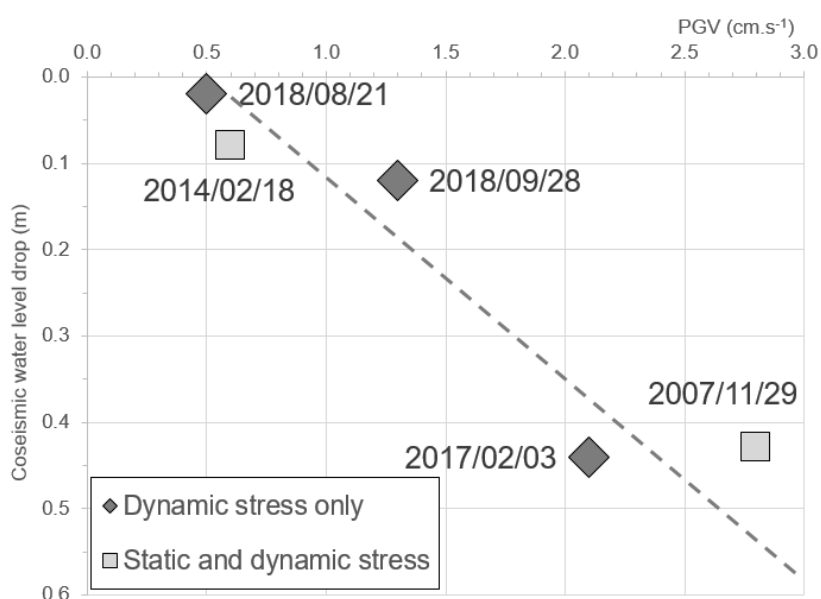


Figure S2 : Co-seismic water level drop as a function of Peak Ground Velocity (PGV). Higher water level drop is related to higher PGV.

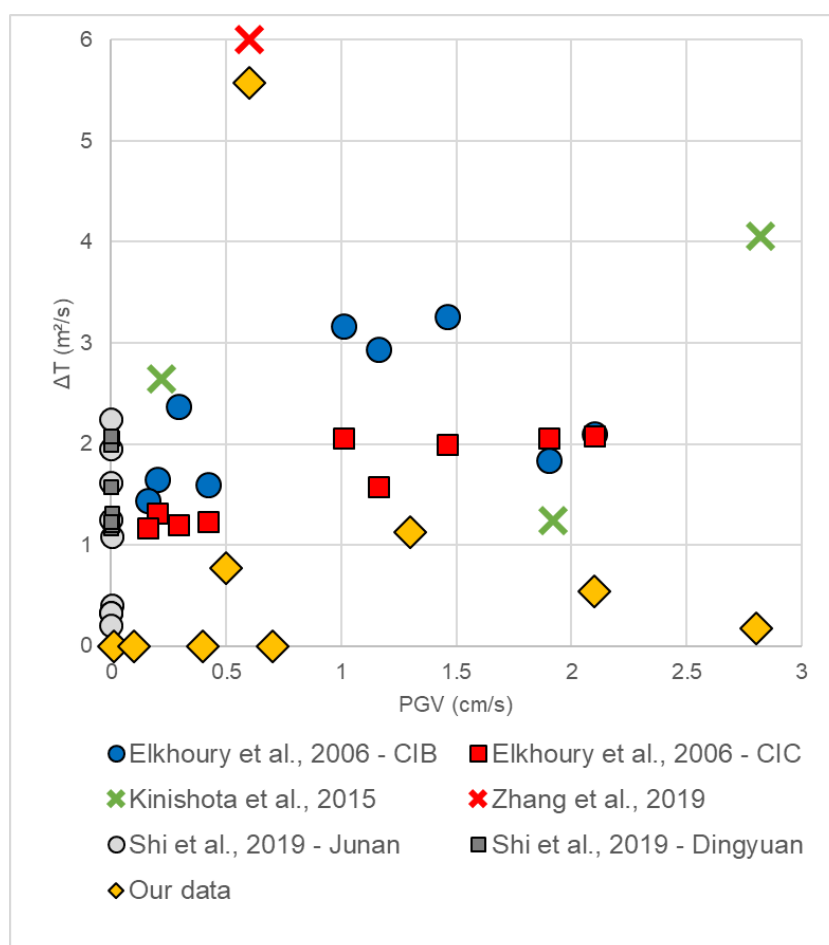


Fig. S3: Transmissivity change before and after each earthquake plotted against peak ground velocity (PGV, in cm.s⁻¹) calculated at the OVSM seismic station: comparison between our results and those published in the literature.

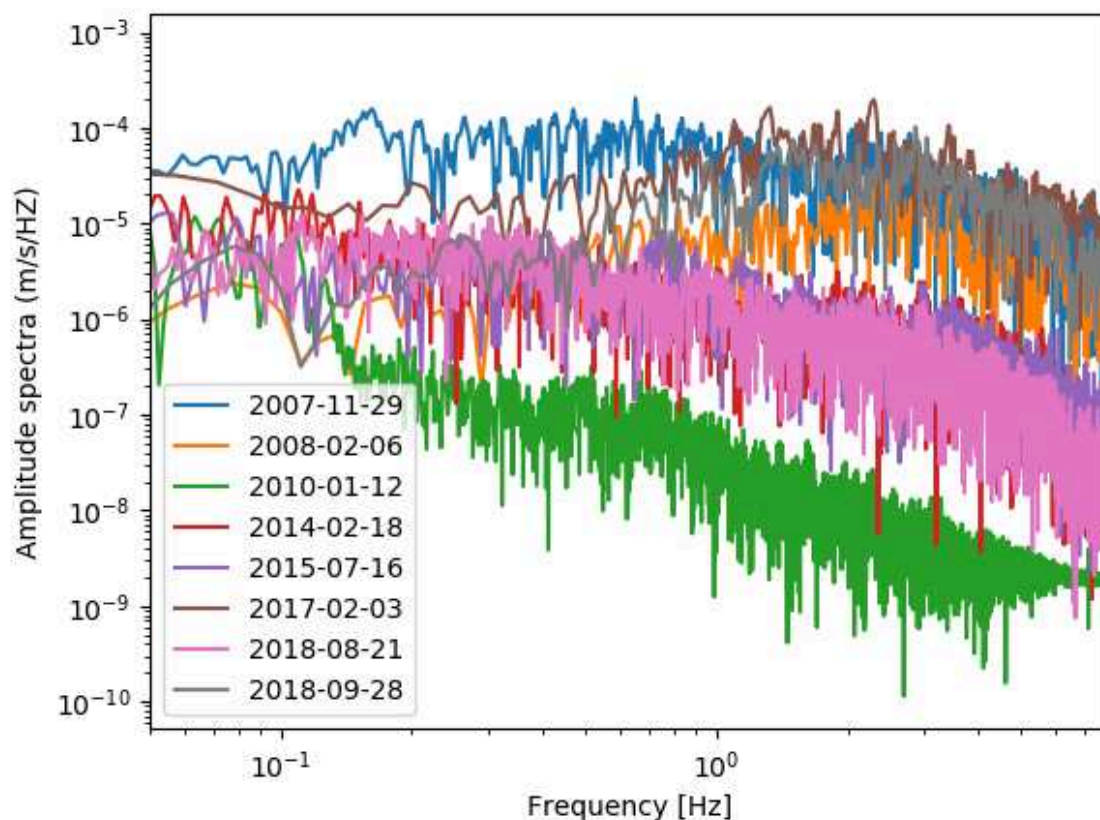


Figure S4: Frequency analysis of seismic wave vertical velocity at the OVSM seismic station. Manga et al. [2012] and references therein suggest a dependence on frequency of the oscillations, that could explain why the maximum dynamic shear stress is low while the effect of the earthquake is high, but we do not see a clear dependence on our data.

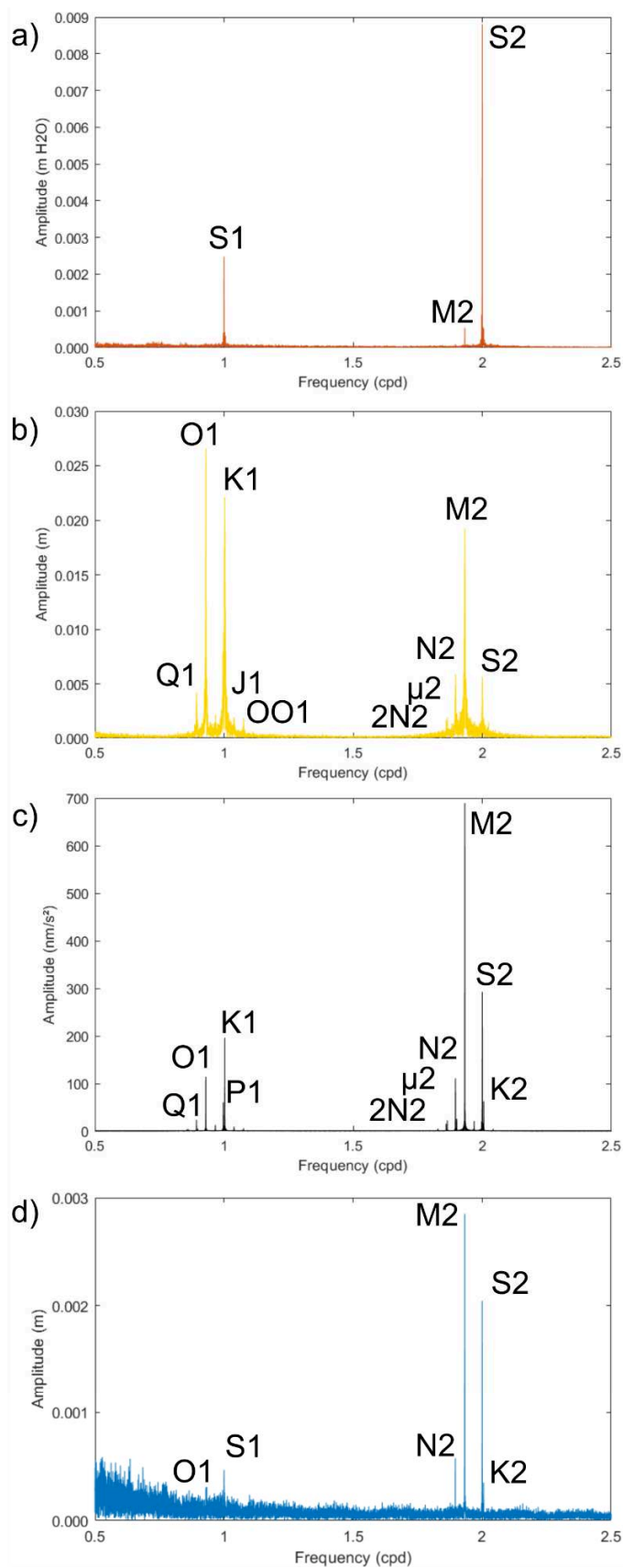


Fig. S5: Spectral analysis: results of Fast Fourier Transform (FFT), with hourly data from 2006 to 2019, showing the different tidal harmonic of a) barometric pressure, b) tide gauge station (Fort-de-France harbor tide gauge), c) Earth-tide at the Galion borehole calculated by T-Soft and d) water-level in the Galion borehole. cpd: cycle per day.

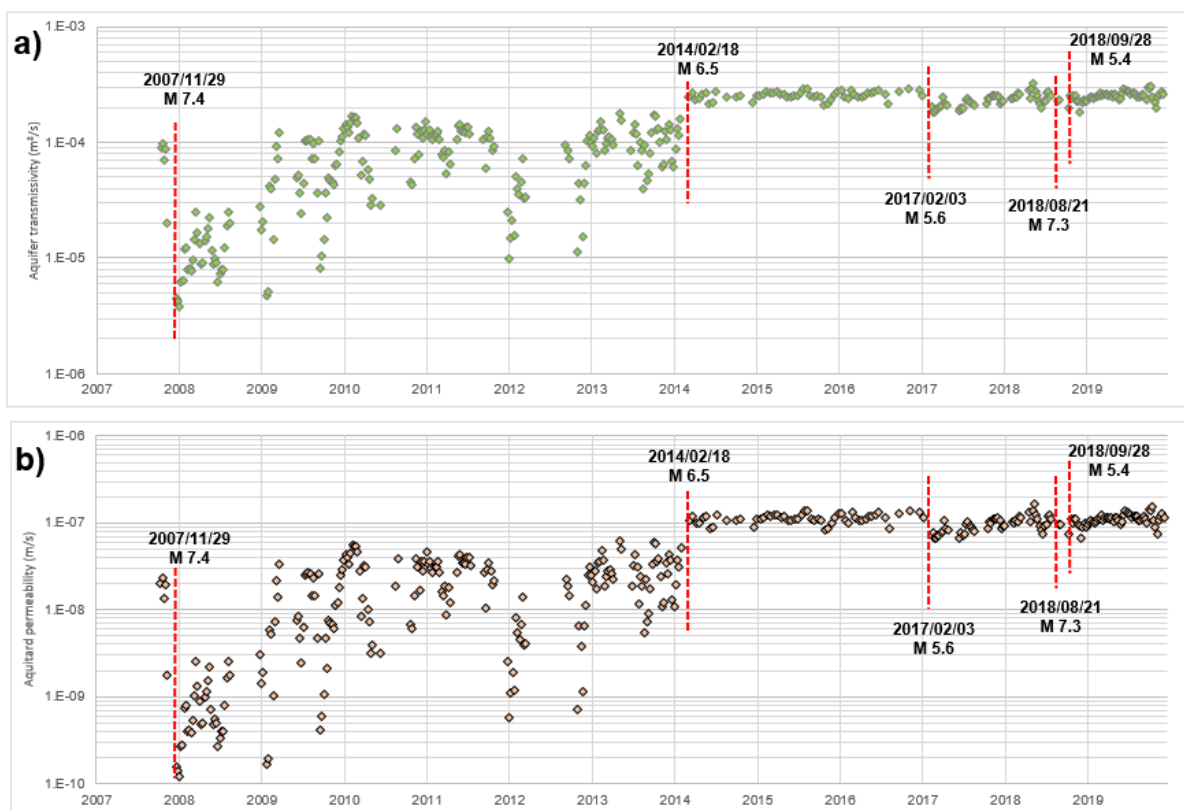


Figure S6: a) Aquifer transmissivity and b) aquitard permeability evolutions over 12 years considering $S=10^{-4}$

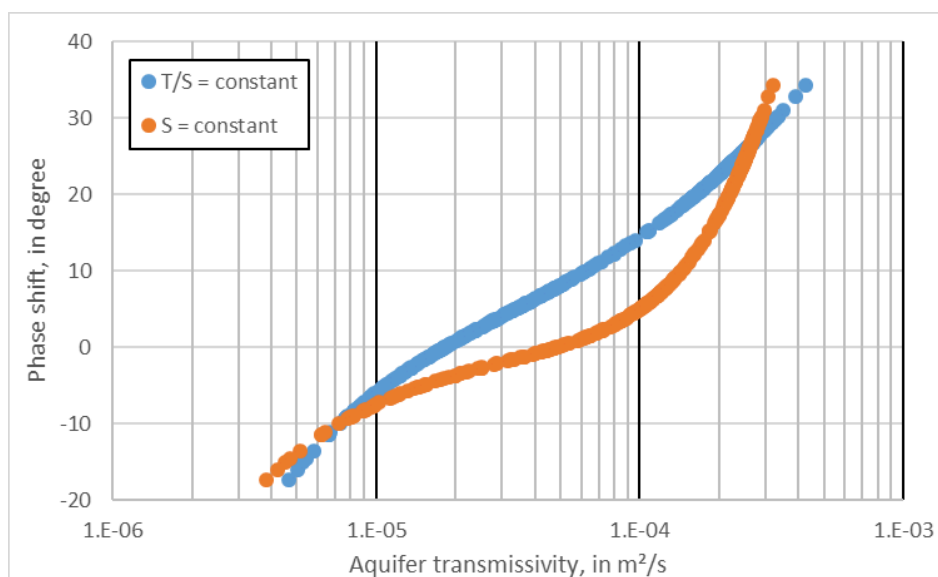


Figure S7: Relationship between M2 phase shift and aquifer transmissivity following the two assumptions: $T/S = \text{constant}$ (in bleu) or $S = \text{constant}$ (in orange).

5. Conclusions et perspectives

5.1. SYNTHÈSE DES RESULTATS

Le levé géophysique électromagnétique hélicoptère réalisé sur la Martinique permet de s'affranchir des contraintes d'accès, de la végétation tropicale dense et des fortes pentes, et d'investiguer la nature et la structure géologique de l'ensemble de l'île sur les 200 à 300 mètres de profondeur. Grâce aux corrélations avec des données géologiques et hydrogéologiques issues de forages, l'utilisation de cette méthode permet d'améliorer de façon significative la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de la Martinique.

Notre approche pluridisciplinaire à différentes échelles spatiales a permis de pouvoir proposer deux nouveaux modèles conceptuels adaptés à la complexité de l'île avec des formations géologiques hétérogènes possédant de fortes variabilités latérales et verticales. Notre travail a également permis de mettre en évidence, à l'échelle de l'aquifère, à l'aide des données de résistivité et de magnétisme croisées avec les résultats de deux pompages d'essai, que les écoulements souterrains étaient canalisés en raison d'une compartimentation de l'aquifère contrainte par les principales directions structurales régionales. De plus, j'ai mis en évidence que les compartiments les plus fracturés présentaient les résistivités les plus faibles (7-15 ohm.m) et les transmissivités les plus fortes (4.10^{-3} à 8.10^{-3} m²/s). Enfin, la compartimentation de l'aquifère et les contrastes de transmissivité protègent cet aquifère des intrusions salines, ce qui est confirmé par les cartes de résistivité. Ensuite, à l'échelle du bassin versant d'un édifice polyphasé, j'ai mis en évidence que les structures géologiques induisaient des écoulements préférentiels avec une part significative de la pluie efficace s'infiltrant en profondeur. Ainsi, les bassins versants topographiques et hydrogéologiques peuvent avoir des limites différentes, de l'eau s'infiltrant dans un bassin versant topographique pouvant en rejoindre un autre plus en aval. Les corrélations réalisées entre les données de résistivité électromagnétique, et les données géologiques et de perméabilité de quatre aquifères ont également montré que, pour des formations avec des âges compris entre 1 et 5,5 Ma, plus la formation était ancienne, plus sa résistivité était faible et plus sa perméabilité était élevée.

La Figure 39 et la Figure 40 synthétisent l'ensemble des corrélations entre résistivité électromagnétique, nature géologique, âge et perméabilité/transmissivité des aquifères étudiés, qui pourront servir de valeur-guide pour les prochaines recherches réalisées en Martinique ou par similitude sur d'autres îles volcaniques andésitiques.

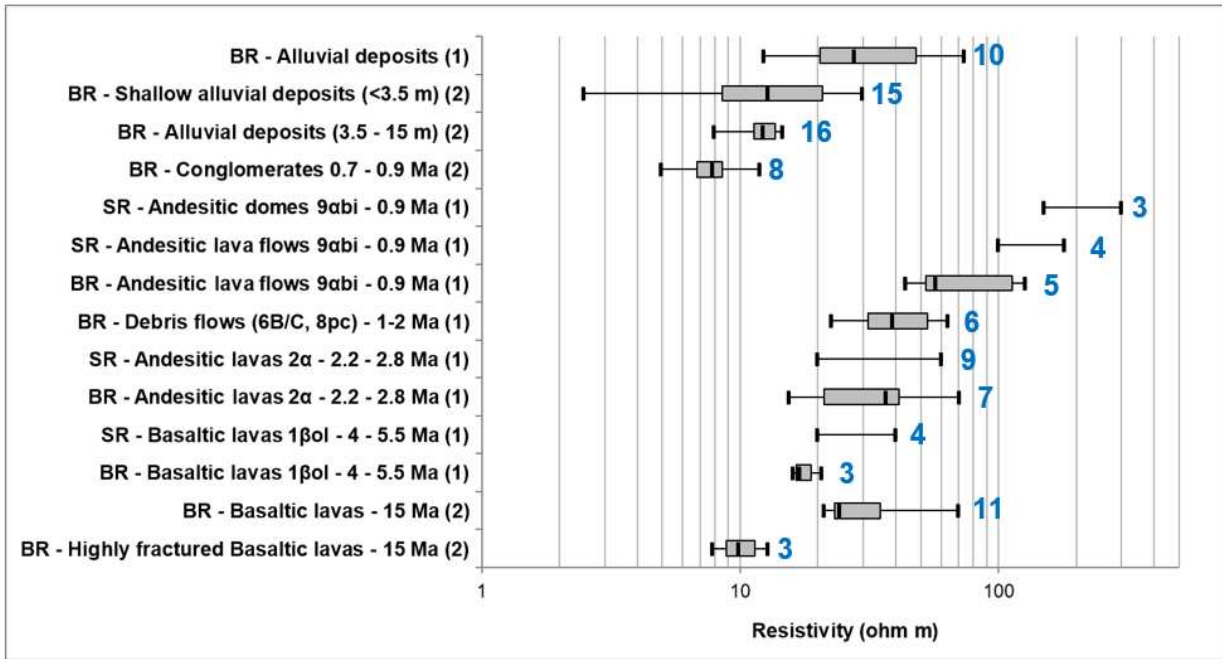


Figure 39 : Synthèse des corrélations entre nature, âge et résistivité des formations géologiques recoupées par des forages (1) dans les bassins versants étudiés dans le chapitre 3 et (2) dans l'aquifère étudié dans le chapitre 2. Les chiffres bleus correspondent au nombre de forage par catégorie.

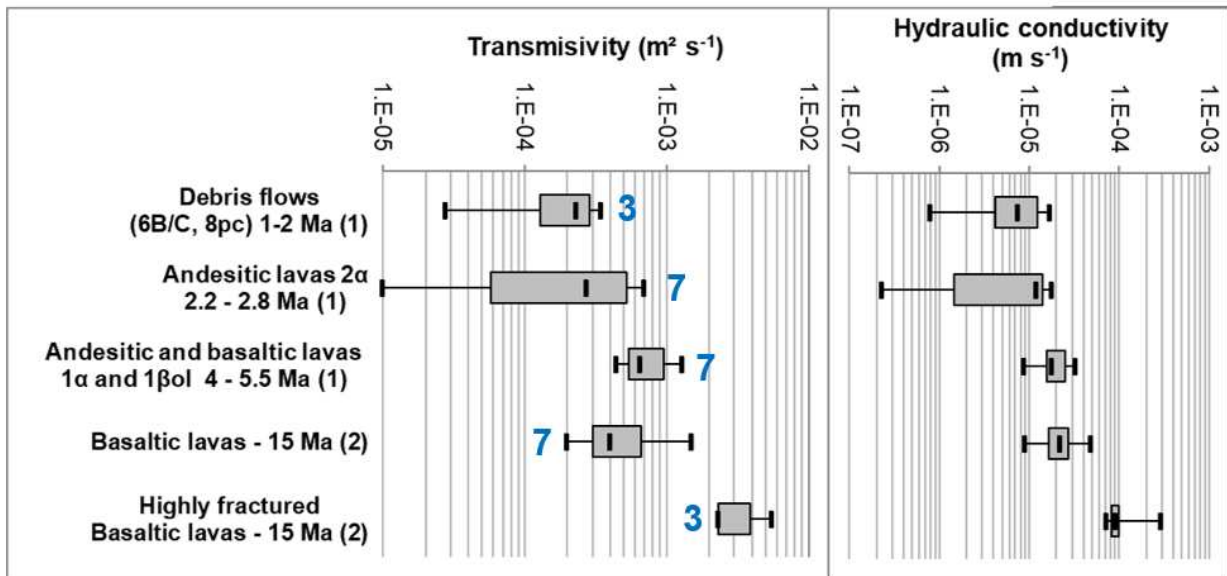


Figure 40 : Synthèse des corrélations entre nature, âge, transmissivité et perméabilité des formations géologiques recoupées par des forages (1) dans les bassins versants étudiés dans le chapitre 3 et (2) dans l'aquifère étudié dans le chapitre 2. Les chiffres bleus correspondent au nombre de forage par catégorie.

Enfin, l'analyse des données du niveau d'eau enregistrées dans le forage du Galion sur la période 2007-2019 et le développement d'un nouveau modèle permettant de calculer la perméabilité à partir du déphasage entre les ondes de marées terrestres et les variations périodiques du niveau d'eau enregistrées permettent de mettre en évidence que la perméabilité de l'aquifère a été

multipliée par vingt sur une décennie. Cette augmentation de la perméabilité résulte de la création de nouvelles fractures et du débouillage de fractures existantes induites par les contraintes dynamiques suite aux principaux séismes ressentis sur cette période. Je démontre également que les pluies extrêmes (cyclones, tempêtes tropicales) contribuent aussi au débouillage des fractures. Une analyse comparative avec les perméabilités des aquifères fissurés/fracturés de Martinique d'une quarantaine de forages met également en évidence une augmentation de la perméabilité au cours des âges géologiques ($\times 40$ par millions d'années, corroborant ainsi la tendance observée sur une décennie. Ainsi, je démontre que la perméabilité des aquifères andésitiques de la Martinique augmente avec le temps en raison de l'activité sismique, confirmant que les formations anciennes (jusqu'à 15 Ma pour les formations étudiées) peuvent conserver de bonnes propriétés hydrodynamiques.

Mon approche pluridisciplinaire a ainsi permis d'améliorer de façon significative la compréhension du fonctionnement hydrogéologique d'une île volcanique andésitique, grâce à un jeu de données exceptionnelles et des méthodologies innovantes. Les propriétés hydrodynamiques et les corrélations hydrogéophysiques sont désormais mieux contraintes et des différences fondamentales sont mises en évidence entre le fonctionnement hydrogéologique des îles andésitiques et des îles basaltiques. L'augmentation de la perméabilité dans le temps supposée dans un premier temps puis démontrée dans un second temps, invite à reconsidérer le potentiel hydrogéologique des formations « anciennes » (ie. vieilles de plusieurs millions d'années), considérées comme peu perméables à imperméables par les hydrogéologues spécialistes des domaines basaltiques ($< 10^{-5} - 10^{-6}$ m²/s d'après Falkland et Custodio, 1991 et Custodio, 2005), notamment dans les régions à forte sismicité. A ce titre, il serait intéressant de disposer de données sur un volcan basaltique situé dans une zone à forte sismicité pour vérifier si le facteur clé est le type de lave (basalte/andésite) et ses modes de mise en place, ou la sismicité.

5.2. PERSPECTIVES

5.2.1. Géophysique héliportée

Mon travail a démontré tout l'intérêt de la géophysique héliportée en milieu volcanique, dans la continuité des travaux de thèse de d'Ozouville (2007), Pryet (2011) et Dumont (2018). J'ai ainsi également démontré la nécessité de disposer de données de calage, les données de résistivité n'étant pas univoque.

A l'échelle de la Martinique, il pourrait être désormais très intéressant d'appliquer la méthode de classification statistique hiérarchisée des sondages électromagnétiques développée par Dumont et al. (2018), pour distinguer des ensembles homogènes et les croiser avec des données de forages pour ainsi identifier et délimiter des ensembles hydrogéologiques homogènes.

De façon plus générale, les calages et corrélations hydrogéophysiques ont essentiellement été réalisées « à la main », sondage par sondage et forage par forage. Développer des méthodes pour, dans un premier temps, automatiser ces analyses puis, dans un second temps, utiliser ces données géologiques pour contraindre les inversions géophysiques pourrait permettre d'améliorer la précision des modèles de résistivité et rendre leur utilisation plus systématique.

D'un point de vue méthodologique, compte tenu de l'hétérogénéité géologique et des fortes variabilités latérales de faciès, la définition du plan de vol est une étape clé et doit être préparée avec attention par rapport aux structures géologiques et hydrogéologiques connues ou supposées, de façon à essayer de les recouper perpendiculairement et parallèlement et de minimiser les cas où les lignes de vol recoupent obliquement ces structures. Le plan de vol « classique » avec des lignes nord-sud espacées de quelques centaines de mètres n'est ainsi pas toujours le plus adapté.

5.2.2. Propriétés hydrodynamiques des aquifères

Les perméabilités/transmissivités des aquifères de Martinique étant très hétérogènes et variant sur quatre ordres de grandeur, il est nécessaire de poursuivre l'acquisition de données en particulier via la réalisation de pompages d'essai dans les forages existants qui n'ont pas encore été étudiés (plusieurs dizaines). En effet, seule une petite centaine de mesure de transmissivité sont disponibles, ce qui peut paraître beaucoup par rapport aux îles ne disposant pas de beaucoup de forages, mais ce qui reste insuffisant à la vue du nombre de formations géologiques cartographiées en Martinique (130 caissons différents sur la carte géologique) et de leur hétérogénéité intrinsèque.

La méthodologie (relative aux ondes de marées) présentée dans le chapitre 4 ayant démontré tout son intérêt, il serait intéressant de la déployer sur les autres forages disposant de chroniques ayant enregistré des variations de niveau cyclique et ensuite, quand cela est possible, de les comparer avec des valeurs de transmissivité calculées via des pompages d'essai. Cette méthode, dont l'acquisition de données est relativement aisée est en effet nettement plus simple à mettre en œuvre et nettement moins coûteuse qu'un pompage d'essai (5-10 k€). Elle nécessite uniquement une sonde piézométrique à un pas de temps horaire, coutant environ 500-600 €, et un minimum de trois mois de données.

Enfin, la réalisation des nouveaux forages en carottage permettrait de mieux contraindre la nature des aquifères recoupés et mieux décrire leur porosité intrinsèque, par rapport aux méthodes destructives couramment utilisées (Marteau Fond de Trou ou Rotary) qui ne permettent pas une bonne description des formations géologiques et de leurs propriétés des aquifères. La réalisation systématique de diagraphie de flux avec un micromoulinet, idéalement associée à de l'imagerie

de paroi, pourrait également permettre de mieux préciser la contribution respective des différents horizons traversés.

5.2.3. Fonctionnement hydrogéologique et modèles conceptuels

Les nouveaux modèles conceptuels proposés dans le cadre de cette thèse devraient permettre d'améliorer la gestion de la ressource en eau et de mieux contraindre l'implantation des futures campagnes de forages d'exploration. Le modèle conceptuel développé à l'échelle de la nappe du Lamentin (chapitre 2) devrait ainsi pouvoir être étendu d'une part à la partie aval du bassin versant de la rivière du Galion (secteurs en pointillés bleu sur la Figure 41), constitué des mêmes formations géologiques, et d'autre part potentiellement à l'ensemble de la plaine de Ducos/Rivière Salée qui, bien que constituée de formations plus récentes (≈ 10 Ma) est contraint par le même système de failles. Le modèle conceptuel développé à l'échelle des bassins versants de Case Navire et de Fond Lahaye (chapitre 3) devrait pouvoir être étendu aux autres bassins versants situés sur le flanc ouest des Pitons du Carbet (secteur en pointillé jaune sur la Figure 41). Une extrapolation à l'ensemble de l'île ne paraît néanmoins pas pertinente, tout d'abord car la Montagne Pelée, située dans le nord de l'île, est constituée majoritairement de ponces et nuées ardentes avec un fonctionnement hydrogéologique spécifique, que les hyaloclastites de la cote Est sont très mal connues, mais aussi que le fonctionnement hydrogéologique dans le sud doit être différent avec une topographie beaucoup moins marquée et une pluviométrie nettement plus faible (< 1500 mm) que dans les secteurs étudiés.

Ainsi, les quatre principaux secteurs dont le fonctionnement hydrogéologique reste à préciser en déployant la méthodologie développée dans cette thèse seraient (secteurs en pointillés vert sur la Figure 41) : 1) l'édifice de la Montagne Pelée, 2) le secteur nord-est de la Martinique (Lorrain, Marigot, Sainte Marie et Gros Morne) avec les laves du volcan bouclier du Morne Jacob, présentant la particularité d'être particulièrement exposé à une forte pluviométrie et ayant développé des profils d'altérations importants (cf. chapitre suivant), 3) les hyaloclastites occupant le sud-est de la Martinique et 4) le sud de l'île (Des Trois-îlets à Rivière-Pilote en passant par Trois-Rivières) marqué par une faible pluviométrie (Pluie efficace < 500 mm).

A l'échelle des Petites Antilles, une première classification a été proposée par Robins et al., 1990 (Figure 3). Nos travaux montrent que de tels modèles simplifiés, qui présentent l'avantage de définir les principaux grands ensembles à considérer, ne sont néanmoins pas adaptés à des échelles plus réduites (bassin versant ou aquifère) et ne sont pas suffisants pour guider l'implantation de forages d'exploitation. La poursuite d'études hydrogéologiques sur les îles des Petites Antilles est donc nécessaire en vue de préciser les spécificités et similitudes entre ces différentes îles. A terme, une synthèse de leurs fonctionnements hydrogéologiques devrait permettre de définir de nouveaux modèles conceptuels plus précis.

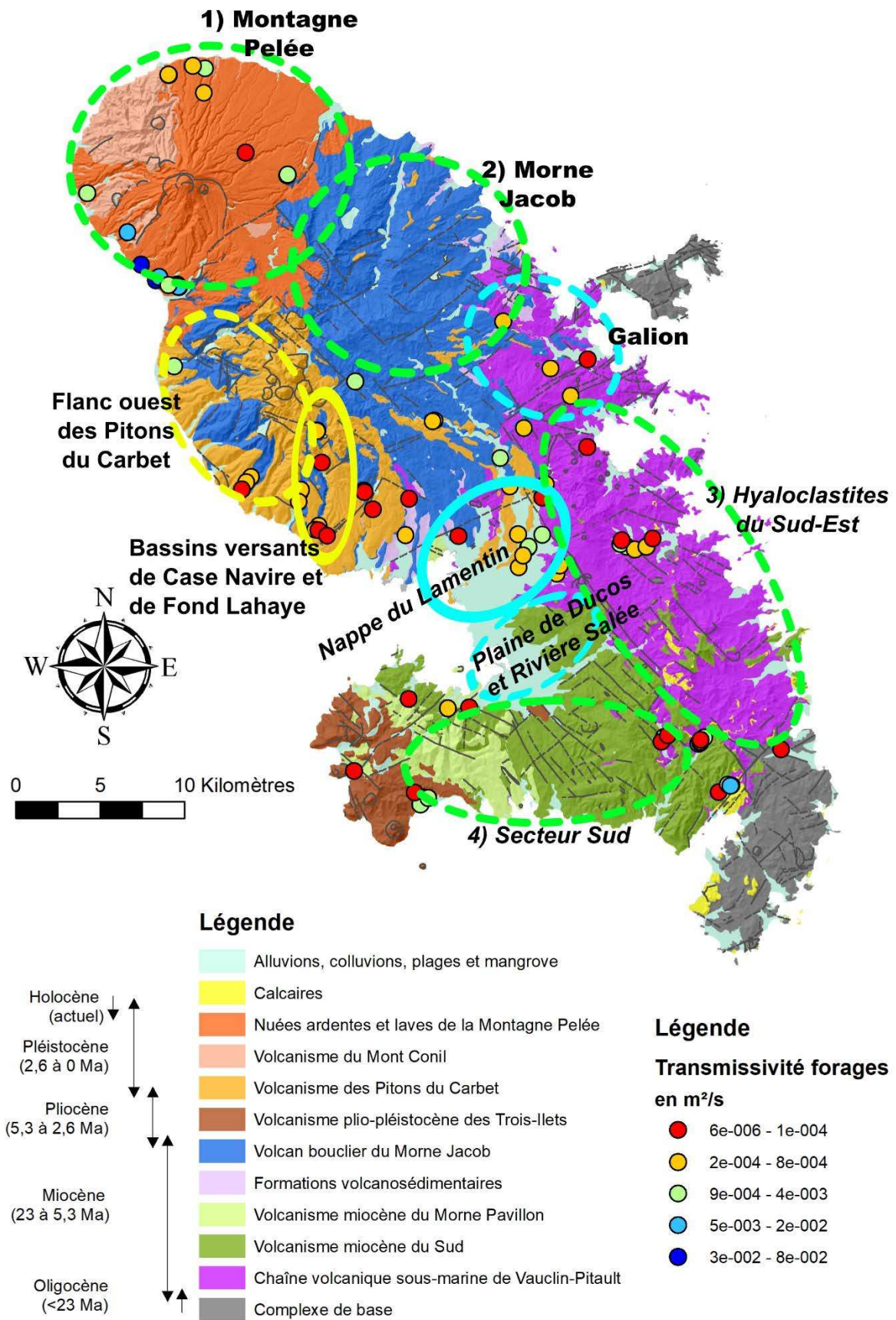
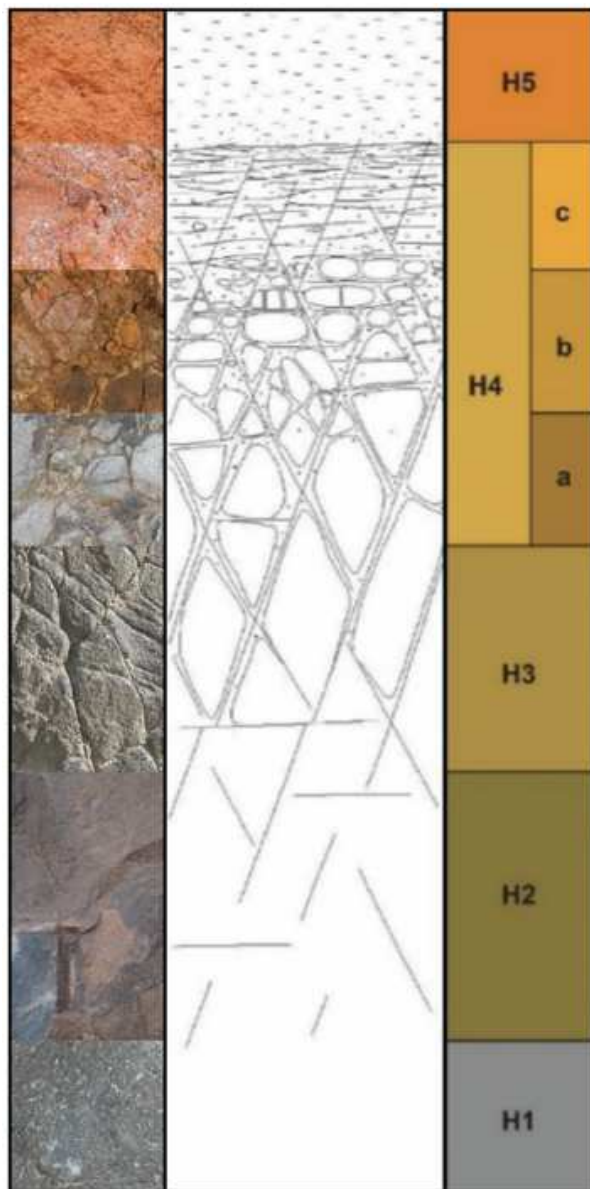


Figure 41 : Applicabilité des modèles conceptuels développés et secteurs dans lesquels poursuivre les recherches en déployant la méthodologie proposée dans le cadre de cette thèse

5.2.4. Rôle des sols et des altérites

La Martinique est le résultat d'une histoire géologique de 25 Ma qui a vu se succéder plusieurs phases d'activités volcaniques et une intense érosion qui a entraîné le développement de profils d'altération significatifs (Figure 42). La genèse de ces profils est liée à la percolation des eaux météoriques qui, sous climat chaud et humide, provoquent le lessivage des roches mères (Nehlig et al., 2013).



H5 - Allotérite : Roche totalement altérée –
Minéraux et structure non conservée

H4 - Saprolite évoluée : Roche fortement altérée – horizon de nature sablo-argileuse au sein duquel on rencontre des boules résiduelles de roche saine. Les structures de la roche mère sont partiellement conservées :
-H4C > 90% de la roche est décomposée
-H4b > 50% de la roche est décomposée, blocs centimétriques à décimétriques, nombreuses fissures
-H4a < 50% de la roche est décomposée, blocs décimétriques et fissures

H3 - Saprolite de transition : niveau au sein duquel des blocs métriques à plurimétriques s'individualisent

H2 - Roche saine peu altérée

H1 - Roche saine, pas de signe d'altération

Figure 42 : Description des différents horizons d'un profil d'altération d'une lave volcanique (adaptée d'après Ollier, 2010, Nehlig et al., 2013 et Nachbaur et al., 2019)

Compte-tenu de la nature argileuse de l'horizon supérieur (allotérites), de son épaisseur et de l'épaisseur totale du profil d'altération (de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres), la capacité d'infiltration de la pluie est très certainement très variable, ce qui doit influencer

significativement les volumes d'eau pouvant s'infiltrer en profondeur. Ainsi, il serait nécessaire d'une part de cartographier précisément les différents horizons d'altération et leur épaisseur (et la géophysique héliportée peut aider à cette cartographie, notamment dans les secteurs où le profil d'altération est épais), et d'autre part de qualifier leur capacité d'infiltration via des tests de perméabilité, réalisés à différentes profondeurs et pour chacun des horizons. L'agrégation de ces données sur quelques bassins versants disposant d'une station hydrométrique en aval et de plusieurs pluviomètres devrait permettre de nettement mieux caler les bilans hydrologiques, mais aussi de mieux comprendre le rôle de l'eau souterraine dans les glissements de terrain impactant les secteurs présentant des épaisseurs importantes d'altérites. Ces différents horizons traversés par l'infiltration doivent également jouer un rôle clé dans les transferts de produits phytosanitaires, notamment pour les molécules ayant une forte affinité avec les argiles.

5.3. QUELQUES RECOMMANDATIONS POUR UNE MEILLEURE GESTION DES RESSOURCES EN EAU EN MARTINIQUE

A court terme le recours aux eaux souterraines pourrait permettre de combler les volumes d'eau qui ont tant fait défaut lors de la saison sèche 2020. En plein confinement, entre avril et mai 2020, des dizaines de milliers de personnes ont été coupées d'eau pendant des semaines, avec des journées avec plus de 50 000 personnes privées d'eau (sur une île de 380 000 habitants), alors que la circulation du COVID imposait des mesures d'hygiène spécifiques (lavage régulier des mains et des surfaces en contact avec des personnes...). L'exploitation de 15 à 20 forages (avec des débits entre 25 et 40 m³/h) auraient permis de combler ce déficit. Des procédures judiciaires ont été menées par des collectifs de citoyens et les principaux opérateurs de distribution d'eau ont été condamnés à rétablir l'eau et à indemniser les usagers. Bien que cette sécheresse fut exceptionnelle (les 6 premiers mois de 2020 font partie des périodes les plus sèches depuis 1930-1950), elle a surtout remis en avant des infrastructures tentaculaires (3500 km de réseau pour une île de 60 km de long sur 20 km de large) vieillissantes et des taux de fuite dans les réseaux de d'eau potable de plus de 50% par exemple sur les communes de Fort-de-France et de Saint-Joseph, ou des problématiques politiques comme le nord-est de l'île où perdure une canalisation majeure non réparée depuis 2009. D'importants travaux sont à programmer, annoncés pour durer des décennies et avec un financement de plusieurs centaines de millions d'euros, pour remplacer ces canalisations et améliorer ainsi la distribution et la gestion des prises d'eau en rivière. En effet, ces forts taux de fuite ont aussi une conséquence directe sur les débits des rivières : les débits réservés ne sont respectés qu'en saison des pluies. L'impact de cette gestion de l'eau est donc également significatif sur la vie aquatique et la biodiversité. Enfin, l'agriculture a également des besoins en eau importants, notamment pour irriguer les parcelles de maraichage, la canne à sucre mais aussi la banane. En saison sèche les rivières n'ont pas suffisamment d'eau et le rendement des cultures est fortement impacté, entraînant des demandes de procédure de calamité agricole. Le développement des eaux souterraines à court terme permettrait également de répondre à une

bonne partie de ces problématiques en permettant de redéployer les points d'accès à l'eau, indépendamment des prises d'eau en rivière, sur tout le territoire.

L'impact du changement climatique sur les ressources en eau de la Martinique est également à anticiper. D'ici 2080-2100, les modèles (Arnaud et Lanini, 2014) évaluent une augmentation des précipitations (jusqu'à +40%) en saison des pluies. A contrario, la quantité d'eau disponible (infiltration + ruissellement) en saison sèche diminuerait de 25 à 50% selon les secteurs. Une conséquence directe sera la baisse quasi-systématique des débits moyens des cours d'eau, notamment dans la partie nord de l'île où se situent la totalité des captages A.E.P. en rivière (Figure 43). Les ressources en eau souterraine devraient être moins impactées avec une recharge plus importante pendant la saison des pluies, notamment dans le sud et par conséquent davantage de réserve mobilisable en saison sèche.

A court terme comme à long terme le développement des eaux souterraines est donc stratégique pour pallier les pénuries d'eau à venir.

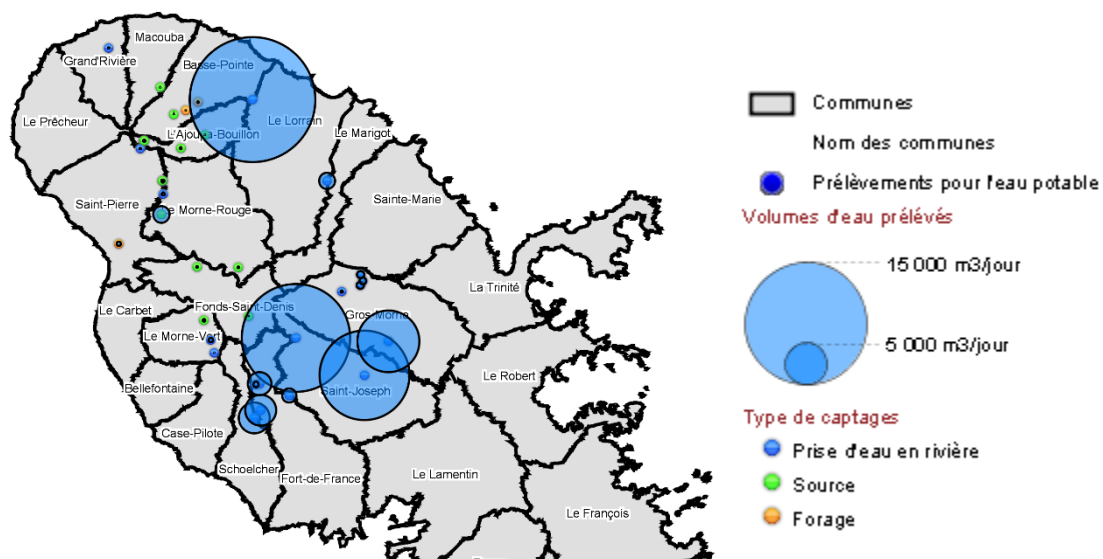


Figure 43 : Carte de localisation des prélèvements pour l'eau potable en Martinique (source : Observatoire de l'Eau Martinique, 2014)

La méthodologie présentée dans les chapitres 2 et 3 est désormais à recommander pour toute nouvelle prospection. En fonction de la densité et de la direction des lignes de vol, des mesures géophysiques au sol complémentaire avec des panneaux électriques ont montré toute leur efficacité (Vittecoq et al., 2008; Vittecoq et Coppo, 2008; Arnaud et al., 2010). Dans un premier temps, dans la phase de reconnaissance, la méthode de forage à mettre en œuvre devrait être du carottage, la seule qui permette une bonne description des horizons géologiques traversés et identifier avec précision les différents niveaux aquifères. Bien évidemment des mesures de datations des roches sont un plus indéniable pour poursuivre la caractérisation des milieux et

affiner les corrélations entre âge des formations et propriétés hydrodynamiques. Enfin, les pompages d'essai réalisés dans le chapitre 2 rappellent que des pompages d'essai de 72h ou de quelques semaines ne sont pas suffisants pour calculer le débit d'exploitation durable / long terme d'un forage. Le suivi de l'exploitation des forages (à minima niveau et débit à un pas de temps horaire) est donc nécessaire, et le débit d'exploitation doit être recalculé après un cycle hydrologique complet pour bien prendre en compte la recharge lors de la saison des pluies. Un suivi adapté peut également permettre de faire de la gestion active, en exploitant davantage un forage pendant la saison sèche et en suivant la recharge de la nappe pendant la saison des pluies. La bancarisation de l'ensemble de ces données et la réalisation de synthèses régulières permettront in fine de mieux répondre aux attentes sociétales et au besoin de développement du territoire et de minimiser la prise de risque, aussi bien technique que financière, inhérente à toute prospection des profondeurs du sous-sol.

Compte tenu des risques de pollutions lorsque situés à l'aval de zones urbaines ou agricoles, les secteurs à cibler pour orienter les prospections pour l'alimentation en eau potable (AEP) sont donc en amont des villes et des zones agricoles, en se rapprochant par exemple des forêts du centre et du nord de l'île. Ces secteurs étant situés en amont des zones d'irrigation, les conflits d'usage seront limités et l'eau potable sera de fait prioritaire. En l'état actuel des connaissances hydrogéologiques, les secteurs à développer en priorité pour l'AEP et dans lesquels des forages d'exploitations pourraient être réalisés, devraient être les suivants (Figure 44) :

- (1) dans un premier temps les secteurs dans lesquels des forages de reconnaissance ont déjà été réalisés (en jaune sur la Figure 44) : sur la commune de Schoelcher : les secteurs de Case Navire et de Fond Lahaye, sur Saint Joseph : le secteur de Cœur Bouliki jusqu'à Rivière Blanche,
- (2) dans un second temps, ou en parallèle, les secteurs dans lesquels des études hydrogéologiques et géophysiques détaillées ont été menées et/ou des forages de reconnaissances sont à réaliser (en vert sur la Figure 44) : sur la commune de Basse-Pointe le secteur en amont du quartier Morne Balai, du Lorrain au Gros Morne, les secteurs situés en amont des zones agricoles et notamment les secteurs forestiers de la rivière Rouge et de la rivière Lézarde, et sur Fort-de-France le secteur de Didier à Balata/Les nuages, avec notamment comme objectif de sécuriser l'alimentation en eau des hôpitaux et cliniques de Fort-de-France.

Concernant l'agriculture, les besoins sont davantage identifiés dans la moitié sud de l'île : Plaine du Lamentin et plaine du François, secteur Trois Îlets et Trois Rivières pour l'irrigation de la canne et sucre, ou dans le nord-ouest de l'île sur la commune du Prêcheur pour le maraichage. Là aussi des campagnes de forages de reconnaissance seraient à programmer.

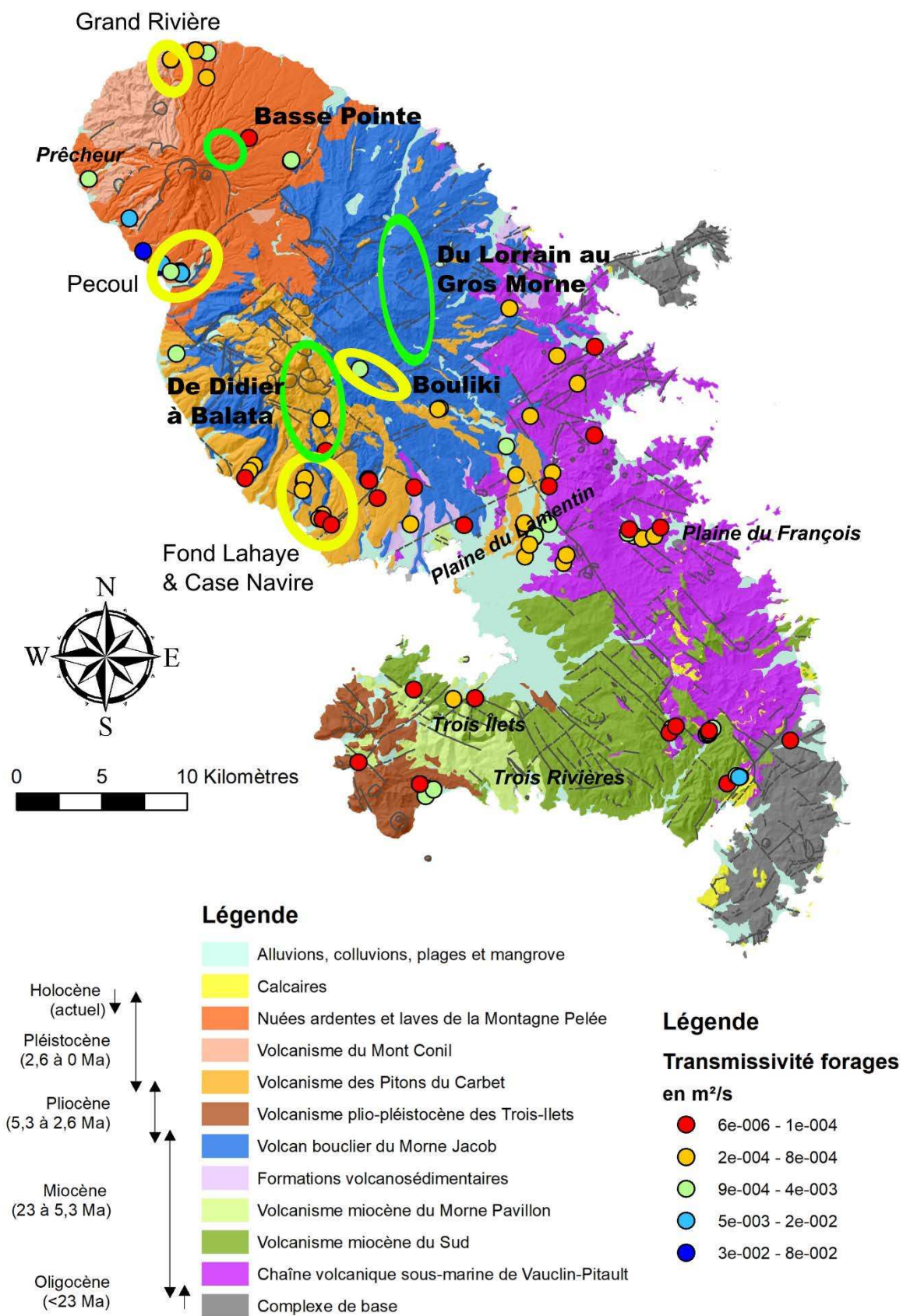


Figure 44 : Secteurs prioritaires dans lesquels l'exploitation des eaux souterraines peut contribuer à court terme à augmenter le volume d'eau potable distribué à la population. En jaune les secteurs où réaliser des forages d'exploitation et en vert les zones où réaliser des forages de reconnaissances

5.4. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Arnaud L., Dewandel B., Leclerc B., & Chevrier C. 2010. Suivi géologique et hydrogéologique de deux forages de reconnaissance sur le site de Cœur Bouliki, commune de Saint-Joseph (Martinique), Rapport BRGM/RP-58785-FR.
- Arnaud L., & Lanini S. 2014. Impact du changement climatique sur les ressources en eau de Martinique. Rapport BRGM/RP-62676-FR.
- Custodio, E. 2005. Hydrogeology of volcanic rocks. In: UNESCO (Ed.), Groundwater Studies. An International Guide for Hydrogeological Investigations, Paris, 423pp.
- Dumont, M. 2018. Caractérisation multi-échelle des structures hydrogéologiques en contexte volcanique insulaire par électromagnétisme hélicoptère. Application à l'île de La Réunion. Thèse de doctorat de l'Université de la Réunion, France.
- Dumont, M., Reninger, P.A., Pryet, A., Martelet, G., Aunay, B., & Join, J. 2018. Agglomerative hierarchical clustering of airborne electromagnetic data for multi-scale geological studies. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 157, pp. 1–9.
- Falkland, A., & Custodio, E. 1991. Guide on the hydrology of small islands. Studies and reports in hydrology 49. UNESCO, Paris, pp 1–435.
- Nachbaur A., Lombard M., Lacquement F., Reninger PA., Thiery Y., & Roulle A. 2019. Définition d'une méthodologie pour la révision de la cartographie d'aléa mouvement de terrain en Martinique. Rapport BRGM/RP-69150-FR.
- Nehlig P., Lacquement F., Bernard J., Caroff M., Deparis J., Jaouen T., Pelleter A., Perrin J., Prognon C., & Vittecoq B. 2013. Notice de la carte géologique de Mayotte BRGM/RP-61803-FR.
- d'Ozouville, N. 2007. Etude du fonctionnement hydrologique dans les îles Galapagos : caractérisation d'un milieu volcanique insulaire et préalable à la gestion de la ressource. PhD-Thesis Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, France.
- Ollier C.D. 2010. Very deep weathering and related landslides. In *Weathering as a Predisposing Factor to Slope Movements*. Calcaterra, D., Parise, M., Eds.; Engineering Geology Special Publications: London, UK, 2010; Volume 23, pp. 5–14.
- Pryet, A. 2011. Hydrogeology of volcanic islands: a case-study in the Galapagos Archipelago (Ecuador). PhD-Thesis Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, France.
- Robins, N.S., Lawrence, A.R., & Cripps, A.C. 1990. Problems of groundwater development in small volcanic islands in the Eastern Caribbean, in: *Tropical Hydrology and Caribbean Water Resources* edited by: Krishna, J. H., Quiñones-Aponte, V., Gómez-Gómez, F., and Morris, G., AWRA, San Juan, American Water Resources Association, Bethesda, Maryland, 257–267.
- Vittecoq B., Brugeron A., Lachassagne P., Dewandel B., & Mathieu F. 2008. Recherche d'eau souterraine à Schoelcher-Fond Lahaye – Rapport BRGM/RP-55728-FR.
- Vittecoq B., & Coppo N. 2009. Reconnaissances géophysiques sur le site de Cœur Bouliki. Commune de Saint Joseph. BRGM/RP-57098-FR.

Annexe 1

Communications des résultats en congrès

Présentations orales dans des congrès ou conférences internationales

Vittecoq B., Violette S., Reninger P.A., & Martelet G. 2019. *Contribution of an heliborne EM-magnetic survey to the understanding of the hydrogeological functioning of a volcanic island (Martinique – Caribbean Island)*. AGU-SEG Airborne Geophysics Workshop. Davie, Florida, 11-13 June.

Vittecoq B., Violette S., Reninger P.A., & Martelet G. 2019. *Hydrogeological functioning of an andesitic island revealed by helicopter-borne electromagnetic survey (Martinique – Caribbean island)*. 46th Congress of International association of hydrogeologists AIH, Malaga 2019, 22-27 September.

Posters présentés au congrès des doctorants

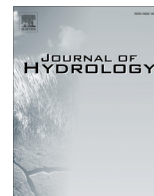
Vittecoq B. 2018. *First structural and hydrogeological insights from cross correlations between helicopter-borne TDEM data and hydrogeological data of the Mount Pelée volcano. Martinique Island (Lesser Antilles)*. Congrès des doctorants, 26-30 mars 2018. IPGP.

Vittecoq B. 2019. *Hydrogeological conceptual model of a compartmentalized volcanic coastal aquifer. Lamentin - Martinique Island (Lesser Antilles)*. Congrès des doctorants, 25-29 mars 2019. IPGP.

Annexe 2

Article scientifique en lien avec la thèse

Vittecoq, B., Deparis, J., Violette, S., Jaouen, T., and Lacquement, F. (2014): Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte Island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data, *J. Hydrol.*, 509, 519–538, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.062>



Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte Island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data



B. Vittecoq^{a,*}, J. Deparis^b, S. Violette^c, T. Jaouën^d, F. Lacquement^b

^a BRGM – Basse-Normandie, 4 avenue de Cambridge, 14200 Hérouville-Saint-Clair, France

^b BRGM – Georesources Division, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, France

^c UPMC-Sorbonne Universities & CNRS, UMR.7619-Sisyphé, case 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

^d BRGM – Mayotte, Z.I. de Kawéni – 97600 Mamoudzou, Mayotte

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 June 2013

Received in revised form 26 November 2013

Accepted 30 November 2013

Available online 7 December 2013

This manuscript was handled by Corrado Corradini, Editor-in-Chief, with the assistance of Fritz Stauffer, Associate Editor

Keywords:

Island hydrogeology

Volcanic aquifer

Conceptual models

TDEM

Permeability

Resistivity

SUMMARY

The purpose of this study is to show how a multidisciplinary approach that combines geophysics, geology and hydrogeology has made it possible to: (a) significantly improve our understanding of the hydrogeological regime of the volcanic island of Mayotte, and (b) provide a new set of geophysical measurement calibration data. In 2010 a helicopter-borne geophysical survey (SkyTEM) was flown over the entire island (374 km²) with a measurement density hitherto unheard of in a volcanic environment. In addition, a database was compiled containing the geological logs of 55 boreholes. 52 of these boreholes have hydrogeological information like aquifer position and piezometric level. 21 of the boreholes have transmissivity values. Correlations were made between the inverted resistivities as obtained from the helicopter-borne TDEM profiles and the nature, age and hydrodynamic properties of the formations as obtained from the borehole data.

Five hydrogeological units were mapped. These are characterized by an alternation between phases of dominant volcanic construction, with the emplacement of basaltic lavas, phonolite massifs and pyroclastic deposits, and phases of dominant erosion with the deposition of volcanoclastic material (colluvium, breccias, basaltic lavas and phonolite blocks and all materials resulting from slope slides) along the slopes and in the topographic depressions. It has also been possible to assign resistivity and permeability ranges to four of these units. Ranges that are also dependent on the age of the deposits: the younger the formation is, the greater its resistivity and the higher its permeability.

The hydrogeological regime is marked by the phases of volcanic construction and erosion that succeeded one another during the geological history of Mayotte over the last 10 Ma. A conceptual model adapted to the specific geological context of this island, and differing from the Canarian and Hawaiian models, is also put forward. This model is marked by the island's "fragmented" character resulting from its geological history (several volcanic edifices, several phases of construction and erosion), and is applicable to an old volcanic island in an advanced stage of erosion and weathering, with a volcanic history similar to that of Mayotte, i.e. with climate variations and erosion periods long enough to register volcanoclastic deposits.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Understanding the hydrogeological regime of volcanic islands is essential if one is to ensure suitable management of their water resources and improve the population's water supply, especially where there has been a severe population increase in recent dec-

ades. Nevertheless, geological, hydrological and hydrogeological data are commonly scarce and inadequate given the geological complexity of volcanic zones.

Several methodological approaches based on (1) geological and hydrogeological reconnaissance (Ecker, 1976; Macdonald et al., 1983; Join and Coudray, 1993; Izquierdo, 2011; Izquierdo et al., 2011, 2014), (2) numerical modeling (Custodio et al., 1988; Violette et al., 1997; Join et al., 2005; Vittecoq et al., 2010), (3) geophysics (Lienert, 1991; Desclotres et al., 1997; Albouy et al., 2001; d'Ozouville et al., 2008; Auken et al., 2009; Vittecoq et al., 2011;

* Corresponding author. Tel.: +33 (0)2 31 06 66 40.

E-mail addresses: b.vittecoq@brgm.fr (B. Vittecoq), j.deparis@brgm.fr (J. Deparis), sophie.violette@upmc.fr (S. Violette), t.jaouen@brgm.fr (T. Jaouën).

Pryet et al., 2012), and (4) hydrochemistry (Join et al., 1997; Cruz and Silva, 2001; Cruz, 2003; Cruz and Amaral, 2004; Cruz and França, 2006; Koh et al., 2006, 2012; Herrera and Custodio, 2008; Gourcy et al., 2009) have been used to define the hydrogeological model of volcanic islands. For basaltic volcanic islands, results can be broken down into two main types, the Hawaiian model and the Canarian model. These models describe hydrosystems at the scale of an entire island, which is often a single edifice. More recently, Violette et al. (in press) define an evolutionary link between these two classical conceptual hydrogeological models based on Santa Cruz and San Cristobal Islands characteristics.

The Hawaiian model (Meinzer, 1930; Peterson, 1972; Macdonald et al., 1983; Tabasaki and Mink, 1983; Jackson and Lénat, 1989; Violette et al., 1997; d'Ozouville et al., 2008; Auken et al., 2009; Pryet et al., 2012) considers firstly the existence of a basal groundwater body with a low hydraulic gradient that is subject to saltwater intrusion, and secondly the presence of perched groundwater bodies conditioned by dykes and/or impervious layers (sills, ash beds, tuffs, annealed paleosoils). The Canarian model (Custodio, 1975; Custodio et al., 1988; Join and Coudray, 1993; Izuka and Gingerich, 2003; Join et al., 2005; Hagedorn et al., 2011) considers the presence of a continuous regional groundwater body whose shallow piezometric level is subparallel to topography. This model assumes that weathering processes have an influence on the progressive permeability decrease of the volcanic formations. Thus the older volcanic formations are less permeable than the more recent ones (Custodio, 2005), and permeability gradually decreases with depth ("aging effect"). The kinetics of this aging effect is complex, poorly constrained, and a function of several parameters. It can vary from a few tens of millions of years to a few thousand years, depending on the nature of the rocks and the intensity of the weathering. Mair and Fares (2011) show that a lithological difference giving a permeability contrast can lead to the same type of hydrogeological behavior.

The internal structure of the volcanic edifices nevertheless remains poorly constrained, and the operating assumptions for these models are generally based on the interpretation of indirect data. Also, most published studies (apart from those concerning the Canaries) deal with young volcanic islands that are at the most a few million years old. Very little has been published on the hydrogeological regime of old volcanic islands resulting from a multiphase volcanic activity under the influence of a wet tropical climate.

Hydrogeological studies in volcanic islands are challenging due to (1) difficulties in accessing the study sites (steep slopes, dense vegetation and a limited number of access tracks), (2) the geological complexity (lateral and vertical lithological variability with superimposed weathering), and (3) the lack of boreholes enabling detailed hydrogeological characterization, which limits detailed validation of the different approaches and methods. Such studies have so far been based mostly on a single approach or methodology each of which, within its own limitations and uncertainties, has helped improve our understanding of the hydrogeological regime of volcanic islands. The combination of these approaches enables us to simplify them and validate indirect observations (geophysics, geochemistry and satellite image analysis) with direct observations (geology, hydrology and hydrogeology).

The use of helicopter-borne geophysical methods allows one to overcome the access problems. For example, d'Ozouville et al. (2008), Auken et al. (2009) and Pryet (2011); Pryet et al. (2011, 2012) used the time-domain electromagnetic (TDEM) system SkyTEM (Sørensen and Auken, 2004) on the volcanic islands of Santa Cruz and San Cristobal in the Galapagos Archipelago. They were able to reveal resistivity variations within the first 300 m depth. However, in the absence of boreholes, the presence of buried perched aquifers could not be validated on the arid island of Santa Cruz.

In this article we study the island of Mayotte, whose volcanic activity ranges from 10 Ma to –7000 years, and propose a conceptual model for its hydrogeological regime. The proposed multidisciplinary approach is based on correlating geophysical, geological and hydrogeological data. The available data at Mayotte are both extensive for an island of this size and of good quality. In 2010, a helicopter-borne geophysical survey (SkyTEM) covered the entire island in a month with a measurement density hitherto unheard of in a volcanic environment. In addition, geological logs from 55 boreholes are available, with hydrogeological data (aquifer identification, water levels) for 52 of them plus, for 21 of them, hydrodynamic characteristics calculated from pumping tests lasting more than 12 h.

The purpose of this article is to: (i) correlate the inverted resistivities from the TDEM profiles with the nature, age and hydrodynamic properties of the formations intersected by the boreholes, (ii) characterize the structure and hydrogeological regime of Mayotte, and (iii) show the relationships between the hydrogeological regime and the phases of construction and erosion of a multiphase volcanic edifice.

2. Mayotte general context

Mayotte is an island of the Comoros Archipelago in the west of the Indian Ocean (Fig. 1). With a population that has grown fourfold in the past 30 years (212,645 inhabitants in 2012), the island is now (2012) densely populated with 570 inhabitants/km². Consequently, water requirements are substantial. Current production of 8.2 million m³ per year corresponds to a consumption of about 106 l/day/capita, but with improvements in public health and living standards, plus economic development, we can expect an increase in water consumption tending, in the coming decades, towards that of the Western countries (150 l/day/capita). Surface water is tapped extensively (mainly directly from permanent rivers and with two dams, whose volumes are 1.5 and 1.95 million cubic meters) and critical situations can occur during the dry season. The groundwater resource is little used at present (15% of supply) owing to a lack of knowledge concerning the island's hydrogeological regime. Mayotte, like many volcanic islands, is difficult of access due to dense tropical vegetation and steep slopes.

2.1. Geography and climate

Mayotte is a French overseas 'département' comprising a main island (362 km²) rising to an altitude of 660 m and known as Grande Terre, and a smaller island (12 km²) peaking at 203 m and known as Petite Terre. Some 60% of the island's morphology consists of steep hills with an average altitude of more than 300 m and slopes higher than 15%.

The island's climate is wet tropical maritime (Lapègue, 1999) with a dry season and a wet season separated by two shorter interseasons. The wet season (austral summer) extends from December to March and is characterized by heavy rains and strong winds mainly from the north to northwest. The movement of the air masses in the intertropical convergence zone (ITCZ) can also cause tropical depressions from the northeast. The first interseason occurs during April and May, with lower rainfall and winds from the southeast. The dry season (austral winter) extends from June to September when Mayotte is subjected to regular dry cold winds from Antarctica via the Mozambique Channel separating Africa and Madagascar (to the South and Southwest). This is accompanied by a fall in temperature of 3–4 °C and rainfall. The second interseason runs from October to November with the winds again changing direction and blowing generally from the East and Northeast.

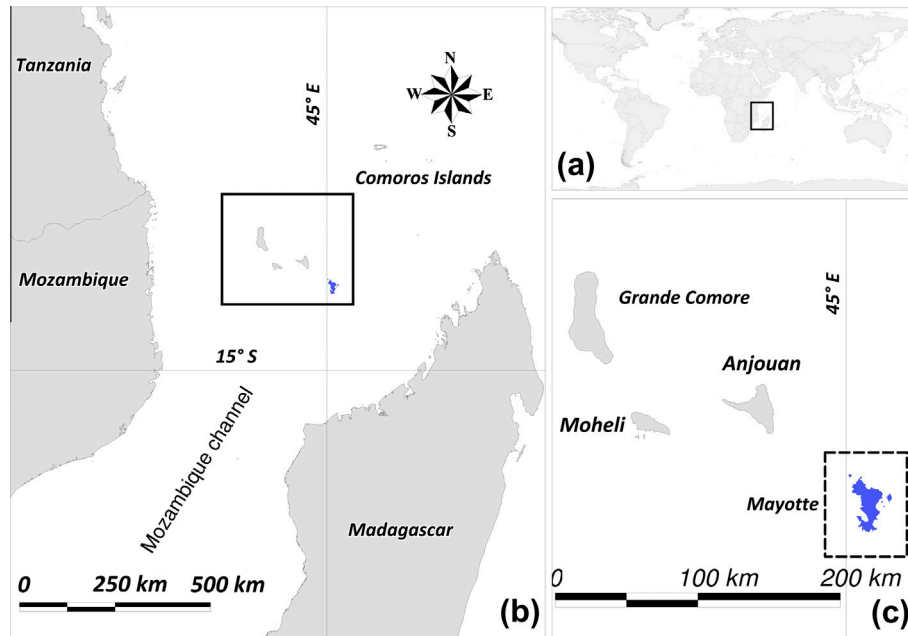


Fig. 1. Mayotte location at the scale of (a) the World, (b) the Mozambique Channel, (c) the Comoros Archipelago.

November usually marks a period of drought, despite rain occurring regularly from mid-October (mango rains).

The rainfall is mainly conditioned by the relief (Eberschweiler, 1986; Lapègue, 1999). Average interannual rainfall is 1500 mm (at 100 m altitude) with variations between 1000 and 2000 mm depending on the altitude: average interannual rainfall is thus between 1000 and 1200 mm in the South of the island and between 1500 and 2000 mm in the Northwestern massifs and on M'Tsapéré and Bénara mountains. The average annual temperature is of the order of 26 °C at the coast and decreases inland with altitude along a temperature gradient of 0.8 °C per 100 m elevation (Lapègue, 1999). Temperature variations, both annual (3–4 °C at Pamandzi) and daily (5 to 10 °C at Pamandzi) are low. Humidity is between 60% and 100% (averaging 80% at Pamandzi). Potential evapotranspiration, calculated by Météo-France according to Penman–Monteith formula (Allen et al., 1998; Monteith, 1965) also decreases with altitude. It is nevertheless relatively stable regardless of the month, season or year and is in the order of 145 mm/month at Pamandzi (altitude: 5 m); this exceeds the measured average annual rainfall by a few hundred millimeters (Lapègue, 1999). An estimate of the effective rainfall calculated by Jaouën et al. (2012, 2013) from rainfall and daily PET data gives average values of the order of 300 to 500 mm/year (depending on the sector) respectively in the South and North of the island.

The existing isohyet maps (Eberschweiler, 1986; Lapègue, 1999; Lachassagne et al., 2006) and available rainfall data show no meaningful distinction between the windward and leeward sides (Fig. 3a), as is often the case on other volcanic islands in tropical climates. The frequent changes of observed wind speed and direction, associated with a modest average altitude compared to the islands where such a side distinction is observed (Hawaii, La Réunion, the Canaries, etc.), could explain this feature. Rainfall is thus relatively high even around the island, depending only on altitude.

2.2. Geology

Mayotte rises to 4400 m above the seafloor (Audru et al., 2006) and consists of at least two shield volcanoes (Debeuf, 2004). The origin of the volcanism is uncertain. Two hypotheses have been

put forward: (1) the first considers the activity of a hot spot under the Comoros archipelago, with a regime similar to that of the volcano on Réunion (Emerick and Duncan, 1982, 1983), (2) the second considers volcanic activity related to lithospheric faulting associated with the East African Rift system (Segoufin and Patriat, 1980; Segoufin, 1982). The island is surrounded by a wide lagoon (1100 km²); resulting in part from the subsidence of the volcanic edifice (by at least 70 m) over the past million years (Coudray et al., 1985).

The active periods of effusions of lava alternate with periods of volcanic calm. Over the last 5.5 Ma, 6 principal volcanic activity phases have succeeded each other, interrupted by 5 calm periods, which lasted for a total of 0.6 Ma. The island is constituted by three major volcanic complexes (Debeuf, 2004; Nehlig et al., 2013; Lacquement et al., 2013): (1) a Southern complex (10–1.95 Ma – IV, V, VI and older periods), characterized by an old relief morphology and consisting of highly weathered basanite, nephelinite and phonolite; (2) a Northwestern complex (8–0.8 Ma – principally VI and IV periods) with a younger morphology marked by steep hills and representing the construction phase of a Northern shield volcano characterized by the exclusive presence of basalt, basanite and phonolite; and (3) a Northeastern complex, which is the most recent (2.7–0.15 Ma – IV, III, II and I periods), marked by weathered volcanic basalt and phonolite substratum (2.7–1.2 Ma) surmounted by the two younger massifs of Digo and M'Tsapéré, and comprising basalt, basanite, tephrite and phonolite flow and tuff forming a recent relief. The volcanism ended (0.15 Ma–7000 years) with a series of phreatomagmatic events centered on the northeast coast of Grande Terre and whose products (pumice and ash deposits deposited around maars) make up the major part of Petite Terre.

Dykes (Fig. 2) are essentially observed along the west coast of the Northwestern complex (Audru et al., 2006; Nehlig et al., 2013; Lacquement et al., 2013). They are mainly thick (maximum thickness 2 m) and generally as weathered as the geological formation in which they are intruded. The dominant orientation of the dykes is N130–N140 (Audru et al., 2006; Lacquement et al., 2013), corresponding to the orientation of the Comoros Archipelago. No dyke has been intersected by boreholes. Very few faults have been observed (Fig. 2).

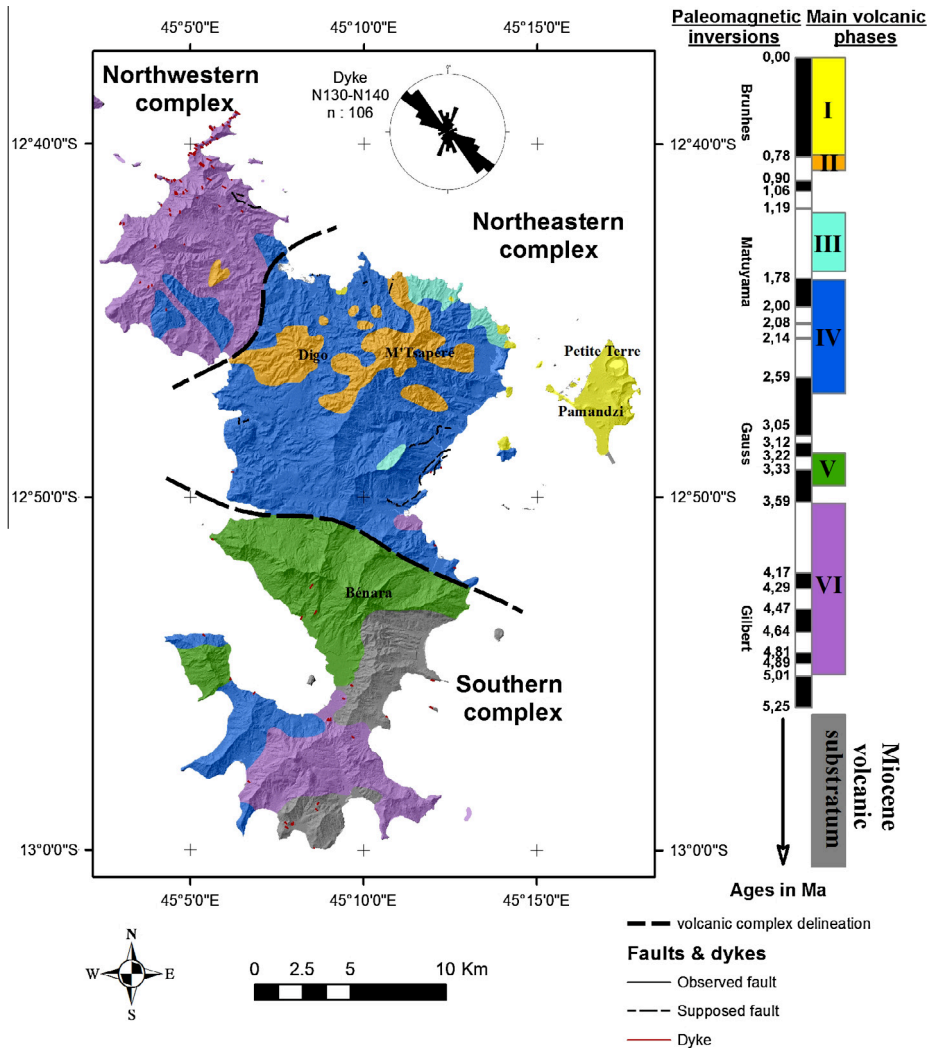


Fig. 2. Simplified geological map and chart, based on Lacquement et al. (2013).

Stieltjes (1982) compiled a geological map of the volcanic formations and Nehlig et al. (2013) compiled a geological map of the superficial formations. These show extensive lateritic weathering (on average to a depth of 10–30 m) over more than 70% of the island. The genesis of these lateritic profiles is related to the *per descensum* percolation of rainwater leaching the parent rock (Chatelin, 1974; Muller, 1987; Bitom, 1988; Tardy, 1993; Lucas et al., 1996); the most soluble chemical components are extracted, dissolved and exported while the less soluble components concentrate differentially in the form of iron and aluminium oxyhydroxides (Tardy, 1997). Most of the lateritic facies shows the same evolutionary trend from the base up, with a vertical penetration of the weathering profile and a progressive nesting of the different units into one other (Millot et al., 1976; Millot, 1977). The type profile comprises: (1) a layer of transition saprolite, between the fresh fractured parent rock and the evolved saprolite, where the weathering begins to expand—the rock is deeply fissured and about 20% of the primary minerals are weathered (Butt et al., 2000), but the saprolite still contains individual balls of basalt and the structure of the parent rock is still preserved; (2) a layer of evolved sandy-clayey saprolite in which very weathered balls are still recognizable—the structure of the parent rock is only partly preserved (Chatelin, 1974); and (3) a layer of alloterite containing concentrations of iron and aluminium oxyhydroxides and

in which the structure of the parent rock is no longer visible—the alloterite is also characterized by an important reduction in rock volume.

Fig. 2 shows a simplified geological map of the main volcanic phases, based on a cross analysis of existing age determinations and paleomagnetic inversions compiled by Lacquement et al. (2013), in association with an update of the 1982 geological map (Stieltjes, 1982).

2.3. Current hydrogeological knowledge

Eberschweiler (1986) calculated a water balance based on flow measurements made between 1982 and 1986 in the island's 27 main rivers. The amount of effective evapotranspiration is between 900 and 1000 mm per year and the amount of runoff varies between 75% and 98% of the effective rainfall, depending on soil permeability, land use and relief. It has thus been calculated that the volume of water infiltrating into the subsurface is 75 million m³ per year (200 mm) for the entire island, representing 25% of the effective rainfall and 11% of the incident rainfall. Eberschweiler (1986) also collected a hundred water samples from springs, shallow wells, and rivers to characterize their chemical and isotopic facies. The water facies is calcium/magnesium bicarbonate, or sodium/potassium carbonate, indicating a marine influence (via

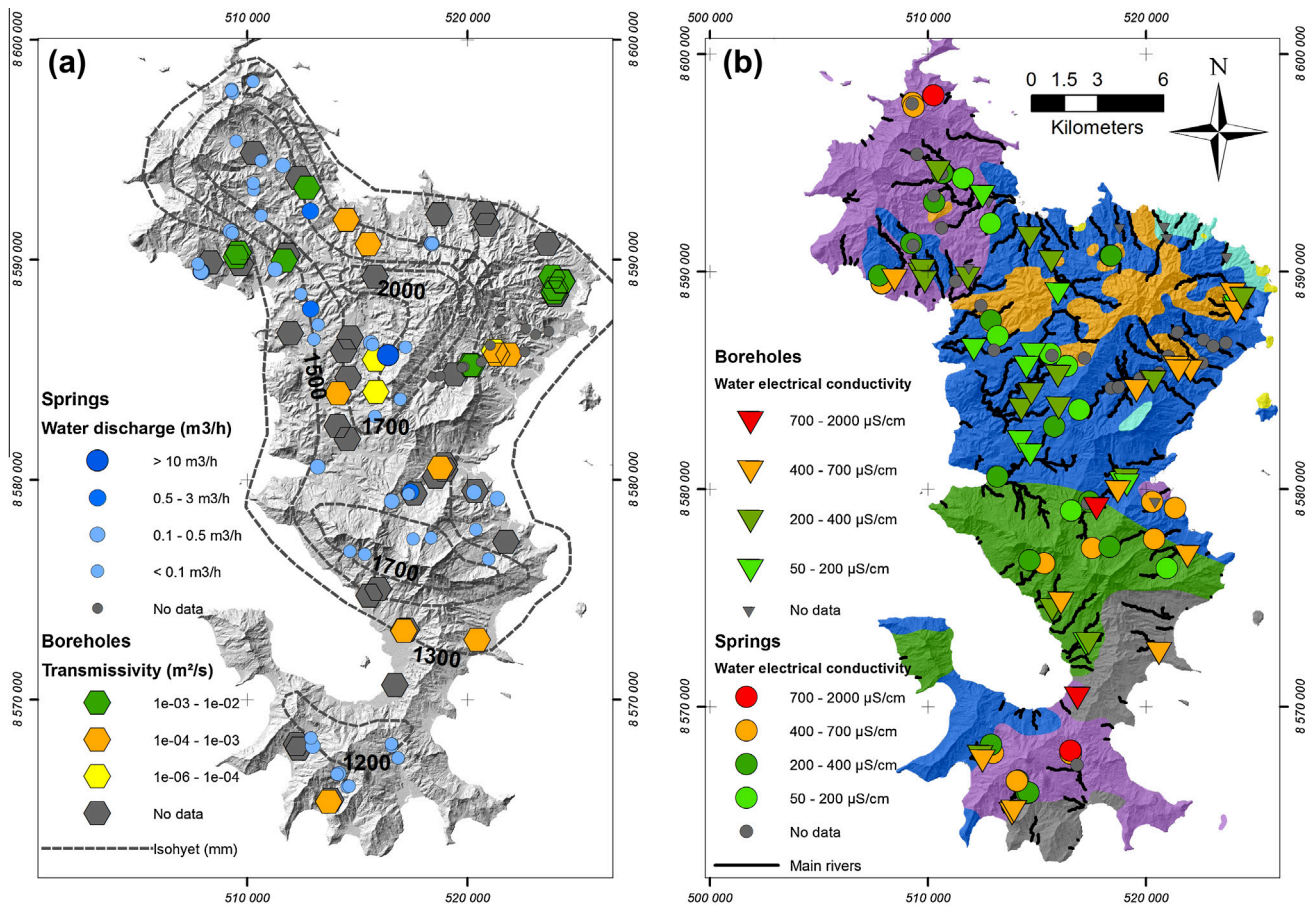


Fig. 3. Location of boreholes and springs (a) Boreholes classified by transmissivity (m^2/s) and springs by water discharge (m^3/h) (b) boreholes and springs classified by their electrical conductivity of water ($\mu\text{S}/\text{cm}$).

saltwater intrusion or spray) in the mineralization of the water, much of which originates from the meteoric pole. A lithological pole was also highlighted, responsible for concentrations of dissolved silica. Finally, evaporation plays a major role, responsible in particular for the higher chloride content of the meteoric pole. Isotopic analyses have demonstrated that the groundwater recharge occurs through precipitation during the rainy season, and that the average age of the water was recent to sub-recent, i.e. infiltrated during the previous years or resulting from a mixture of very recent water and older isolated atmospheric water.

Stieltjes (1988) proposed a first model of Mayotte's hydrogeological regime based on spring (28 springs) and river (the 27 major watersheds) flow measurements made during the dry seasons of 1977 and 1979, as well as on piezometric measurements in shallow wells (135 wells between 3 and 10 m deep) during the dry season of 1977. He revealed the presence of perched groundwater at different altitudes and at different depths, mainly in the North of the island, which would discharge along impervious layers and so contribute to spring and stream dry-weather flows. His water budgets show that: (a) groundwater recharge is only effective for 3 or 4 months of the year, generally from December to March, and (b) 90% of the perennial streams are located in the North and center of the island. Finally, Stieltjes (1988) hypothesized on the existence of a basal groundwater body in equilibrium with the ocean and giving rise to the presence of a saltwater intrusion, although noting that this was not always observed in the coastal plains.

Several drilling campaigns were conducted by BRGM between 1989 and 2006 to acquire detailed knowledge of the intersected

formations and their hydrodynamic properties; thirty boreholes were then drilled (boreholes included in Fig. 3 and in Table 1). Lachassagne et al. (2006) produced a synthesis of these campaigns. Information obtained through these boreholes confirms Custodio's (2005) hypothesis that fractured and fissured, but not weathered, lavas were the best aquifers in that they have good permeabilities and good sustained yields, compared to the pyroclastic flows, scoriae and breccias. Nevertheless, the hydrodynamic characteristics of the lavas are highly variable due to the internal structure of each lava flow, the level of fissuring and fracturing, and the weathering processes. These different processes would condition the assumed compartmentalization of the aquifers. Lachassagne et al. (2006) did not put in evidence a basal groundwater. They propose that the general hydrogeological structure of the island is composed of a multitude of "perched" aquifers, even in coastal areas, resulting from the compartmentalization of the aquifers by impervious boundaries (limited extension of the permeable facies, fracturing, paleovalley sides, presence of intercalated impermeable layers, etc.).

These studies have revealed that the volume of water that infiltrates into the subsurface represents an important resource (in the order of 200 mm/year) that could be reclaimed to support the island's demographic development. The diversity of geological settings associated with the spatial variability of the effective rainfall, both laterally from North to South and vertically with altitude, also shows the need for regional approaches. Nevertheless the studies that have been carried out propose different hydrogeological models and there is a need to continue acquiring new data and enhancing existing data, notably those acquired during the

Table 1
Boreholes database.

National number	Boreholes name	City	Drilling year	X (m)	Y (m)	Altitude (m)	Water level depth (m)	Date measure	Piezometric level (masl)	Borehole depth (m)	Borehole diameter (mm)	Casing diameter (mm)	Depth of screen interval (m)	Aquifer main lithology	Hydrogeological group	Aquifer resistivity (Ω m) slot interval	Distance between boreholes and nearest TDEM sounding	Alterite depth (m)	Alterite resistivity (Ω m)	Borehole transmissivity (m^2/s)	Pumping test yield (m^3/h)	Pumping test method /duration	Draw down (m)	Specific capacity ($m^3/h/m$)	Distance to the sea (m)	Water electrical conductivity ($\mu S/cm$)
12302X0017	DZOU MOGNE 1	BANDRABOUA	1990	512336	8593697	13.64	3.52	3/7/1991	10.85	46.5	168–116	80	18–42.5	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	186	109	6	45	2.88	Air lift 4 h	35	0.08	1600	150	
12302X0025	MOHOGONI	BANDRABOUA	2004	512705	8593257	11.12	0.41	4/18/2004	11.76	75.0	406–381	230	13.65–36.57	Basalt and scoria	Plio-Pleistocene basalts	31	71	14	30	2.8E–03	55	72 h pumping test	14.82	3.71	1200	
12302X0026	DZOU MOGNE 2	MTSAMBORO	2009	510288	8594842	95	7.50	6/25/2012	87.98	55.0	240	190	20–52	Scoria and basalt	Mio-pliocene volcanoclastic formations	15	37	18	27						4000	266
12306X0009	COMBANI 1	TSINGONI	1990	514664	8586466	124.79	14.65	3/7/1991	110.84	41.0	168–116	80	13–41	Weathered lavas	Mio-pliocene volcanoclastic formations	32	249	22	97	6.12	Air lift	2.5	2.45	3000	70	
12306X0010	COMBANI 2	TSINGONI	1990	514368	8585852	117.98	10.90	3/7/1991	107.94	45.0	168–116	80	10.5–45	Weathered lavas	Mio-pliocene volcanoclastic formations	74	179	28	103	6.0	Air lift 4 h	2.1	2.85	3000	50	
12306X0011	MTSANGAMOUJI 8"	MTSANGAMOUJI	1990	509694	8589795	39.29	7.60	3/7/1991	32.50	40.5	168–146	80	10.5–40.5	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	14	48	6	41	2.5	Air lift	10	0.25	1100	210	
12306X0012	OUROVENI 2	TSINGONI	2004	514122	8583920	57.32	7.49	9/25/2004	50.47	100.5	410	230	12.52–15.35 29.64–35.35 43.96–53.6	Alluvium	Mio-pliocene volcanoclastic formations	31	62	12	90	4.65	16 h pumping test	32	0.15	3000	340	
12306X0013	TSINGONI	TSINGONI	1990	511944	8586660	53.36	2.50	3/7/1991	51.00	50.0	168–146	80	4.5–50	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	28	81	15	40	3.1	Air lift	10.5	0.30	900	183	
12306X0014	BEJA 1	MTSANGAMOUJI	2000	511673	8589951	24.50	3.00	3/1/2000	21.92	85.0	355–203	254	23.1–53.9	Alluvions and lavas	Mio-pliocene volcanoclastic formations	9	56	0		1.5E–03	52	12 h pumping test	8.98	5.79	1450	272
12306X0015	BEJA 2	MTSANGAMOUJI	2000	511789	8590215	28.40	6.67	3/20/2000	22.00	57.0	355–203	159	19.91–43.38	Alluvions and lavas	Mio-pliocene volcanoclastic formations	14	14	0		9	1 h pumping test	10.75	0.84	1750		
12306X0016	MTSANGAMOUJI 2	MTSANGAMOUJI	2000	509498	8590111	48	35.10	8/30/2000	12.90	80.0	355–305	273–159	65.85–76.97	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	26	17	22	10	1.4E–03	60	12 h pumping test	6.5	9.23	1250	350
12306X0017	MTSANGAMOUJI 1	MTSANGAMOUJI	2000	509588	8590301	50	2.00	7/21/2000	52.00	81.0	355–305	273–159	31.48–78.74	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	24	18	0		1.4E–03	60	12 h pumping test	8.06	7.44	1480	250
12306X0024	BOUYOUNI-BOUYOUNI	BANDRABOUA	2002	515504	8590692	48	29.80	10/24/2002	18.70	124.0	381	226	73.25–114	Alluvions and weathered lavas	Mio-pliocene volcanoclastic formations	15	29	60	24	9.0E–04	44	72 h pumping test	35.18	1.25	1750	260
12306X0038	COMBANI-MRERENI	TSINGONI	2002	515814	8585447	109	2.45	11/13/2002	107.13	89.0	381	226	29–69	Alluvions and lavas	Mio-pliocene volcanoclastic formations	9	10	24	11	8.4E–05	9	72 h pumping test	44	0.20	3875	385
12306X0045	MTSANGAMOUJI-MASSIMONI	MTSANGAMOUJI	2003	508308	8589866	70	24.00	6/4/2003	46.87	96.0	381	226	66.3–89.3	Alluvions and weathered lavas	Mio-pliocene volcanoclastic formations	26	74	15	91						800	550
12306X0046	BOUYOUNI-MERESSE	BANDRABOUA	2003	514495	8591799	21	1.17	5/17/2003	20.55	82.0	381	254	29.5–46.75	Basalt	Mio-pliocene volcanoclastic formations	17	61	0		6.0E–04	18	70 h pumping test	26	0.69	1100	230
12306X0047	COMBANI-KAHANI	OUANGANI	2003	515838	8583980	165	30.00	8/18/2003	135.00	120.0	381	226	60.75–66.5 83.75–95.25 101–118.25	Basalt	Miocene weathered lavas	18	28	51	38	5.0E–05	15	72 h pumping test	48.83	0.31	4500	230
12306X0048	OUROVENI 1	TSINGONI	2003	514580	8584635	75	3.00	9/15/2003	72.00	87.0	381	226	6–24	Basalt	Mio-pliocene volcanoclastic formations	46	12	4	54	21	96 h pumping test	12.42	1.69	3750	237	
12306X0053	DIGO	TSINGONI	2009	515803	8589220	111.71	14.09	8/26/2012	98.34	60.0	250	150	24–60	Scoria and basalt	Plio-Pleistocene basalts	15	22	12	38						4000	164
12307X0011	KAWE 1	MAMOUDZOU	1991	523976	8588387	13.11	4.40	3/8/1991	8.71	50.0	140	80	10.5–50	Alluvium	Pleistocene and holocene pyroclastites	17	54	11	18	5.83	Air lift 4 h				700	510
12307X0012	KAWE 2	MAMOUDZOU	1991	523993	8588381	12.07	2.50	3/8/1991	9.57	31.0	146	80	11–31	Alluvium	Pleistocene and holocene pyroclastites	14	61	16	16	43.2	Air lift 4 h	3	14.4	700	410	
12307X0013	KAWENI F1	MAMOUDZOU	1991	523938	8588511	13	3.15	3/2/1991	9.85	39.0	215	152	18.5–38	Sand and weathered lavas	Pleistocene and holocene pyroclastites	16	42	18	12	6.00E–03	12.9	72 h pumping test	3.6	3.58	750	155
12307X0014	KAWENI F2	MAMOUDZOU	1991	523978	8588671	15	5.21	2/21/1991	9.79	40.0	215	152	12–37	Alluvium	Pleistocene and holocene	15	9	27	14	2.10E–03	10.7	72 h pumping	7.74	1.38	770	150

12307X0019	KAOUÉ 1	MAMOUDZOU	1999	524306	8589009	11.91	4.30	1/11/2000	7.61	47.0	150	150	9-45.75	Sand and basalt	pyroclastites Pleistocene and holocene	23	31	0	6.40E-03	test 12 h pumping	700	390			
12307X0020	KAOUÉ 2	MAMOUDZOU	2000	524288	8588991	11	4.60	1/11/2000	6.40	51.0	254	254	11.63-48.03	Sand and basalt	pyroclastites Pleistocene and holocene	21	8	0	7.00E-03	54 test 14 h pumping	2.6	20.77	700	390	
12307X0021	KAOUÉ 3	MAMOUDZOU	2000	523833	8589221	21	12.30	1/22/2000	8.70	61.0	159	159-273	19.26-58.9	Weathered lavas	pyroclastites Pleistocene basalts	21	45	0	1.40E-03	45 test 48 h pumping	6.94	6.48	1200	440	
12307X0022	KOUAL 1	MAMOUDZOU	2000	520198	8585191	40	5.00	4/13/2000	35.00	70.0	273	273	31.42-62	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	22	12	0	1.50E-03	100 test 24 h pumping	7.21	13.87	2600	310	
12307X0023	KOUAL 2	MAMOUDZOU	2000	519405	8584777	71.16	9.49	9/7/2000	61.67	70.0	159	159	35.21-49.15	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	15	12	0		test			3200	425	
12307X0045	GOUL	MAMOUDZOU	2002	521228	8585856	55	11.50	11/21/2002	43.50	89.0	226	226	28.25-45.50 62.75-68.50	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	31	11	30	21	11	72 h pumping test	28	0.39	2300	460
12307X0053	GOU F4D	MAMOUDZOU	2003	521878	8585681	52	9.96	6/23/2003	42.04	88.0	226	226	51.25-80	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	64	19	11	41	6.00E-04	32 test 72 h pumping	40.42	0.79	1500	485
12307X0100	KWALE 3	MAMOUDZOU	2004	520135	8585209	45.7	26.4	9/5/2004	19.30	84.0	226	251	57.25-74.50	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	20	70	11	50	2.80E-03	95 test 90 h pumping	16.38	5.80	2700	405
12307X0115	IBS	KANGANI	2000	520743	8592111	26.43	18.90	10/3/2000	7.53	52.0	355-305	204	28.5-36.81 39.81-49.37	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	26	39	5	12		test			750	
12307X0116	LONGONI TRIRINI	KOUNGOU	2005	518704	8592057	25	Dry	12/12/2005	Dry	80.0	226	-	Dry	Dry	Mio-pliocene volcanoclastic formations				18					800	
12307X0117	KANGANI	KOUNGOU	2006	520879	8591587	50	Dry	4/1/2006	Dry	86.0	226	-	Dry	Dry	Mio-pliocene volcanoclastic formations				0					1300	
12307X0204	ETPC 1	KOUNGOU	2010	523618	8590716	23.3	21.60	3/23/2011	1.70	40.4	165	150	28-40	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	19	37	17	18					550	
12312X0030	KAHANI 1	OUANGANI	1990	514079	8582432	116.54	11.89	Mean value 1991-2007	105.31	45.0	168-116	80	8.5-45	Basalt	Miocene weathered lavas	22	196	22	75	6	Air lift 4 h	8	0.75	2700	110
12312X0031	KAHANI 2	OUANGANI	1990	514540	8581837	99.43	29.60	3/7/1991	69.83	45.0	168-116	80	4.5-16 24-36	Basalt	Plio-Pleistocene basalts	30	28	16	74	4.68	Air lift 4 h	1	4.68	1900	70
12312X0032	POROANI 1	CHIRONGUI	1990	515538	8574721	15.21	4.75	3/7/1991	10.46	60.0	95	80	4-56	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	10	176	13	53	2.56	Air lift 4 h	4	0.64	450	230
12312X0033	M'RE 1	CHIRONGUI	1991	517095	8573150	14.93	2.22	3/7/1991	12.71	69.0	168-95	80	12-69	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	6	50	9	21	7.56	Air lift 4 h	3	2.52	1000	122
12312X0034	MRERE 1	CHIRONGUI	2000	517215	8573177	18.51	4.20	5/13/2000	14.31	70.0	159	159	41-49	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	7	7	11	26					1100	275
12312X0035	MRERE 2	CHIRONGUI	2000	517108	8573121	15	4.40	6/10/2000	10.60	70.0	273	273	35.64-69	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	6	66	9	20	5.2E-04	50 test 12 h pumping	14.22	3.52	1000	275
12312X0050	POROANI	CHIRONGUI	2003	515938	8575031	35.63	10.02	7/4/2003	25.61	72.0	381	226	22.5-63.25	Alluvium	Mio-pliocene volcanoclastic formations	15	39	18	7					750	450
12313X0018	DEMBENI 1	DEMBENI	1990	518953	8580691	11.2	3.25	3/8/1991	8.79	50.0	168-116	80	4.5-50	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	15	56	12	14	4.18	Air lift 4 h	0.85	4.92	1200	283
12313X0019	TSARARANO-DEMBENI 2	DEMBENI	1990	518958	8580451	9.21	3.18	3/8/1991	6.03	50.5	114	80	4.5-50	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	16	49	15	19	3.6	Air lift 4 h	7	0.51	1200	180
12313X0020	HANJANGUA	DEMBENI	1990	521742	8577175	11.97	5.32	3/7/1991	6.65	30.0	116	80	12.5-30	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	6	53	15	21	1.69	Air lift 4 h	2.15	0.79	900	697
12313X0021	TSARARANO 1	DEMBENI	2000	518759	8580531	12.13	3.20	4/21/2000	8.93	50.0	273	273	26.51-48.75	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	11	35	0		6.0E-04	40 test 12 h pumping	17.35	2.31	1400	119
12313X0022	TSARARANO 2	DEMBENI	2000	518553	8580134	22	2.25	5/4/2000	19.75	51.0	159	159	2.78-11.12	Alluvions	Mio-pliocene volcanoclastic formations	22	33	0						1800	700
12313X0030	DEMBENI COLLEGE	DEMBENI	2005	520346	8579474	25	Dry	12/1/2005	Dry	120.0	226	Sec	Sec	Weathered lavas	Miocene weathered lavas				9					900	
12313X0033	BANDRELE	BANDRELE	2002	520445	8572719	18.1	4.66	12/19/2002	14.30	80.0	381	226	22-62.25	Basalt	Mio-pliocene volcanoclastic formations	21	33	16	11	4.8E-04	28 test 5 days pumping	19	1.47	900	407

(continued on next page)

Table 1 (continued)

National number	Boreholes name	City	Drilling year	X (m)	Y (m)	Altitude (m)	Water level depth (m)	Date measure	Piezometric level (masl)	Borehole depth (m)	Borehole diameter (mm)	Casing diameter (mm)	Depth of screen interval (m)	Aquifer main lithology	Hydrogeological group	Aquifer resistivity ($\Omega \cdot m$)	Distance between boreholes and nearest TDEM sounding	Alterite depth (m)	Alterite resistivity ($\Omega \cdot m$)	Borehole transmissivity (m^2/s)	Pumping test yield (m^3/h)	Pumping test method / duration	Draw down capacity (m)	Specific capacity ($m^3/h/m$)	Distance to the sea (m)	Water electrical conductivity ($\mu S/cm$)
12313X0034	DEMBENI HAUT	DEMBENI	2006	517572	8579362	88.44	20.00	1/17/2006	68.44	86.0	226		33.4–77.38	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	13	28	17	8						3000	1098
12316X0030	KANI KELI	KANI KELI	1990	512228	8567981	11.73	1.57	3/7/1991	10.16	30.0	96	80	8.5–30	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	6	10	21	8	1.33	Air lift 4h	12	0.11	750	350	
12316X0031	MIRONABEJA 1	KANI KELI	1990	513788	8565452	11.34	0.80	3/7/1991	11.56	56.0	116	80	16.5–56	Basalt	Plio-pleistocene basalts	18	103	18	11	5.15	Air lift 4h	2.5	2.06	680	405	
12316X0032	MIRONABEJA	KANI KELI	2000	513698	8565361	7	3.50	6/28/2000	3.50	70.0	159	159	23.5–65.5	Basalt	Plio-pleistocene basalts	22	117	0	5.5E–04	15	12h pumping test	8.94	1.68	550	580	
12316X0037	KANI KELI 2	KANI KELI	2009	512332	8567780	15.89	3.00	2/10/2009	12.89	58.0	152	150	36–52	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	14	46	27	8					650	677	
12316X0038	MRAMADODOU	CHIRONGUI	2009	516704	8570666	9.67	6.25	2/16/2009	3.42	65.0	152	150	35–65	Weathered lavas	Miocene weathered lavas	10	190	34	7					350	1471	

various drilling campaigns to characterize the island's hydrogeological regime. Many questions remain uncertain in the definition of the island's structure and hydrogeological regime. The presence of a basal groundwater body is a priori debatable and the structures controlling the perched aquifers need to be highlighted. Moreover, the origin of the variability of the hydrodynamic characteristics of the lava aquifers is not clearly defined.

3. Methods

The methodology discussed in this article is based on coupling the geological and hydrogeological observations from 55 boreholes with the resistivity data from the helicopter-borne TDEM geophysical survey flown in October 2010.

3.1. Hydrogeological field surveys, spring-and-borehole database

Field reconnaissance was carried out during the dry seasons of 2010 and 2011, mainly in the Northwestern, central and Southern sectors of the island. The data used for the Northeastern area is from the work of Guilbert et al. (2008) and fieldwork carried out in 2012. The investigations consisted in going up most the perennial rivers (in the dry season) to locate the zones of groundwater input, zones of potential loss and zones of groundwater discharge. This fieldwork has led to an inventory of the springs, supplemented by those observed on the different tracks and paths that were traveled, and by information provided by the public, especially the farmers.

A comprehensive spring-and-borehole database (Tables 1 and 2) has been compiled containing the main geological and hydrogeological information acquired by BRGM since the 1990s (location, altitude, depth, water level, geological log, technical log, aquifer thickness, transmissivity, flowrate, drawdown, water electrical conductivity, etc.). This has enabled a cartographic representation of each data type, as well as the data and variables to be crossed with one another.

The geological logs of the boreholes have been reinterpreted so as to harmonize the geological descriptions and supplement them with information on the type of volcanic edifice and the associated age classes according to the classification of Debeuf (2004) and Lacquement et al. (2013).

3.2. Helicopter-borne TDEM survey

The helicopter-borne geophysical survey using the SkyTEM TDEM system was flown over the island of Mayotte in November 2010 to characterize the resistivity variations for depths of up to 250 m. The value of helicopter-borne geophysics is that a large study area can be homogeneously covered in a short time.

The SkyTEM method (Sørensen and Auken, 2004) is a time-domain electromagnetic system in which a transmitting loop induces electric currents in the ground. The circulation of these currents through the subsurface is according to the conductivities of the encountered materials. A receiver coil measures the first derivative of the magnetic field induced by these subsurface currents as a function of time since the current in the transmitting loop was turned off (Reynolds, 2011).

The transmitter loop area is 284 m² and transmits a low moment with a single turn and a high moment with four turns of the loop. The current generated by the low moment is 11 A, giving a moment of about 3100 A m² and a turn off time of 5 μ s. The current generated by the high moment is 108 A, giving a moment of about 123,000 A m² and a turn off time of 38 μ s. The first sampling gate is centered around 6.5 μ s for the low moment and the last window of the high moment is in 8 ms.

Approximately 3000 km of SkyTEM TDEM data was acquired in one month. The average flight line spacing was 200 m, with local spacings of 400 m or 100 m. The average speed of the helicopter was 18 m/s (65 km/h) with an average ground clearance of the transmitter loop being 48 m.

The decay curves were filtered using the Aarhus Workbench software package. The inversion model is quasi 1D following the numerical framework as laid out by Ward and Hohmann (1988). Data inversion was performed with the AarhusInv inversion algorithm (Auken et al., 2009b) using a 20-layer model with fixed depths and a spatial constraint between the 1D model resistivities of nearby soundings (Viezzoli et al., 2008). This model was preferred to a restricted layer inversion because the weathering profile induces a smooth contrast between the geological formations and so a gradual variation of resistivity.

Interpolation of the soundings used an altitude-dependent kriging-type operator. The hydrogeological structures to be imaged are shallow dipping and decoupled from the present topography. The grid altitudes range from –250 m to 650 m with a 5 m step. Cell size in the X and Y directions is 50 m × 50 m. All the grids were then assembled to form a 3D resistivity model and exported in VTK format (Henderson, 2007).

The two approaches, direct (via boreholes) and indirect (geophysics), will be compared by correlating the resistivity measurements of the nearest EM soundings with the geological and hydrogeological data from the boreholes.

3.3. Correlation between resistivity and borehole data

The borehole data were compared with the closest TDEM soundings, the average distance of which was 55 m (varying between 7 and 249 m). In order to determine the resistivities of the aquifer horizons, it was assumed that these were located at the borehole liner screen levels. The average resistivity of the interval between the top and bottom depths of the liner screen for each borehole was calculated at the level of the closest TDEM sounding. The calculation was identical for the alterites, but required taking into account the interval between the top and base of the alterites, as described on the geological logs. For the dry wells, the average resistivity was calculated over the entire borehole depth.

4. Results

4.1. Hydrogeological framework

4.1.1. Springs

There are fifty-five perennial springs in Mayotte (Fig. 3). Forty-five have been identified by the authors and ten by Guilbert et al., 2008. 70% of these springs have flowrates of less than 1 l/s (measured in the dry season) and only one spring has a flowrate in excess of 10 m³/h (Combadrain Spring, tapped for drinking water). The springs are located at various altitudes (Figs. 3 and 4) between 1 and 310 m (average = 105 m, standard deviation = 72 m); 95% of the springs are thus located at altitudes between 60 and 310 m. The outflows are mainly boundary springs situated at the bottom of rivers and ravines and represent the outlets of perched groundwater. These springs are found in most of the volcanic edifices (and volcanic phases), in both the North and South of the island, although the water discharge is higher in the North due to the greater rainfall. Field observations show no upstream to downstream increase in the river flow, most of the input coming from the upstream springs. There is also no correlation between the altitude, spring discharge and/or volcanic phase from which the groundwater springs.

The electrical conductivity of the spring water is between 110 and 730 μS/cm, with an average of 360 μS/cm and a standard deviation of 170 μS/cm. The electrical conductivity of the spring water is correlated with the volcanic phases: the older the geological formation, the higher the electrical conductivity (Fig. 5) of the spring water. Since older geological formations are more weathered, longer travel time for the water and longer water–rock interactions are expected. The higher data dispersion for springs associated with volcanic phase 6 could be a result of a local mixture with younger water through fracturation. Spring electrical conductivity differences within each volcanic phase could also be a result of the influence of rainfall and evaporation factors.

4.1.2. Lithology

The borehole database contains fifty-five boreholes (Fig. 3), with depths ranging from 30 to 120 m. They intersect six main geological formations comprising: (1) alluvium, (2) colluvium, (3) alterite, (4) fissured and fractured fresh basalt, (5) pyroclastic deposits, and (6) volcanoclastic deposits. These geological formations were then, according to their lithology, their geographical position in relation to the edifices defined by Stieltjes (1982) and Debeuf (2004), and the age determinations made by Emerick and Duncan (1983), Nougier et al. (1986) and Debeuf (2004), assigned to five groups—(1) old weathered lavas (Miocene, 10–5 Ma), (2) Miocene and (10–5 Ma) Plio-Pleistocene (5–0 Ma) volcanoclastic formations, (3) Plio-Pleistocene (5–0 Ma) basalts, (4) Plio-Pleistocene (5–0 Ma) phonolite massifs, and (5) Recent pyroclastites (<0.78 Ma).

4.1.3. Piezometric levels and spring elevation

Fifty-two boreholes intersected water inflows. The piezometric level in these boreholes being just a few meters below the topographic surface, the following linear relationship was used to model it (see Fig. 4):

$$zw = 0.89 * alt - 4.9 (R^2 = 0.95),$$

where 'zw' is the piezometric level (m), and 'alt' the altitude (m).

Of the 52 wells, not one intersected the group of Plio-Pleistocene phonolite massifs (Group 4), six tap unconfined aquifers within the group Recent pyroclastites, and the others tap groundwater within groups 1, 2 and 3 that is confined due the presence of surface alterites from a few meters to several tens of meters thick. The presence of this semi-permeable to impervious cover associated with steep slopes constrains the flows and gives rise to the observed piezometric levels.

It is nevertheless risky to rely on hydraulic gradients to further characterize the aquifers at island scale. To begin with, the aquifers are compartmentalized (Lachassagne et al., 2006), and secondly the dataset is limited. For example, there is no spring downstream of a borehole from which to make correlations, and there are rarely more than two boreholes in the same hydrogeological catchment. The approach may be valid for the boreholes located near the coast and at altitudes compatible with continuity between the aquifer and the sea.

Fig. 6 compares the piezometric level of each well with distance to the sea. Two hydraulic gradients have also been represented; one at 0.1% corresponding to the average observed hydraulic gradients for volcanic islands falling within the Hawaiian model, and the second at 4.0% for those falling within the Canarian model. The calculated hydraulic gradients here would fall between the two. Yet, as indicated by the position of the springs and associated perched groundwater, the aquifer outlets are not necessarily at sea level and the piezometric gradients could be significantly less than 4.0%. Moreover, the Hawaiian and Canarian models are applicable to single volcanic edifices, whereas Mayotte is more broken up due

Table 2
Springs database.

Volcanic phase	X (m)	Y (m)	Altitude (m)	Date	Water electrical conductivity ($\mu\text{S/cm}$)	Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Water discharge (m^3/h)
Phase 2	512442	8588431	133	10/7/2010			<0.01
Phase 2	510274	8593477	99	10/7/2010			<0.01
Phase 2	517202	8586027	264	8/31/2011			<0.01
Phase 2	510299	8593185	104	9/28/2010	232	22.1	0.01–0.1
Phase 2	512889	8587764	62	9/28/2010	245	25.5	0.5–1
Phase 2	521043	8586107	94	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	516956	8583665	102	8/31/2011	132	23.8	<0.01
Phase 4	513218	8587046	65	9/28/2010	142	24.6	<0.01
Phase 4	512903	8568276	106	9/12/2011	310	25.2	<0.01
Phase 4	513036	8586381	57	10/7/2010			<0.01
Phase 4	515705	8586144	261	8/31/2011			<0.01
Phase 4	516395	8585660	174	8/31/2011	152	25.7	>10
Phase 4	515809	8582883	124	9/5/2011	302	22.8	0.01–0.1
Phase 4	518408	8590729	146	9/29/2010	357	24.7	0.01–0.1
Phase 4	509332	8591199	84	9/29/2010			0.01–0.1
Phase 4	515612	8586234	129	8/31/2011	172	25.9	0.1–0.3
Phase 4	509253	8591296	110	9/29/2010	204	25.0	0.1–0.3
Phase 4	518376	8590737	83	9/29/2010	256	26.4	0.1–0.3
Phase 4	513201	8580588	3	9/5/2011	310	27.4	0.1–0.3
Phase 4	520298	8579433	22	9/8/2011	488	27.6	0.1–0.3
Phase 4	518388	8590725	85	9/29/2010			0.1–0.3
Phase 4	521355	8579136	3	9/7/2011	453	28.8	0.3–0.5
Phase 4	518421	8584648	111	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	523099	8586580	42	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	523686	8586734	41	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	518754	8584691	101	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	519854	8585115	65	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	519741	8585085	61	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	520624	8585339	63	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	522605	8585798	27	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	521475	8587206	129	Guilbert et al., 2008			
Phase 4	522656	8586871	43	Guilbert et al., 2008			
Phase 5	517334	8579349	32	9/6/2011			<0.01
Phase 5	520966	8576388	61	9/8/2011	188	26.0	0.01–0.1
Phase 5	514667	8576742	198	9/9/2011	337	25.6	0.01–0.1
Phase 5	518344	8577361	312	9/8/2011	386	24.9	0.01–0.1
Phase 5	517535	8577301	292	9/6/2011	420	24.3	0.01–0.1
Phase 5	515338	8576609	227	9/9/2011	460	25.3	0.01–0.1
Phase 5	520394	8577724	76	9/8/2011	512	28.1	0.01–0.1
Phase 5	516570	8579024	192	9/6/2011	173.1	23.7	0.1–0.3
Phase 5	517425	8579444	97	9/6/2011	284	24.7	1–3
Phase 6	514624	8566075	188	9/12/2011	318	23.1	<0.01
Phase 6	514553	8566045	115	9/12/2011	326	25.6	<0.01
Phase 6	507764	8589820	82	9/30/2010	390	26.2	<0.01
Phase 6	514092	8566612	63	9/12/2011	440	24.4	<0.01
Phase 6	510265	8598098	69	9/28/2010	730	26.2	<0.01
Phase 6	510633	8594501	88	10/7/2010			<0.01
Phase 6	509286	8597696	68	10/7/2010			<0.01
Phase 6	510639	8592011	132	10/7/2010			<0.01
Phase 6	509499	8595383	128	10/7/2010			<0.01
Phase 6	516860	8567357	80	9/10/2011			<0.01
Phase 6	510670	8594530	78	9/28/2010	212	25.6	0.01–0.1
Phase 6	516562	8567872	60	9/10/2011	552	23.2	0.01–0.1
Phase 6	509351	8597580	126	9/28/2010	597	24.0	0.01–0.1
Phase 6	509290	8597747	118	9/28/2010	622		0.01–0.1
Phase 6	509290	8597747	77	9/28/2010	628		0.01–0.1
Phase 6	516548	8567997	77	9/10/2011	697	22.8	0.01–0.1
Phase 6	516568	8568003	70	9/10/2011	721	23.6	0.01–0.1
Phase 6	511265	8589553	9	9/28/2010	110	24.0	0.1–0.3
Phase 6	511621	8594288	31	9/28/2010	179	26.2	0.1–0.3
Phase 6	507896	8589473	15	9/29/2010	402	26.1	0.1–0.3
Phase 6	507895	8589458	13	9/29/2010	410	26.0	0.1–0.3
Phase 6	512986	8567899	119	9/12/2011	471	25.8	0.1–0.3
Phase 6	514147	8566632	190	9/12/2011	362	25.8	0.3–0.5
Phase 6	512869	8592210	43	9/30/2010	157	26.5	0.5–1
Phase 6	507895	8589453	13	9/29/2010	421	26.4	1–3

to several phases of construction and erosion of several volcanic phases.

4.1.4. Transmissivity and specific capacity

Transmissivity values, calculated following pumping tests of at least 12 h, are available for 21 boreholes. The other transmissivity

values were calculated following Lefranc tests or slug tests; they are therefore less relevant and have not been taken into account in the calculations and correlations. The calculated transmissivities vary between $5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ and $7 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, with an average value of $1.8 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (standard deviation, $2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). This range of transmissivities is overestimated because it does not in-

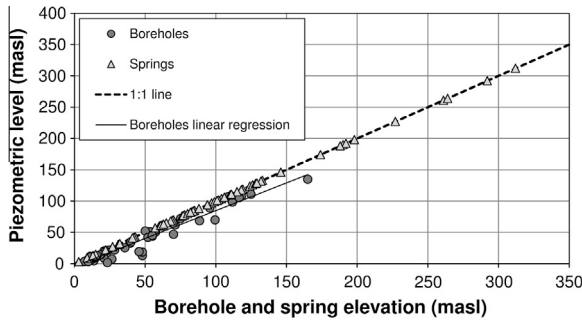


Fig. 4. Boreholes and springs elevation versus water level. Dashed line refers to linear regression according to the equation: $zw = 0.89 \cdot alt - 4.9$ ($R^2 = 0.95$), where 'zw' is the piezometric level (m), and 'alt' the altitude (m).

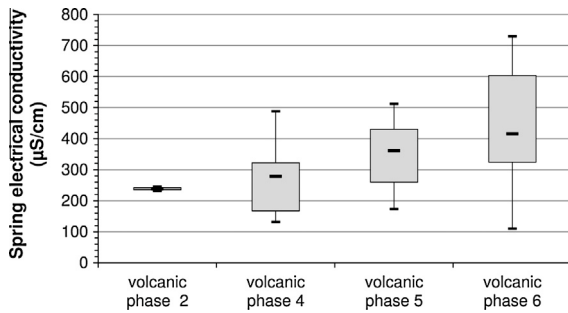


Fig. 5. Spring electrical conductivity versus volcanic phase box plot (box boundaries are 1st and 3rd quartile, black lines correspond to min, median and max). The older the geological formation, the higher the electrical conductivity (in $\mu\text{S}/\text{cm}$) of the spring water.

clude the boreholes with very low permeabilities that were not subjected to pumping or permeability tests, given the very low yield rates estimated by air lift.

Specific capacity measurements from 39 boreholes vary between 0.08 and 20.93 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$, with an average value of 3.6 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$ (standard deviation, 4.9 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$). Fig. 7 shows a relatively good correlation between the transmissivities and the specific capacities of the boreholes, with specific capacity rising as transmissivity increases.

4.1.5. Correlation between transmissivity, nature and age of the aquifers

The transmissivity values of the 21 boreholes were compared to the earlier defined groups (Fig. 8a). The Recent pyroclastites (Group 5) returned the highest transmissivities ($2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ to $7 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). The Plio-Pleistocene basalts (Group 3) have higher transmissivities ($6 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ to $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$) than the Miocene weathered lavas (Group 1; $5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ to $5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$), and the volcanoclastic formations (Group 2) returned intermediate transmissivities ($8 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ to $3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). Thus the younger the formation is, the higher its transmissivity. This figure confirms the hypothesis advanced by Custodio (2005) of the permeability of the basaltic volcanic formations decreasing with time due to weathering processes giving rise to an argillization of the rock with plugging of the fissures and fractures.

4.2. Correlation between resistivity, geology and hydrogeology

The water-level measurements, the nature of aquifer formations and the associated transmissivity values are not sufficient in themselves to understand the island's hydrogeological regime. In the first instance one must compare the resistivity data with

the borehole data. The objective is to define the relationships between the electrical resistivity of the formations and their hydrogeological characteristics.

Fig. 9 shows the cumulative frequency of the average resistivity values of the aquifer levels and the alterites. The aquifer formations intersected by 52 boreholes have resistivities between 6 and 186 $\Omega \text{ m}$ (mean, 25 $\Omega \text{ m}$; standard deviation, 27 $\Omega \text{ m}$), with 90% of the values between 5 and 75 $\Omega \text{ m}$. The geological logs of 44 of the 55 boreholes show the presence between 5 and 60 m of alterites above the aquifer formation. The average resistivities of the alterites is thus between 7 and 103 $\Omega \text{ m}$ (mean, 32 $\Omega \text{ m}$; standard deviation, 26 $\Omega \text{ m}$).

In the literature, formations with resistivities between 50 and 200 $\Omega \text{ m}$ are described either as weathered formations or as freshwater-saturated fractured basalt (Lienert, 1991; Descloitres et al., 1997; Krivochieva and Chouteau, 2003; d'Ozouville et al., 2008). Resistivity values of <10 $\Omega \text{ m}$ in volcanic contexts are generally attributed to saltwater-saturated fractured basalt (Lienert, 1991; Descloitres et al., 1997; Albouy et al., 2001; d'Ozouville et al., 2008; Auken et al., 2009; Pryet et al., 2012). Values between 10 and 50 $\Omega \text{ m}$ are not described with any precision. Fig. 9 shows that relationships between the resistivity and the nature of the aquifer and aquitard formations are not univocal, since horizons with resistivities between 7 and 103 $\Omega \text{ m}$ can correspond to either an aquifer formation or an alterite. The resistivity criterion by itself is thus not relevant for characterizing the aquiferous nature or otherwise of a formation. Consequently, it is necessary to study correlations between resistivity and formation type in more detail.

4.2.1. Resistivities higher than 75 $\Omega \text{ m}$

Seven boreholes have resistivities higher than 75 $\Omega \text{ m}$. One corresponds to an aquifer horizon (12302X0017), the other six to alterites (12306X0009, 12306X0010, 12306X0012, 12306X0045, 12312X0030 and 12312X0031).

The borehole intersecting an aquifer horizon (located in the Northwest of the island) has an average resistivity value of 186 $\Omega \text{ m}$ and a relatively low variability of resistivities over slotted borehole interval (170–200 $\Omega \text{ m}$). This 46-m-deep borehole intersects 11 m of alterites and then 35 m of fissured and fractured fresh basalt, which represents the screened aquifer horizon. Its piezometric level lies 3.52 m below ground surface and water electrical conductivity was measured at 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$. The permeability of the aquifer horizon was assessed using a Lefranc test at $1 \times 10^{-6} \text{ m}/\text{s}$ and its transmissivity is $4 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Its specific capacity, calculated from an airlift, is 0.15 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$. The basalts are described as fresh, which would explain the high resistivity (compared to the resistivities of the other Mayotte aquifers).

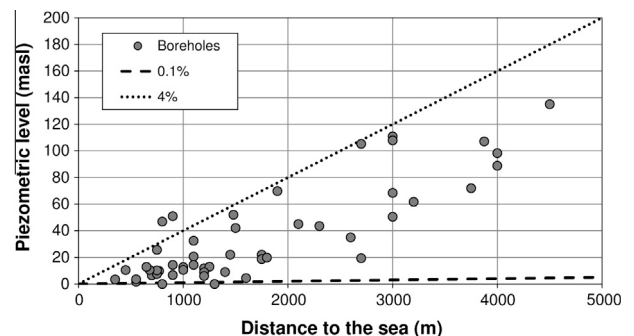


Fig. 6. Water level versus distance to the coastline. 0.1% dashed line represents the characteristic groundwater gradient for the Hawaiian Model (and near the coast for the Canarian Model). 4% dashed line represent the characteristic inland groundwater gradient for Canarian Model).

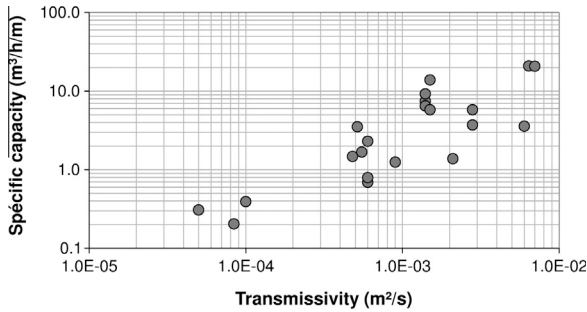


Fig. 7. Correlation between transmissivities and specific capacity of the 21 boreholes (log–log scale): specific capacity rising as transmissivity increases.

The six resistivity values corresponding to alterites (resistivities between 75 and 103 Ω m) are associated with formations between 12 and 28 m thick overlying Miocene and Pliocene volcanoclastic formations interspersed with relatively thin lava flows (associated with late eruptions; 12312X0030 and 12312X0031). The resistivity values of the alterites are discussed later.

4.2.2. Resistivities lower than 10 Ω m

Fifteen boreholes gave resistivities of between 6 and 10 Ω m; nine relate to aquifer horizons and six to alterites. In the literature, resistivity values of <10 Ω m in volcanic contexts are usually attributed to saltwater-saturated fractured basalt (Lienert, 1991; Descloitres et al., 1997; Albouy et al., 2001; d’Ozouville et al., 2008; Auken et al., 2009; Pryet et al., 2012).

This hypothesis can be rejected for eight boreholes because the tapped groundwater has its outlet above sea level, or the water’s conductivity (between 122 and 697 μS/cm) and the calculated hydraulic gradients (between 0.7% and 2.8%, with distances to the sea between 750 and 3875 m) enable one to exclude the presence of saltwater. The last borehole (12316X0038, average resistivity of the screened interval = 10 Ω m), 65 m deep at an altitude of 9.7 m NGM (General topographic reference for Mayotte), intersects aquifer levels between 35 and 65 m depth. Located 350 m from the coast with a piezometric head at 3.4 m NGM, its hydraulic gradient is 1% and the water’s electrical conductivity is 1471 μS/cm. Thus, according to the Ghyben–Herzberg assumptions (Ghyben, 1888; Herzberg, 1901), the freshwater/saltwater interface, calculated for these nine boreholes, would be at least at a depth deeper than 140 m. Therefore the weak electrical resistivity cannot be explained, for this borehole (12316X0038), solely by the presence

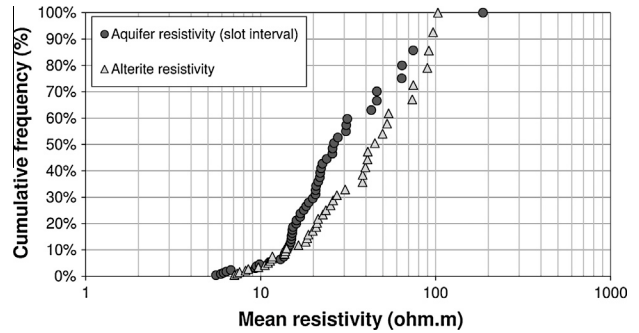


Fig. 9. Cumulative frequency of the average resistivity values (log scale) of the aquifer layers and the alterites. Relationships between resistivity and lithological nature of aquifer and aquitard layers are not univocal.

of saltwater. It is nevertheless possible that a mixing of fresh and saltwater occurs farther downstream and that the borehole’s salinity is slightly impacted, of the order of a few per cent (seawater having a water electrical conductivity of about 50,000 μS/cm). The geological logs of these nine boreholes in which the resistivity at the screened interval is <10 Ω m clearly show weathered and zeolitized basalts.

The six resistivity values of <10 Ω m corresponding to the alterites (boreholes 12306X0016, 12312X0050, 12313X0034, 12316X0030, 12316X0037 and 12316X0038 with resistivities between 7 and 10 Ω m) are associated with formations whose thickness is between 17 and 34 m. They are described on the geological logs as clay or ash-clay levels. The low resistivities would therefore be associated rather with the clay content of these weathered formations (Reynolds, 2011). This hypothesis is equally valid for the 10 boreholes intersecting aquifers that are described below and whose geological logs indicate weathered basalt with a priori poor hydrodynamic characteristics (only two boreholes were subjected to pumping tests and these returned low measured transmissivities at between $5.4 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ and $8.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$).

4.2.3. Resistivities between 10 and 75 Ω m

The resistivities of 80% of the aquifer formations and alterites are between 10 and 75 Ω m. This resistivity range is rarely described in the literature dealing with volcanic environments. Formations with resistivities of between 50 and 200 Ω m are described in the literature either as weathered formations or as freshwater-saturated fractured basalt. The fact that this resistivity range is rarely described in the literature is linked to the fact that

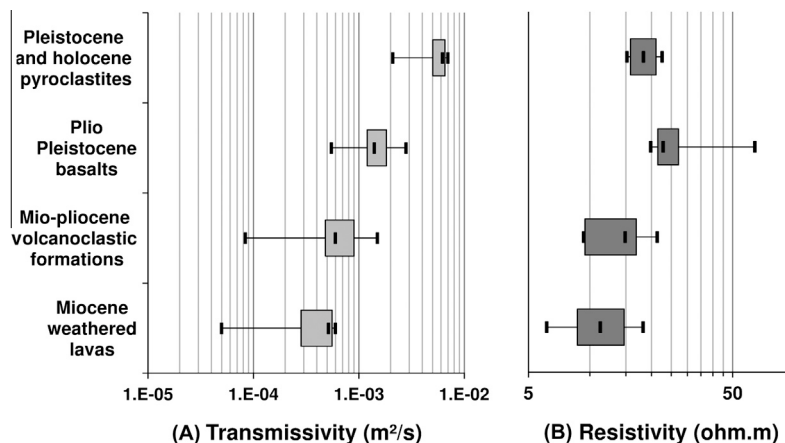


Fig. 8. (a) Transmissivity (log scale) versus lithological groups. The younger the formation, the higher its transmissivity. (b) Resistivity (log scale) versus lithological groups. Resistivity decreases according to the age of lithological groups. (Box boundaries are 1st and 3rd quartile, black lines correspond to min, median and max).

little geophysical exploration has been carried out in, or published on, volcanic island environments and that the studied edifices, whether on Réunion (Robineau et al., 1997; Albouy et al., 2001) or the Galapagos (d'Ozouville, 2007; d'Ozouville et al., 2008; Auken et al., 2009; Pryet et al., 2012), are younger (the oldest formations of these islands has been dated at 2.5 Ma) than the formations encountered in Mayotte and also less weathered, the weathering being also time-dependent (Custodio, 2005).

The geological descriptions of the aquifer formations with resistivities between 10 and 75 Ω m fall within four (Fig. 8b) of the five

lithostratigraphic groups defined in Section 4.1.2, namely: (Group 1) weathered to very weathered Miocene lavas, (Group 2) Miocene and Plio-Pleistocene volcanoclastic formations (these volcanoclastic deposits correspond to volcanic edifice erosion products: alluvium, colluvium and slope deposits reworking the volcanic formations, locally interspersed with thin lava flows attributed to late eruptions of the edifices), (Groupe 3) Plio-Pleistocene basalts (undifferentiated to little differentiated lavas) described as sparsely weathered, and (Group 5) Recent pyroclastites.

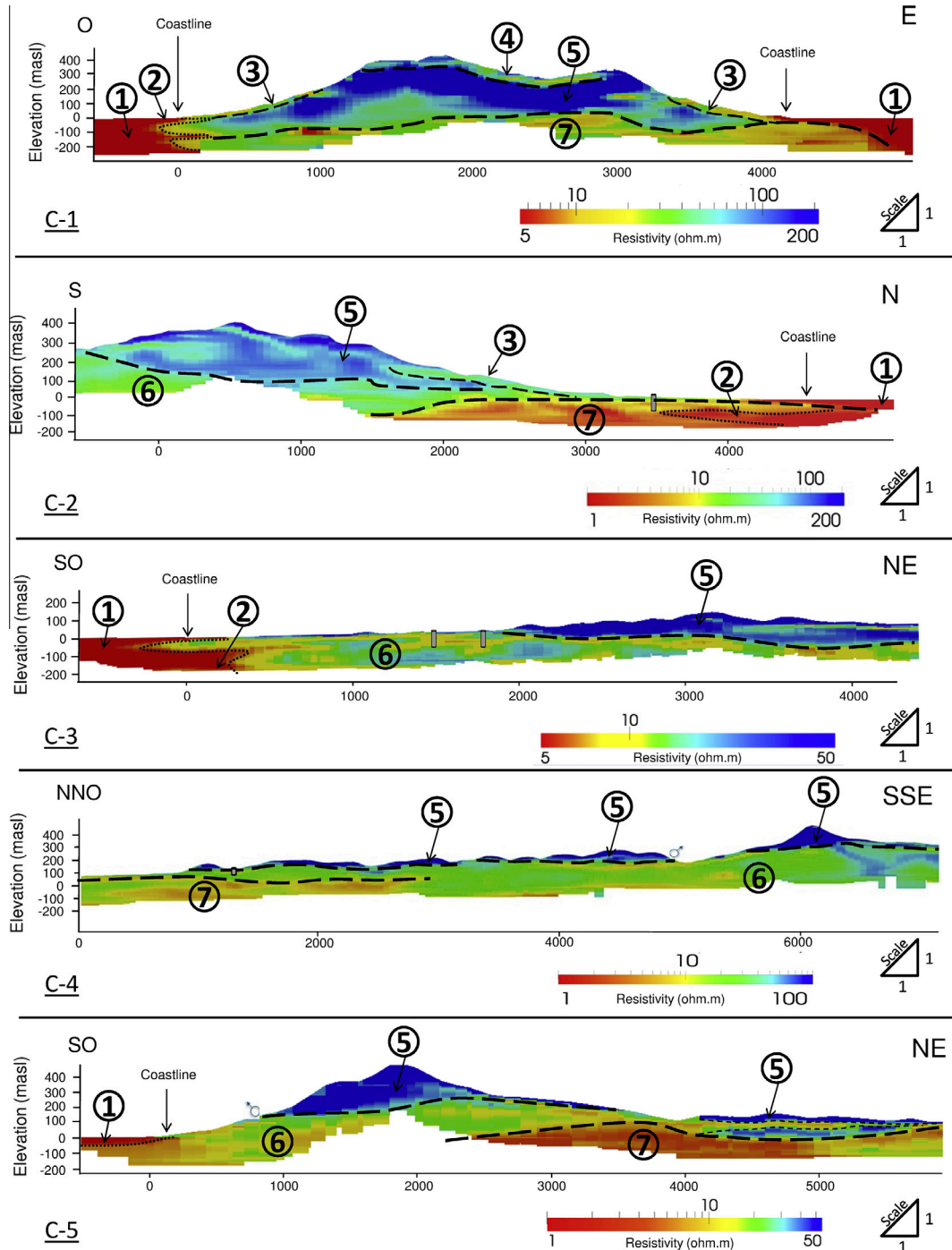


Fig. 10. Cross-sections revealing the internal structure of Mayotte Island and the differentiation of hydrogeological groups. (1) Seawater, (2) Seawater intrusion, (3), Colluvium and alterite, (4) Alterite, (5) Slightly weathered Plio-Pleistocene lavas, (6) Volcanoclastic formations, (7) Miocene weathered lavas.

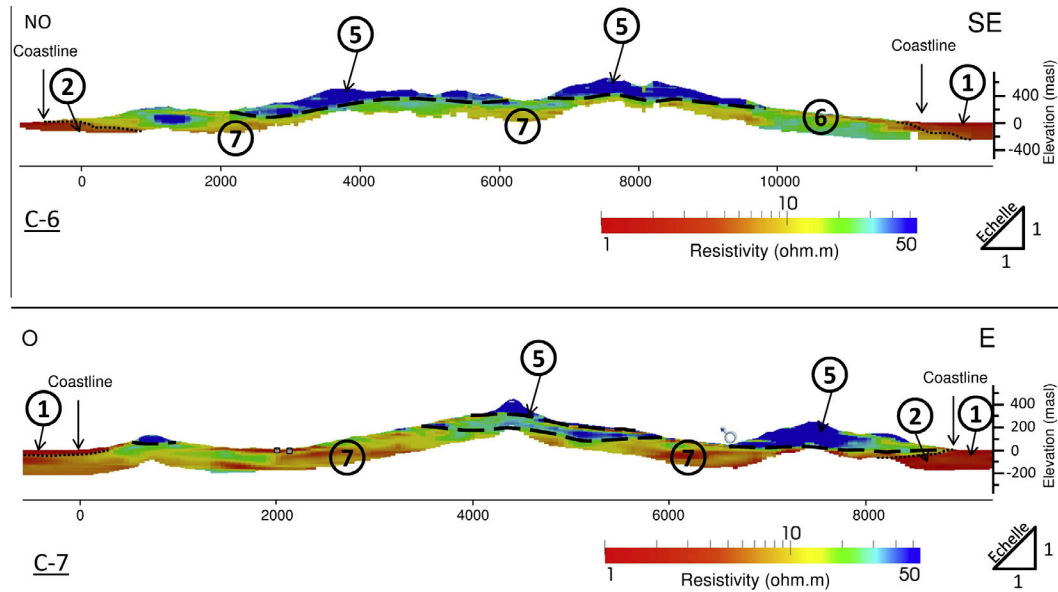


Fig. 10 (continued)

Fig. 8b gives the resistivity ranges for these four groups and clearly shows a decrease in resistivity according to the age of the considered formations. Only the Recent pyroclastites do not follow this trend because their nature and structure (porous fine-grained material) clearly distinguishes them from the other formations. Fig. 8a and b also show some similarity and make it possible to indirectly link resistivity and transmissivity in each group.

Correlation tests between the resistivity of the alterites and the age of the underlying formations show no clear trend, probably because the nature of the parent rocks is heterogeneous and because the resistivity of the alterites depends, in addition to their water content, on their “stage” of evolution within the weathering profile (transition saprolite, evolved saprolite, alloterite). It is thus likely that the alloterites, given their low clay content due to leaching, have higher resistivities than the underlying saprolite, which contain more clay. The geological descriptions of the boreholes are not, however, sufficiently detailed to establish correlations between stage of alterite evolution and resistivity.

Three other boreholes can be added to this group of resistivities lying between 10 and 75 Ω m. They are between 80 and 120 m deep but did not intersect any aquifer and are considered dry. Their average resistivities, calculated over the full length of each borehole, are between 17 and 23 Ω m, with a slight variability (extreme values between 5 and 36 Ω m). Two of the boreholes (12307X0116 and 12307X0117) were drilled in volcanoclastic formations, and the last (12313X0030) and deepest (120 m) in hydrothermally altered basalts. These dry boreholes confirm the heterogeneity of the volcanoclastic formations, considered as regional-scale aquifers but which locally can be either impervious or permeable, and correspond to unsaturated aquifers. The third borehole enables one to confirm the impact of hydrothermal alteration processes in the significant reduction of permeability in the lavas, making them impervious.

Thus the resistivity data are not univocal and cannot distinguish aquifers from non-aquiferous or only slightly permeable formations (aquitards). On the other hand, the correlations that were made have shown the relevance of the comparisons with four groups defined according to the construction and erosion phases of the volcanic edifices. The origin of the spatial variability of the alterite resistivities cannot be determined with the currently available data. However, the range of resistivities between 10 and

75 Ω m can be attributed to alterites from the moment it concerns the first formation encountered below the ground surface, and whose average depth is between 10 and 20 m.

4.3. The island's characteristic hydrogeological units

The resistivity data used alone are not univocal and cannot distinguish aquifers from aquitards. Nevertheless, the available hydrogeological data (springs, boreholes, lithology, piezometric head) associated with the established correlations (transmissivity and specific capacity, transmissivity or resistivity according to the group) have made it possible to interpret the interpolated 3D resistivity model and to delineate the extent of the different aquifers and aquitards. Fig. 10 (a and b) represents 7 demonstrative cross sections of the internal structure of Mayotte Island (localization in Fig. 11) and the differentiation of hydrogeological groups (seawater intrusion, colluvium and alterite, alterite, slightly weathered Plio-Pleistocene lavas, volcanoclastic formations and Miocene weathered lavas). Fig. 11 represents the delineation of the extension of these different aquifers and aquitards. They have been divided in accordance to the five lithostratigraphic groups defined in Section 4.1.2: weathered to very weathered Miocene lavas (M), Miocene and Plio-Pleistocene volcanoclastic formations (V), Plio-Pleistocene basalts (which are divided in 4 groups, depending on their altitude and thickness : A – thick perched aquifers, B – thin perched aquifers, C – masked lava aquifers undercovered by alterites, D – thick lava aquifers (Plio-Pleistocene lavas), Recent pyroclastites (P), phonolite massifs and significant paleovalleys. The main characteristics of these groups are described below.

4.3.1. Plio-Pleistocene phonolite massifs

The phonolite domes and flows have the highest resistivities (Greater than 100 Ω m). The main massifs are located on the East side (Fig. 11). The hydrogeological regime of these massifs is as yet poorly constrained, no borehole having yet been drilled in this type of formation and no spring having been found there. They are nevertheless fissured and fractured at outcrop, and are mainly located at altitude in the wettest areas. The domes could correspond to recharge zones and be potentially aquiferous at depth, with hydrodynamic characteristics to be defined.

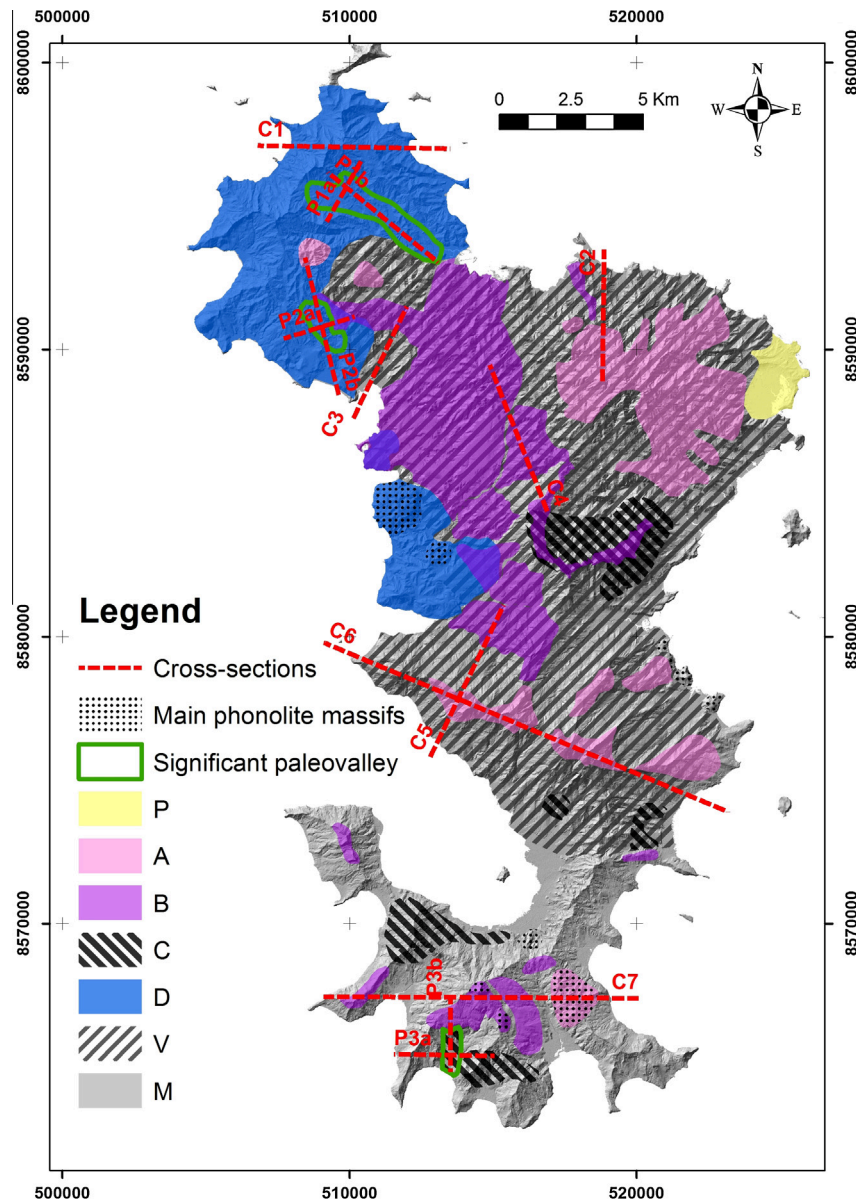


Fig. 11. Delineation of the extension of the different aquifers and aquitards, based on the interpretation of the interpolated 3D resistivity model associated with hydrogeological data. M – weathered to very weathered Miocene lavas, V – Miocene and Plio-Pleistocene volcaniclastic formations. Plio-Pleistocene basalts are divided in 4 groups (depending on their altitude and thickness), A – thick perched aquifers, B – thin perched aquifers, C – masked lavas aquifers undercovered by alterites; D – thick lavas aquifers (Plio-Pleistocene lavas). P – recent pyroclastites.

4.3.2. Old weathered lavas (10–5 Ma)

Old weathered and argillized basalts of Miocene age occur at depth all over the island but only outcrop in the South of the island (M in Fig. 11). They are commonly intersected by boreholes in the South and covered by younger aquifers in the center and North of the island. The transmissivities of the boreholes intersecting these weathered lavas (when not dry) are relatively low (1×10^{-5} to 6×10^{-4} m²/s). The groundwater in this unit is mainly confined (presence of overlying alterites) and the associated specific capacities are relatively low (<3 m³/h/m). The associated resistivities are between 6 and 28 Ω m. The unit thus has a low, if not locally nil, permeability.

4.3.3. Volcaniclastic formations

The building of a volcanic massif is accompanied by an erosive dynamics closely linked to the climate (rainfall, temperature, etc.) and to gravity, resulting in a partial erosion of the island's volcanic edifice(s) and the deposition of highly heterogeneous detrital

deposits on the slopes and in topographic depressions (colluvium, breccias, basaltic lavas and phonolite blocks and all materials resulting from slope slides). These deposits are in places interspersed with lava flows and pyroclastic deposits. The measured transmissivities are variable and reflect the heterogeneity and the age of the deposits. Thus volcaniclastic formations (V in Fig. 11) have transmissivities between 8×10^{-5} and 3×10^{-3} m²/s and specific capacities up to 6 m³/h/m. The highest values are associated with younger volcaniclastic formations (mainly Plio-Pleistocene), whereas the lowest values are associated with older volcaniclastic formations (mainly Miocene). Nevertheless, the highest values are probably overestimated because of the presence of lava flows intercalated inside volcaniclastic formations and the difficulty, for several boreholes, of clearly correlating them with a formation (cutting interpretation sometimes being ambiguous). Volcaniclastic formations are also sometimes dry. The resistivities associated with the volcaniclastic formations are between 9 and 74 Ω m. Although these formations are heterogeneous by nature, they

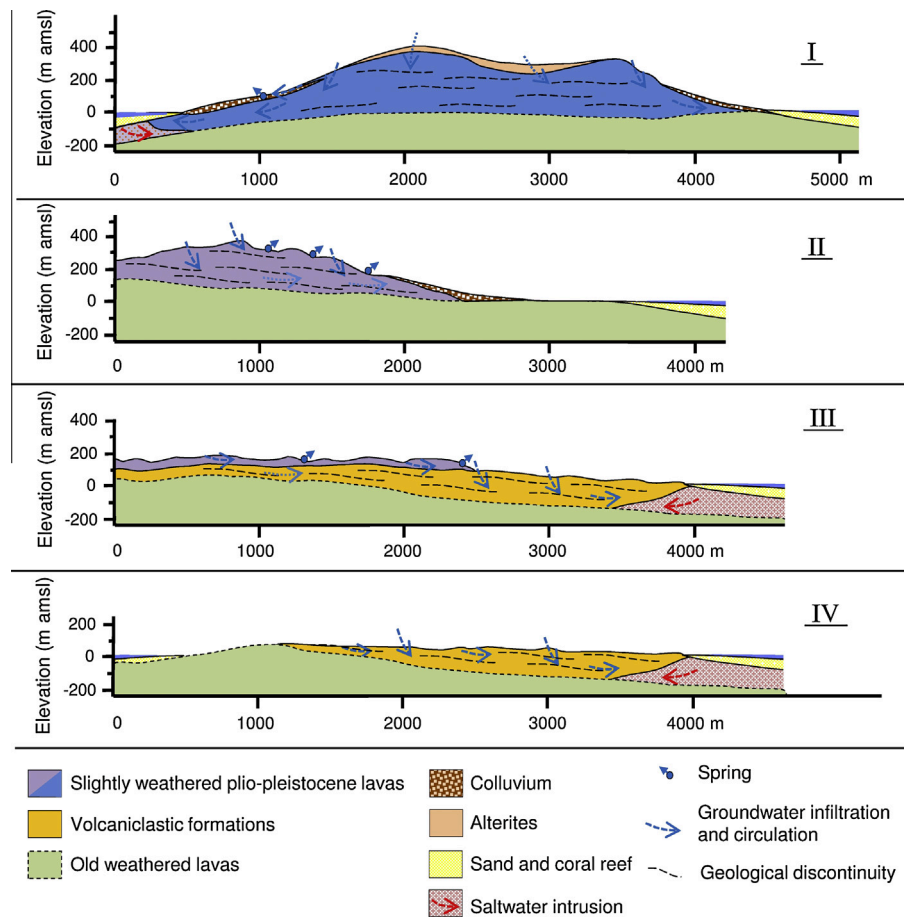


Fig. 12. Main hydrogeological conceptual models observed on the island: (I) slightly weathered lavas aquifer above old weathered lavas (mainly aquitard), (II) thick perched aquifer (slightly weathered Plio-Pleistocene lavas) above old weathered lavas (mainly aquitard), (III) thin perched aquifer (slightly weathered Plio-Pleistocene lavas) above volcaniclastic aquifer and old weathered lavas (aquitard) and (IV) volcaniclastic aquifer above old weathered lavas (aquitard).

should be considered (at island scale) has semi-permeable to impervious when Miocene age and as aquiferous when younger. Beneath the Benara Mountain, the thick volcaniclastic formation (C5 cross section in Fig. 10a) has not been intersected by any boreholes. Considering its thickness and position, this formation could also match with a hidden volcanic construction. Nevertheless, without any information, this formation has been attached to volcaniclastic formation, considering its resistivity.

4.3.4. Slightly weathered Plio-Pleistocene lavas

Several phases of volcanic construction were accompanied by the emplacement, on the weathered Miocene lavas or the volcaniclastic deposits, of flows with thicknesses of between a few tens of meters and several hundred meters. These are little affected by weathering processes and are intercalated with slightly weathered clayey bands corresponding to the development of a weathering profile between two eruptions and to the basal flow breccias. In outcrop, these lavas are fissured, fractured and little weathered. The boreholes intersecting them show transmissivities between 5×10^{-4} and 3×10^{-3} m²/s and specific capacities up to 14 m³/h/m. The resistivities associated with these formations are between 15 and 186 Ω m. Depending on their thickness and/or topographic position, they are either perched aquifers (A and B in Fig. 11) supplying the springs observed at altitude or aquifers flowing into the sea (D in Fig. 11). Locally, these lava flows are masked (C in Fig. 11), and their hydrodynamic characteristics are poorly constrained, no borehole having yet been drilled in this type of formation, or buried (paleovalleys in Fig. 11) such as when they were emplaced

in paleovalleys (P3 in Fig. 11) carved into the weathered substratum (see Section 4.4).

4.3.5. Recent pyroclastites

The youngest geological formations are the pyroclastites emplaced between 0.15 Ma – 7000 years in the Northeast of the island (P in Fig. 11 and Petite Terre in Fig. 2). They have a good porosity and relatively good transmissivities between 2×10^{-3} and 6×10^{-3} m²/s and specific capacities between 1 and 21 m³/h/m. The resistivities associated with these formations are between 14 and 23 Ω m. This unit is also considered as aquiferous.

Fig. 12 represents schematically the different conceptual models observed: slightly weathered lavas aquifer above old weathered lavas (mainly aquitard), thick perched aquifer above old weathered lavas, thin perched aquifer above volcaniclastic aquifer and old weathered lavas (aquitard) and volcaniclastic aquifer above old weathered lavas (aquitard).

4.4. Influence of “paleovalley” type structures

Several authors have hypothesized on the influence of paleovalley-type structures (Robineau et al., 1997; Bourlier et al., 2005; Vittecoq et al., 2011; Rouquet et al., 2012) or of paleosols (d’Ozouville et al., 2008) on groundwater flows in the volcanic environment. The helicopter-borne electromagnetic survey of Mayotte has, in addition to confirming the presence of this type of buried structure, made it possible to distinguish several types (Fig. 13) and, through calibration with the drilled water wells, to determine different hydrogeological regimes.

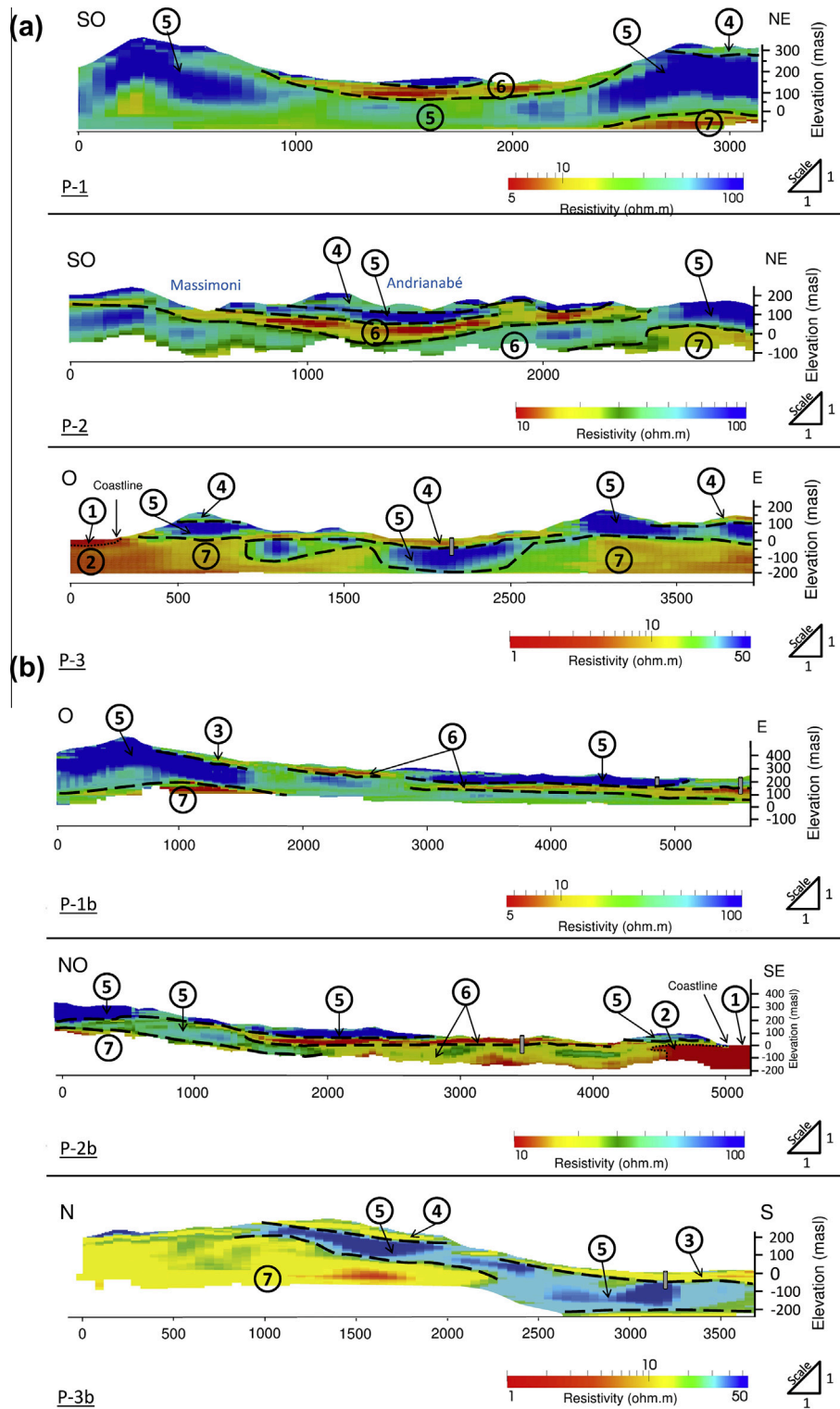


Fig. 13. Three types of paleovalley structure. (1) Seawater, (2) Seawater intrusion, (3) Colluvium and alterite, (4) Alterite, (5) Slightly weathered Plio-Pleistocene lavas, (6) Volcaniclastic formations, (7) Miocene weathered lavas. (A) Transversal cross-section. (B) Longitudinal cross-section.

(1) The first type (P1 – Figs. 11 and 13) corresponds to the filling of a fairly open paleovalley of fresh lava by volcaniclastic deposits (up to a few tens of meters). These deposits being generally clayey (weathering clay, colluvium, cinerites, etc.) they form an impervious screen. Infiltration of some of the rainfall occurs where the lavas are exposed in the slopes and gives rise to an aquifer that may be confined beneath these volcaniclastic deposits.

(2) The second type is an evolution of the previous type. The volcaniclastic deposits become covered by little weathered younger lava flows (P2 – Figs. 11 and 13). Two aquifers are then superimposed; the first from the surface with unconfined groundwater in the youngest fissured and fractured lava, and the second confined (and locally artesian) below the impervious horizon.

- (3) The third type corresponds to the filling of an ancient valley made up of a substratum of old weathered lavas filled by a younger, fresh, fissured and fractured lava flow within which groundwater circulates (P3 – Figs. 11 and 13).

Complex structures are also assumed within the volcanoclastic fillings and recent volcanic edifices several hundred meters thick. These could consist of a superposition of successively filled open paleovalleys and possibly functioning as more-or-less interconnected multilayer aquifers. The resolution of the geophysical measurements is however insufficient to clearly identify these interfaces, given their size.

5. Discussion – conclusion

The methodology based on coupling the geological and hydrogeological observations with the inverted resistivity data from the helicopter-borne TDEM geophysical survey allows to significantly improve our understanding of the hydrogeological functioning of the volcanic island of Mayotte. The dataset available is particularly important and unprecedented in a volcanic environment with, on the one hand, the number of boreholes and, on the other hand, the helicopter-borne TDEM profiles flown over the entire island.

We have demonstrated that the aquifer resistivities range between 6 and 186 Ω m. The aquifers intersected by the boreholes are mainly associated with resistivities between 5 and 75 Ω m. Correlations have also been established between the age of the geological formations, their transmissivities and their resistivities; the older the formation, the lower its resistivity and transmissivity. Spring conductivity is also correlated with the age of the geological formations (volcanic phase).

The correlation between resistivity and the nature of the volcanic formation is not however univocal; the range of resistivities of the overlying slightly permeable to impervious alterites are between 7 and 103 Ω m. The horizons with this range of resistivity could therefore correspond either to aquifers, or to non-aquiferous alterites. The correlation with borehole data and their topographic position, as well as the study of the resistivity variations, generally enables one to distinguish the aquiferous horizons of the alterites. Interpretation of the TDEM data using borehole data thus makes it possible to characterize the nature and extent of the various aquiferous formations.

Five hydrogeological units have been identified, characteristic of alternating phases of dominant construction, with the emplacement of lava and pyroclastites, and phases of dominant erosion with the deposition of volcanoclastic material along the slopes and in topographic depressions. Within these structures are several paleovalley systems that condition the subsurface flows. These are also dependent on the age of the deposits – the younger the formation, the greater the system's resistivity and the higher its permeability.

Earlier studies (Eberschweiler, 1986; Stieltjes, 1988; Lachassagne et al., 2006) showed the need for a better characterization of the structure and hydrogeological regime through regional approaches. We were in this way able to show that the concept of basal groundwater whose existence was a matter of debate was not appropriate for the island of Mayotte. The geological history of the island is above all marked by the alternation of phases dominated by the construction of volcanic edifices with phases dominated by their destruction through weathering and erosion, gives rise to a particular fragmented structure that distinguishes it from the existing Hawaiian and Canarian models. Some of the groundwater is perched, notably within the fresh lavas, and most of the rest is semi-confined in the weathered Miocene lavas and the

volcanoclastic formations derived from the erosion of the volcanic edifices. Lastly, unconfined groundwater is observed in the recent pyroclastites.

Classifying the aquifers into hydrogeological units has significantly improved the understanding of the variability of the hydrodynamic characteristics of the lavas. Also, the paleovalley-type structures have made it possible to explain some vertical and horizontal aquifer compartmentalization: The “bottom” and “top” of the paleovalley, constituted of impermeable formations, act as corresponding to horizontal compartmentalization, and the sides, when in contact with impermeable formations, correspond to vertical compartmentalization. Finally, seawater intrusion can only occur if there are volcanoclastic aquifers or slightly weathered Plio-Pleistocene lava aquifers in appropriate topographical positions.

These different types of aquifer are also consistent with the isotopic ages obtained by Eberschweiler (1986): recent to sub-recent water should be associated with the most permeable aquifer, whereas older waters are suspected in the less permeable aquifers, with possible local mixture through fracturation.

The difficulty of knowing to which model to assign a volcanic island is often due to the fact that the available borehole data are most commonly located near the coast, a sector where the Hawaiian and Canarian models both have a certain similarity with low hydraulic gradients. The presence of springs at high altitude does not always enable one to distinguish between these two models. The present multidisciplinary study combining geophysics, geology and hydrogeology has enabled us to improve our understanding of the hydrogeological regime of the island of Mayotte and to propose adapted conceptual models, which the Hawaiian and Canarian are not. This model is characterized by the “fragmented” character of the island, resulting from its complex geological history (several volcanic edifices, several phases of construction and erosion). It is applicable to an old volcanic island in an advanced stage of erosion and weathering, with a volcanic history similar to that of Mayotte, i.e. with similar erosion periods long enough to register volcanoclastic deposits.

Acknowledgements

This work was carried out with the financial support of Mayotte Prefecture, the Ministry of the Environment, SIEAM and BRGM. The authors also wish to thank all those who participated in the project, and notably P. Nehlig, C. Prognon, J. Perrin, G. Martelet, P. Puvilland and the local BRGM team, SkyTEM team and the hydrogeophysics group from Aarhus University. The authors wish to thank the Editor-in-Chief, the associate Editor and the two reviewers, E. Auken and T. Izquierdo, whose comments have helped to improve the paper.

References

- Albouy, Y., Andrieux, P., Rakotondraso, G., Ritz, M., Descloitres, M., Join, J.L., Rasolomanana, E., 2001. Mapping coastal aquifers by joint inversion of DC and TEM soundings – three case histories. *Ground Water* 39 (1), 87–97.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. *Crop Evapotranspiration – Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy. ISBN:92-5-104219-5.
- Audru, J.C., Guennoc, P., Thinon, I., Abellard, O., 2006. Bathymay: la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *C.R. Geosci.* 338, 1240–1249. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2006.07.010>.
- Auken, E., Violette, S., d'Ozouville, N., Deffontaines, B., Sorensen, K.I., Viezzoli, A., de Marsily, G., 2009a. An integrated study of the hydrogeology of volcanic islands using helicopter borne transient electromagnetic: application in the Galapagos Archipelago. *C.R. Geosci.* 341, 899–907.
- Auken, E., Christiansen, A.V., Westergaard, J.H., Kirkegaard, C., Foged, N., Viezzoli, A., 2009b. An integrated processing scheme for high-resolution airborne electromagnetic surveys, the SkyTEM system. *Explor. Geophys.* 40, 184–192.

- Bitom, D., 1988. Organisation et évolution d'une couverture ferrallitique en zone tropicale humide (Cameroun). Genèse et transformation d'ensembles ferrugineux indurés profonds. Doctoral thesis, Univ. Poitiers, France, 164p.
- Bourlier, P.Y., Lachassagne, P., Desprats, J.F., Gille, E., 2005. New elements on the structure and hydrogeological functioning of the Aubrac basaltic plateau (Massif Central, France). First evaluation of the groundwater potentialities. *C.R. Geosci.* 337 (7), 663–673.
- Butt, C.R.M., Lintern, M.J., Anand, R.R., 2000. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain implications for geochemical exploration. *Ore Geol. Rev.* 16, 167–183.
- Chatelin, Y., 1974. Les sols ferrallitiques. Tome 3. L'altération. Init. Doc. Tech. ORSTOM, 144pp.
- Coudray, J., Thomassin, B.A., Vasseur, P., 1985. Géomorphologie comparée des récifs coralliens de Nouvelle Calédonie et de Mayotte. In: Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress, Tahiti, 6, 427–432.
- Cruz, J.V., 2003. Groundwater and volcanoes: examples from the Azores archipelago. *Environ. Geol.* 44, 343–355.
- Cruz, J.V., Amaral, C., 2004. Major ion chemistry of groundwaters from perched-water bodies at Azores (Portugal) volcanic archipelago. *Appl. Geochem.* 19, 445–459.
- Cruz, J.V., França, Z., 2006. Hydrogeochemistry of thermal and mineral springs of the Azores archipelago (Portugal). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 151, 382–398.
- Cruz, J.V., Silva, M.O., 2001. Hydrogeologic framework of Pico Island, Azores, Portugal. *Hydrogeol. J.* 9 (2), 177–189.
- Custodio, E., 1975. Hydrogeologie de las rocas volcanicas. 3rd UNESCO-ESA-IHA Symposium on Groundwater, pp. 23–69.
- Custodio, E., 2005. Hydrogeology of volcanic rocks. In: UNESCO (Ed.), *Groundwater Studies. An International Guide for Hydrogeological Investigations*, Paris, 423pp.
- Custodio, E., Lopez Garcia, L., Amigo, E., 1988. Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne). *Hydrogéologie* 1988 (2), 153–167.
- Desclotres, M., Ritz, M., Robineau, B., Courteaud, M., 1997. Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: implications for the quest of groundwater. *Water Resour. Res.* 33, 13–19.
- Debeuf, D., 2004. Etude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte (Archipel des Comores, Océan Indien), approche structurale, pétrographique géochimique et géochronologique. PhD-Thesis, University of La Réunion, 277p.
- d'Ozouville, N., 2007. Etude du fonctionnement hydrologique dans les îles Galapagos: caractérisation d'un milieu volcanique insulaire et préalable à la gestion de la ressource. PhD-Thesis, Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, France.
- d'Ozouville, N., Auken, E., Sorensen, K.I., Violette, S., de Marsily, G., 2008. Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 269, 517–521.
- Eberschweiler, C., 1986. Etude hydrologique, hydrochimique et géochimie isotopique d'une île volcanique sous climat tropical humide: Mayotte. PhD-thesis, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, France.
- Ecker, A., 1976. Groundwater behavior in Tenerife, volcanic island (Canary-Islands, Spain). *J. Hydrol.* 28 (1), 73–86.
- Emerick, C.M., Duncan, R., 1982. Age progressive volcanism in the Comoro Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 60, 415–428.
- Emerick, C.M., Duncan, R., 1983. Age progressive volcanism in the Comoro Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, 439.
- Ghyben, W.B., 1888. Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam (Notes on the probable results of the proposed well drilling near Amsterdam). *Inst. Ing. Tijdschr.* 21, 8–22.
- Gourcy, L., Baran, N., Vittecoq, B., 2009. Improving the knowledge of pesticide and nitrate transfer processes using age dating tools (CFC, SF₆, ³H) in a volcanic island. *J. Contam. Hydrol.* 108 (3–4), 107–117. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jconhyd.2009.06.004>.
- Guilbert, M., Aunay, B., Lachassagne, P., Malard, A., Mathieu, F., 2008. Synthèse hydrogéologique du Nord-Est de Mayotte. Caractérisation des masses d'eau souterraine des secteurs de Petite-Terre et de Tsoundzou-Koungou. BRGM Report RP-56600-FR, 79p., 29 ill., 8app.
- Hagedorn, B., El-Kadi, A.I., Mair, A., Whittier, R.B., Ha, K., 2011. Estimating recharge in fractured aquifers of a temperate humid to semiarid volcanic island (Jeju, Korea) from water table fluctuations, and Cl, CFC-12 and 3H chemistry. *J. Hydrol.* 409 (3–4), 650–662.
- Henderson, A., 2007. ParaView Guide, A Parallel Visualization Application. Kitware Inc.
- Herrera, Ch., Custodio, E., 2008. Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys. *Hydrogeol. J.* 16, 1329–1348.
- Herzberg, A., 1901. Die Wasserversorgung einiger Nordsee bader. *J. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung* 44 (815–819), 824–844.
- Izquierdo, 2011. Hydrogeology of La Gomera (Canary Islands): Contributions to Conceptual Models of Volcanic Island Aquifers. Rey Juan Carlos University, PhD Thesis.
- Izquierdo, T., 2014. Conceptual Hydrogeological Model and Aquifer System Classification of a Small Volcanic Island (La Gomera; Canary Islands). *CATENA* 114, 119–128.
- Izquierdo et al., 2011. Modelo conceptual del sistema acuífero de Enchereda (La Gomera, Islas Canarias): contribuciones a otras islas volcánicas. *Estudios Geológicos*, vol. 67.
- Izuka, S.K., Gingerich, S.B., 2003. A thick lens of fresh groundwater in the southern Lihue Basin, Kauai, Hawaii, USA. *Hydrogeol. J.* 11, 240–248.
- Jackson, D.B., Lénat, J.F., 1989. High-level Water Tables on Hawaiian Type Volcanoes and Intermediate Depth Geoelectric Structures, Kilauea Volcano, Hawaii and Piton de la Fournaise Volcano, Isle de la Reunion. Bulletin – New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, 142pp.
- Jauouën, T., Vittecoq, B., Lions, J., Castillo, C., Deparis, J., Baltassat, J.M., François, B., Pinson, S., Gourcy, L., Winckel, A., Allier, D., 2012. Caractérisation Hydrogéologique du Potentiel en eau Souterraine de Mayotte – Secteur Nord-Ouest. BRGM, Report RP-59550-FR.
- Jauouën, T., Vittecoq, B., Castillo, C., Deparis, J., Lions, J. avec la collaboration de Gourcy, L., Allier, D., et Pinson, S., 2013. Caractérisation hydrogéologique du potentiel en eau souterraine de Mayotte – Secteurs Centre et Sud. BRGM, Report RP-61757-FR.
- Join, J.L., Coudray, J., 1993. Caractérisation géostructurale des émergences et typologie des nappes d'altitude en milieu volcanique insulaire (île de la Réunion). *Geodyn. Acta* 6 (4), 243–254.
- Join, J.L., Coudray, J., Langworth, K., 1997. Using Principal Components Analysis and Na/Cl ratios to trace ground water circulation in a volcanic island, Reunion Island example. *J. Hydrol.* 190, 1–18.
- Join, J.-L., Folio, J.-L., Robineau, B., 2005. Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 147 (1–2), 187–201.
- Koh, D.-C., Plummer, L.N., Solomon, D.K., Busenberg, E., Kim, Y., Chang, H.-W., 2006. Application of environmental tracers to mixing, evolution, and nitrate contamination of ground water in Jeju Island, Korea. *J. Hydrol.* 327, 258–275.
- Koh, D.C., Ha, K., Lee, K.S., Yoon, Y.Y., Ko, K.S., 2012. Flow paths and mixing properties of groundwater using hydrogeochemistry and environmental tracers in the southwestern area of Jeju volcanic island. *J. Hydrol.* 432, 61–74.
- Krivochieva, S., Chouteau, M., 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). *J. Appl. Geophys.* 52, 23–43.
- Lachassagne, P., Adin, T., Cruchet, M., Lebon, D., 2006. Chapitre XIII DOM-TOM. 5. Mayotte. In: *Aquifères et eaux Souterraines en France*, AIH – BRGM Editions, pp. 52–58.
- Lacquement, F., Nehlig, P., Bernard, J., 2013. Carte géologique de Mayotte. BRGM, Report RP-61803-FR.
- Lapègue, J., 1999. Aspects quantitatifs et qualitatifs de la pluviométrie dans deux enjeux majeurs de la problématique de l'eau à Mayotte: la ressource hydrique et l'assainissement pluvial et l'érosion. Doctoral thesis, Laboratoire des Sciences de la Terre, PhD-Thesis Université de la Réunion.
- Lienert, B.R., 1991. An electromagnetic study of Maui's last active volcano. *Geophysics* 56, 972–982.
- Lucas, Y., Nahon, D., Cornu, S., Eyrolle, F., 1996. Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. *C.R. Acad. Sci.* 322, 1–16, Paris, IIA.
- Macdonald, G.A., Abbott, A.T., Peterson, F.L., 1983. *Volcanoes in the Sea. The Geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, Honolulu, 571pp.
- Mair, A., Fares, A., 2011. Time series analysis of daily rainfall and streamflow in a volcanic dike-intruded aquifer system, O'ahu, Hawaii, USA. *Hydrogeol. J.* 19/4, 929–944. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-011-0740-3>. ISSN:1431-2174.
- Meinzer, O.E., 1930. Ground water in the Hawaiian Islands, in Geology and water resources of the Kau District, Hawaii: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, 616, pp. 1–28.
- Millot, G., 1977. Géochimie de la surface et forme du relief. *Sci. Geol. Bull.* 30, 229–233.
- Millot, G., Bocquier, G., Pacquet, H., 1976. Géochimie et paysages tropicaux. *La Recherche* 7 (65), 236–244.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.*, 19, 205–224. Obtained from Forest Hydrology and Watershed Management – Hydrologie Forestiere et Aménagement des Bassins Hydrologiques (Actes du Colloque de Vancouver, août 1987) IAHS/AISH, 167, 1987, pp. 319–327.
- Muller, J.P., 1987. Analyse pétrologique d'une formation latéritique meuble du Cameroun. Essai de traçage d'une différenciation par les paragenèses minérales secondaires. PhD-Thesis, Univ. Paris VII, France, 188pp.
- Nehlig, P., Lacquement, F., Bernard, J., Caroff, M., Deparis, J., Jauouën, T., Pelleter, A., Perrin, J., Prognon, C., Vittecoq, B., 2013. Notice de la carte géologique de Mayotte BRGM/RP-61803-FR, 143pp, 45 fig., 1 ann.
- Nougier, J., Cantagrel, J.M., Karche, J.P., 1986. The Comores archipelago in the western Indian Ocean: volcanology, geochronology and geodynamic setting. *J. Afric. Earth Sci.* 5 (2), 135–144.
- Peterson, F.L., 1972. Water development on tropic volcanic islands. Type example: Hawaii. *Ground Water* 10 (5), 18–23.
- Pryet, A., 2011. Hydrogeology of volcanic islands: a case-study in the Galapagos Archipelago (Ecuador). PhD-Thesis, Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, France.
- Pryet, A., Ramm, J., Chiles, J.-P., Auken, E., Deffontaines, B., Violette, S., 2011. 3-D resistivity gridding of large AEM datasets: a step toward enhanced geological interpretation. *J. Appl. Geophys.* 75, 277–283.
- Pryet, A., d'Ozouville, N., Violette, S., Deffontaines, B., Auken, E., 2012. Hydrogeological settings of a volcanic island (San Cristóbal, Galapagos) from joint interpretation of airborne electromagnetics and geomorphological observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 9, 9661–9686. <http://dx.doi.org/10.5194/hessd-9-9661-2012>.

- Reynolds, J.M., 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons, 712p. ISBN:0470975016, 9780470975015.
- Robineau, B., Ritz, M., Courteaud, M., Descloitres, M., 1997. Electromagnetic investigations of aquifers in the Grand Brule coastal area of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island. *Ground Water* 35 (4), 585–592.
- Rouquet, S., Boivin, P., Lachassagne, P., Ledoux, E., 2012. A 3-D genetic approach to high-resolution geological modelling of the volcanic infill of a paleovalley system. Application to the Volvic catchment (Chaine des Puys, France). *Bull. Soc. Géol. France* 183(5), 395–407.
- Segoufin, J., 1982. Evolution du canal de Mozambique déduite de la cinématique de l’océan Indien pour la fin du Mésozoïque. *Bull. Grop Fr. Etud. Gondwana* 5, 1–40.
- Segoufin, J., Patriat, P., 1980. Reconstructions de l’Océan Indien Occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34, paléoposition de Madagascar. *Bull. Soc. Géol. France* 7, 693–607.
- Sørensen, K.I., Auken, E., 2004. SkyTEM – a new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. *Explor. Geophys.* 35, 191–199.
- Stieltjes, L., 1982. Carte géologique de la France : l’île de Mayotte (Archipel des Comores), échelle 1/50000 + notice (135p.). BRGM Service géologique régional de l’océan Indien.
- Stieltjes, L., 1988. Hydrogéologie de l’île volcanique océanique de Mayotte (Archipel des Comores, océan indien occidental). *Hydrogéologie* 2, 135–151.
- Tabasaki, K.J., Mink, J.F., 1983. Volcano feeder dikes impound large reservoirs of groundwater in the Hawaiian Islands. In: International Conference on Groundwater and Man. Australian Water Resources Council, Canberra, ACT, Australia, Sydney, pp. 309–318.
- Tardy, Y., 1993. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Ed. Masson, Paris, 459pp.
- Tardy, Y., 1997. Petrology of Laterites and Tropical Soils. Swets & Zeitlinger, 419pp.
- Viezzoli, A., Christiansen, A.V., Auken, E., Sørensen, K.I., 2008. Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. *Geophysics* 73, F105–F113.
- Violette, S., Ledoux, E., Goblet, P., Carbonnel, J.P., 1997. Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, Réunion. *J. Hydrol.* 191, 37–63.
- Violette, S., d’Ozouville, N., Pryet A., Deffontaines, B., Fortin, J., Adelinet, M., 2013. Hydrogeology of the Galapagos Archipelago: An Integrated and Comparative Approach Between Islands. AGU-Monograph, Special issue The Galapagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences (in press).
- Vittecoq, B., Lachassagne, P., Lanini, S., Maréchal, J.C., 2010. Evaluation des ressources en eau de la Martinique : calcul spatialisé de la pluie efficace et validation à l’échelle du bassin-versant. *Revue des Sciences de l’Eau* 23 (4), 361–373.
- Vittecoq, B., Deparis, J., Auken, E., Nehlig, P., Perrin, J., Puvilland, P., Martelet, G., 2011. Buried valleys revealed by helicopter borne transient electromagnetic and hydrogeological implications: example of the volcanic island of Mayotte. In: 2011 GSA Annual Meeting, Minneapolis.
- Ward, S.H., Hohmann, G.W., 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. *Electromag. Methods Appl. Geophys.* 1, 130–311.

RÉSUMÉ

La gestion de la ressource en eau des îles volcaniques est une problématique majeure, les connaissances hydrogéologiques actuelles restant souvent éparses, peu précises ou difficilement extrapolables. La géophysique héliportée électromagnétique mise en œuvre en Martinique permet d'obtenir une imagerie de la résistivité de son sous-sol sur 200 à 300 m de profondeur. Ces données, couplées à des informations géologiques et hydrogéologiques en forage, amènent à proposer deux nouveaux modèles hydrogéologiques conceptuels à des échelles d'investigation distinctes. A l'échelle de l'aquifère, sa compartimentation contrainte par les principales directions structurales régionales, induit des écoulements chenalisés. Les contrastes de transmissivités et la compartimentation protègent cet aquifère côtier des intrusions salines. Les compartiments les plus fracturés présentent les résistivités les plus faibles et les transmissivités les plus fortes. A l'échelle du bassin versant, plus la formation est ancienne, plus sa résistivité est faible et plus sa perméabilité est élevée. Les structures géologiques et notamment les dômes andésitiques favorisent une infiltration préférentielle de la pluie efficace en profondeur. Ainsi, les bassins versants topographiques et hydrogéologiques peuvent avoir des limites différentes. Enfin, la perméabilité d'un aquifère a été calculée à partir du déphasage entre les ondes de marées terrestres et les variations cycliques de niveaux d'eau dans un forage. La perméabilité a été multipliée par vingt en douze ans, résultant de la fracturation sismique et du déboufrage de fracture induits par certains séismes et par les principaux cyclones. Cette tendance d'une augmentation de la perméabilité des aquifères andésitiques de la Martinique avec le temps est également confirmée au cours des âges géologiques.

MOTS CLÉS

Géophysique héliportée, aquifère volcanique andésitique, analyse hydrogéologique des ondes de marées, perméabilité

ABSTRACT

Improving the hydrogeological knowledge of volcanic islands is a major objective in order to achieve a sustainable management of their water resources, as these territories frequently face high population densities with increasing water demands. We take advantage of a SkyTEM helicopter-borne geophysical survey over Martinique Island (Lesser Antilles), providing electrical resistivity information's on the first 200-300 m depth. We correlate these data with geological logs and hydrogeological data from boreholes in order to propose two new hydrogeological conceptual models for distinct scales. At the aquifer scale, heterogeneous hydrodynamic properties and channelized flows result from tectonically controlled aquifer compartmentalization along structural directions. We also show that the most fractured compartments have lower resistivity and higher transmissivity. Transmissivity contrasts and compartmentalization thus protect the studied coastal aquifer from seawater intrusion. At the watershed scale, the main geological structures and especially volcanic domes lead to preferential flow circulations. A consequence is that hydrogeological and topographical watersheds can differ, influencing river flowrates. We also reveal that the older the formation, the lower its resistivity and the older the formation, the higher its hydraulic conductivity. Finally, temporal aquifer permeability evolution from tidal analysis, based on the phase lag between earth tide and water level cyclic variations measured in a borehole, demonstrate that the aquifer permeability increases by twenty in twelve years, due to fracture creation or fractures unclogging induced by earthquakes and extreme rainfalls. At last, permeability increase over ages of Martinique andesitic volcanic aquifers is also corroborated over geological ages.

KEYWORDS

Volcanic island aquifer, permeability, Helicopter borne TDEM, Tidal analysis, earthquake hydrogeology