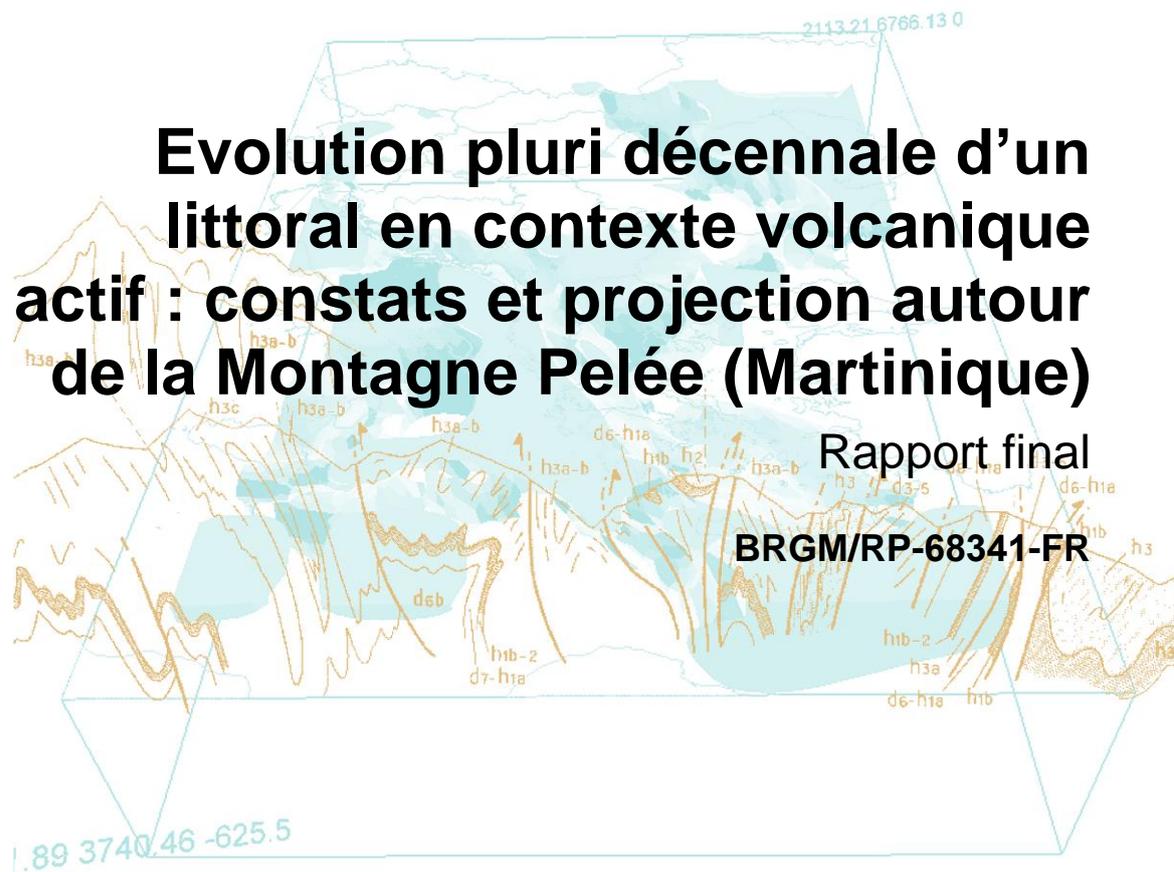


Document public



Evolution pluri décennale d'un littoral en contexte volcanique actif : constats et projection autour de la Montagne Pelée (Martinique)

Rapport final

BRGM/RP-68341-FR
Juillet 2019

Étude réalisée dans le cadre de l'appel à projet Fondation de
France

**Nachbaur A., Lalubie G.¹, Garcin M.,
Legendre Y.**

Vérificateur :

Nom : Oliveros Carlos
Responsable de l'Unité DRP/R3C
Date : 08/07/2019

Signature : 

Approbateur :

Nom : Vittecoq Benoit
Directeur du BRGM Martinique
Date : 18/07/2019

Signature :

Le système de management de la qualité et de l'environnement
est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.



¹ Association Nature et Volcans Caraïbens

Mots clés : trait de côte, recul du trait de côte, érosion, accrétion, plage, falaise, éruption volcanique, photographie aérienne, Coulée Blanche, Montagne Pelée, Martinique.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Nachbaur A., Lalubie G., Garcin M., Legendre Y. (2019). Evolution pluri décennale d'un littoral en contexte volcanique actif : constats et projection autour de la Montagne Pelée (Martinique). Rapport final. BRGM/RP-68341-FR, p 93, 80 illustrations, 4 annexes

© BRGM, 2019, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Le littoral de la Montagne Pelée, située au nord de la Martinique, est connu pour subir un recul plus rapide que sur le reste du littoral martiniquais, menaçant ainsi de nombreux enjeux et usages. Pour mettre en place des politiques d'aménagement appropriées dans cet espace dynamique, il convient d'abord de comprendre les mécanismes particuliers auxquels ce littoral est soumis.

L'Agence des 50 pas géométriques de Martinique a ainsi lancé, en 2015, un projet intitulé « l'influence des processus morpho-dynamique volcaniques récents dans la dynamique littorale de la Montagne Pelée - Prise en compte dans l'aménagement des lieux habités » associant géosciences et sciences sociales et financé par la Fondation de France². L'Agence a sollicité le BRGM et l'Association Nature et Volcans Caribéens (ANVC) pour assurer le premier volet ciblé sur l'étude de la dynamique du littoral de la Montagne Pelée, le BRGM étant plus particulièrement chargé du volet géologique et l'ANVC des analyses géo-historiques. Les résultats de ce volet font l'objet du présent rapport.

L'étude s'étend sur 40 km sur le pourtour du massif géologique de la Montagne Pelée, depuis l'embouchure de la Rivière Capot à l'est (commune du Lorrain) jusqu'à la pointe Sainte-Marthe au sud de la commune de Saint Pierre à l'ouest.

Lors d'éruptions explosives comme celles qu'a subi la Montagne Pelée, les reliefs, les versants, les rivières et la zone littorale, si elle est suffisamment proche de l'édifice, ont été recouverts par des matériaux volcaniques de toute nature (ponces, pyroclastes, blocs..), appelés apports « primaires ». Après l'éruption, l'érosion des versants, les mouvements de terrain et le transport solide parfois intense dans les cours d'eau (sous forme de lahars notamment) remobilisent ces matériaux qui sont alors transportés jusqu'au littoral par les embouchures ; il s'agit d'apports dits « secondaires ». Les courants côtiers redistribuent ensuite ces matériaux, appelés apports « tertiaires », le long du littoral. Les apports sédimentaires au littoral se poursuivent donc plusieurs années voire décennies après la période éruptive faisant évoluer la morphologie du cordon littoral.

La première étape de cette étude a consisté à reconstituer l'emprise et la dynamique spatio-temporelle du cordon littoral « volcanique » créé par les éruptions du début du siècle de la Montagne Pelée (chapitre 5). A partir de ces constats historiques, les facteurs d'érosion du cordon littoral actuel³ ont été identifiés en identifiant notamment la part des processus liés à l'activité volcanique du XX^{ème} siècle dans la dynamique littorale constatée (chapitre 6) et des scénarios d'évolution de ce littoral ont été proposés (chapitres 7 et 8).

Enseignements de l'étude

L'étude a d'abord confirmé la progradation du trait de côte⁴ du littoral peléen atteignant jusqu'à plusieurs centaines de mètres suite aux apports primaires, secondaires et tertiaires des éruptions magmatiques de la Montagne Pelée au cours du XX^{ème} siècle (1902-1905 et 1929-1932). L'étude

² Dans le cadre de l'appel à projet « Quels littoraux pour demain? Savoirs, pratiques, vision et représentations de l'avenir »

³ On conservera la notion de « cordon littoral » pour caractériser de manière générale, les zones basses d'accumulation sédimentaire soumises au recul et à l'avancée du trait de côte à laquelle on ajoute, dans le cadre de cette étude, la notion de « cordon volcanique récent » pour qualifier spécifiquement le nouveau cordon littoral induit par les apports sédimentaires des éruptions volcaniques du XX^{ème} siècle.

⁴ avancée du trait de côte

a ensuite démontré qu'à l'exception du littoral au droit de la Coulée Blanche, l'intégralité de ces apports ont disparu aujourd'hui. Les derniers vestiges ont été identifiés en 1951 dans les échancrures du littoral de part et d'autres des embouchures de Basse Pointe, Macouba et Anse Couleuvre ainsi que sur les hauts-fonds de la côte Caraïbe (au Quartier du Cimetière et entre les quartiers des Abymes et d'Anse Belleville, sur la commune du Prêcheur). Ces observations nous ont conduit à émettre l'hypothèse que la morphologie de l'avant-côte a conditionné la localisation des zones d'accumulation sur le proche littoral dans les années qui suivirent les éruptions. Ces sédiments auraient ensuite été érodés plus rapidement sur la Côte Atlantique que sur la Côte Caraïbe.

L'analyse de la dynamique spatio-temporelle de ce littoral particulier a permis de mieux apprécier et interpréter les vitesses de recul du trait de côte constatées depuis une centaine d'années. Ainsi, il a été montré que l'érosion et/ou le recul du trait de côte observés sur cette partie de la Martinique sont majoritairement liés à un réajustement sédimentaire suite aux éruptions volcaniques du XX^{ème} siècle. Le seul effet des éruptions du début du siècle de la Montagne Pelée (1902-1905 et 1929-1932) encore perceptible aujourd'hui est l'apport sédimentaire des quelques rivières qui drainent la Coulée Blanche et qui pourra à *terme* s'amenuiser. Ainsi, la dynamique sédimentaire d'un littoral bordant un massif volcanique explosif est perturbée par l'activité volcanique pendant plusieurs décennies après l'éruption ; dans ce contexte particulier, il n'est pas possible d'extrapoler une vitesse d'érosion à partir des observations historiques.

Scénarios d'évolution à moyen (10 ans) et long terme (100 ans)

D'une manière générale, la vitesse de recul du trait de côte dépend à la fois de la nature du cordon littoral et de la dynamique sédimentaire, elle-même issue de l'effet conjoint des apports terrestres par les rivières et des apports marins. Cette vitesse, qui détermine la nouvelle position du trait de côte, peut donc évoluer dans le temps sous l'effet d'un changement spatial de la nature du cordon littoral ou d'une évolution temporelle de la dynamique sédimentaire.

Les scénarios d'évolution qui ont été proposés à moyen (10 ans) et long terme (100 ans) tiennent compte de ces changements de vitesse d'érosion ; le recul du trait de côte à un horizon de 100 ans atteindrait ainsi entre 15 m et 60 m suivant les secteurs. Cette projection, qui correspond à un scénario plutôt optimiste lié la poursuite d'une dynamique naturelle, ne pourra qu'être plus défavorable avec l'effet réel (mais difficilement quantifiable aujourd'hui) du changement climatique. Retenons que :

- Les secteurs en recul marqués depuis 1951 tel que le littoral entre les Abymes et Anse Belleville sont désormais rentrés dans une phase de stabilité ;
- D'autres secteurs dont le recul a été moins marqué jusqu'à présent, sont particulièrement vulnérables aujourd'hui liés à la forte susceptibilité lithologique du cordon volcanique à ces endroits (Sainte Philomène, Quartier du Cimetière ou Anse Chalvet) ;

A partir de ces scénarios, plusieurs secteurs pourraient être menacés dans les prochaines années:

- la route d'accès à l'Anse Céron située aujourd'hui à 50 m du littoral est susceptible d'être menacée dans les cinquante prochaines années ;
- le quartier du Cimetière et dans une moindre mesure, Sainte Philomène, fortement habités ;
- entre les rivières Sèche et Claire, une portion de la RD10 et une habitation située aujourd'hui à moins de 15 m de distance de la tête de falaise constituant la Coulée blanche sont susceptibles d'être menacées dans les cinq prochaines années.

Sommaire

1. Cadre et objectif	14
2. Présentation du littoral de la Montagne Pelée	15
2.1. LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE LA MARTINIQUE	15
2.1.1. Les formations géologiques les plus jeunes.....	15
2.1.2. Trois secteurs géographiques.....	16
2.2. TYPOLOGIE DU LITTORAL PÉLÉEN.....	17
2.2.1. Quelques précisions terminologiques préalables	17
2.2.2. Répartition spatiale des côtes basses et des côtes rocheuses	19
2.2.3. Description par secteur géographique	22
3. Contexte volcanique de la Montagne Pelée	25
3.1. ÉRUPTIONS HISTORIQUES DE LA MONTAGNE PELEE (DEPUIS 1635)....	25
3.1.1. Les éruptions phréatiques de 1792 et 1851	25
3.1.2. L'éruption à croissance de dôme de 1902 – 1905.....	25
3.1.3. L'éruption à croissance de dôme de 1929 – 1932.....	26
3.2. L'ACTIVITÉ RÉCENTE DE LA MONTAGNE PELÉE (16 000 ANS A NOS JOURS).....	27
3.3. TYPOLOGIE DES DÉPÔTS VOLCANIQUES DE LA MONTAGNE PELÉE ...	28
3.3.1. Nomenclature des dépôts éruptifs	28
3.3.2. Caractérisation des dépôts volcaniques sur les flancs de la Montagne Pelée 30	
4. Incidence du volcanisme sur le littoral.....	31
4.1. ILLUSTRATION DE L'ENGRAISSEMENT DU LITTORAL PAR LES APPORTS VOLCANIQUES : L'EXEMPLE DE MONTSERRAT	31
4.2. INCIDENCE DU VOLCANISME SUR L'ENGRAISSEMENT DU LITTORAL....	33
4.2.1. Des apports en matériaux volumineux et d'origine variée	33

4.2.2.	Ces apports constituent un nouveau cordon littoral en avant des morphologies côtières préexistantes.....	39
4.2.3.	Reconstitution du cordon volcanique créé à la suite des éruptions de la Montagne Pelée	39
4.3.	POLYPHASAGE ET SÉQUENÇAGE DES APPORTS AU LITTORAL	40
4.3.1.	Les différentes phases d'apport sédimentaire au littoral	41
4.3.2.	Des séquences éruptives et météorologiques qui contrôlent ces différentes phases d'apports	43
5.	Mobilité des côtes basses de la Montagne Pelée depuis 1902	45
5.1.	BILAN DE LA MOBILITÉ DEPUIS LE DÉBUT DU XXÈME SIÈCLE	45
5.2.	VESTIGES DU CORDON VOLCANIQUE DES ÉRUPTIONS DU XXEME SIECLE	46
5.2.1.	Des apports tertiaires piégés dans les échancrures de la topographie ..	46
5.2.2.	Des apports tertiaires piégés par les hauts fonds bathymétriques	50
5.3.	LA COULÉE BLANCHE : VESTIGE DU CORDON VOLCANIQUE PRIMAIRE DE 1902/1929 ENCORE EN REcul AUJOURD'HUI.....	56
5.4.	AILLEURS, ÉROSION D'UN CORDON LITTORAL ANTÉRIEUR A CELUI MIS EN PLACE PAR LES ERUPTIONS DU XX ^{EME} SIECLE	58
5.4.1.	Plage de Sainte Philomène	58
5.4.2.	Anse Chalvet	58
5.5.	ENSEIGNEMENTS	59
5.5.1.	Hypothèse formulées sur l'origine des dépôts érodés.....	59
5.5.2.	Vitesse de disparition du cordon volcanique des éruptions du XX ^{ème} siècle 60	
5.5.3.	Le rôle de la bathymétrie dans l'accumulation en mer des dépôts volcaniques.....	62
6.	Les facteurs de prédisposition à l'érosion et au recul du cordon littoral	63
6.1.	ERODABILITÉ LITHOLOGIQUE DU CORDON LITTORAL.....	63
6.1.1.	Côtes soumises au recul à l'échelle des scénarios (100 ans)	63
6.1.2.	Erodabilité de chaque type de côte.....	63
6.2.	L'EXPOSITION DES COTES AUX FORÇAGES MARINS	74

7. Proposition de scénario d'évolution du littoral.....	77
7.1. SYNTHÈSE DES FACTEURS CONTROLANT LA VITESSE DE REcul DU TRAIT DE COTE	77
Ainsi, les deux principaux forçages (variables dans le temps) contrôlant l'évolution du littoral sont la dynamique hydrosédimentaire marine et celle des apports terrestres via le réseau hydrographique. Les paragraphes suivants présentent les scénarios d'évolution considérés ici concernant ces deux variables.	77
7.2. SCÉNARIO D'ÉVOLUTION DE LA DYNAMIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE MARINE	78
7.2.1. Les événements cycloniques, les principaux agents d'évolution du trait de côte	78
7.2.2. Scénario d'évolution à moyen (10 ans) et long terme (100 ans)	78
7.3. SCÉNARIO D'ÉVOLUTION DE LA DYNAMIQUE DES APPORTS TERRESTRES	78
7.3.1. Evolution jusqu'à aujourd'hui	78
7.3.2. Scénario d'évolution à moyen (10 ans) et long terme (100 ans)	80
7.4. L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR CETTE DYNAMIQUE	81
7.5. SCÉNARIO RETENU POUR LE REcul DU TRAIT DE COTE DU CORDON LITTORAL PÉLÉEN	84
7.5.1. Vitesse de recul considérée à court et long terme	84
7.5.2. Points durs qui limitent le recul	84
8. Synthèse et conclusions	87
8.1. SYNTHÈSE DES RÉSUTATS.....	87
8.2. CONCLUSION	91
9. Bibliographie	93

Liste des illustrations

Illustration 1 : Carte géologique simplifiée de la Martinique (modifié d'après Westercamp et al., 1990)	15
Illustration 2 : Trois secteurs géographiques homogènes (conception Lalubie, AIHP-GEODE, 2016)	16
Illustration 3 : Caractéristiques des différentes entités	17
Illustration 4 : Configurations possibles (hors artificialisation)	18

Illustration 5 : Terminologie retenue pour décrire le littoral.....	18
Illustration 6 : Côtes rocheuses – exemple des falaises vives de Macouba qui atteignent une quarantaine de mètres de hauteur.....	19
Illustration 7 : Côtes basses anthropisées - exemple des enrochements du bourg de Basse Pointe.....	20
Illustration 8 : Côte basse naturelle végétalisée - Exemple de cône alluvial comme celui de la Pointe Raisiniers – Rivière Capot.....	20
Illustration 9 : Typologie du littoral peléen (source Nachbaur et al., 2015 modifiée). Les côtes basses dites anthropisées sont les côtes basses les plus aménagées et occupées par l'homme.....	21
Illustration 10 : Répartition en % de longueur de trait de côte du littoral peléen des différentes typologies côtières.....	21
Illustration 11 : Types de côte par secteurs (en ordonnée, longueurs de trait de côte, en m).....	22
Illustration 12 : Cartographie des dépôts magmatiques primaires associées aux éruptions magmatiques de 1902-1905 et de 1929-1932 (Westercamp et Traineau, 1983). (1) Dépôts de coulées pyroclastiques de cendre et de blocs ; (2) Dépôts de coulées pyroclastique diluées de granulométrie grossière ; (3) Dépôts de coulées pyroclastique turbulente et diluées ; (4) Dépôts de retombées de cendres (ep. >1m).....	27
Illustration 13 – Carte géologique simplifiée de la Montagne Pelée (Boudon et al., 2005 – modifié d'après Westercamp et Traineau, 1983b). 1: substratum (Mont Conil and Pitons du Carbet) and primitive edifice of Montagne Pelée; 2: pumiceous deposits (ash-and-pumice fall and flows); 3: scoria flow deposits; 4: block-and-ash flow deposits including the 1902-1905 and 1929-1932 eruptions; 5: recent lava domes of the summit area; 6: horseshoe-shaped structures and summit crater.....	30
Illustration 14 : Activité volcanique de Soufrière Hills de Montserrat d'après le Montserrat Volcano Observatory (MVO).....	31
Illustration 15 : Evolution du trait de côte de Montserrat entre 1989 et 2014 induite par l'activité volcanique.....	32
Illustration 16 : Principe de répartition des apports en matériaux suite aux éruptions de 1995 à 2010.....	32
Illustration 17 : Forte avancée du trait de côte essentiellement par dépôt primaire (coulées pyroclastiques) à Montserrat en 2010 (photo J.M. Bardintzeff). La distance entre Soufrière Hills et le littoral est comprise entre 3 km et 5 km.....	33
Illustration 18 : Charge sédimentaire présente en fond de lit de la rivière du Prêcheur (@BRGM 2017) contribuant aux apports secondaires.....	35
Illustration 19 : Apports secondaires actuels au niveau de l'embouchure de la rivière du Prêcheur (apport hétérométrique de sables, graviers et galets).....	35
Illustration 20 : Apports secondaires actuels au niveau de l'embouchure de la rivière Céron (apport hétérométrique de sables, graviers et galets).....	36
Illustration 21 : Les différents types de matériaux susceptibles d'être apporté sur un littoral suite à une activité volcanisme de type peléenne.....	37
Illustration 22 : Cordon sédimentaire alimenté notamment par les apports tertiaires en provenance de la Coulée Blanche.....	38
Illustration 23 : Principe de répartition des apports en matériaux suite à l'éruption de 1902 - 1905 (*données hydrosédimentaires issues de Nachbaur et al. (2015b)).....	38

Illustration 24 : Reconstitution du cordon littoral en avant des morphologies côtières préexistantes par les apports volcaniques liés à l'activité volcanique 1902-1905 (d'après Lalubie et Nachbaur, 2019).....	40
Illustration 25 : Les différentes phases d'apport de matériaux issus des éruptions sur un littoral du type de celui de la Montagne Pelée. L'échelle des absisses est sans dimension ; la durée de chaque phase, même relative est inconnue.....	41
Illustration 26 : Localisation des principales zones en recul depuis 1926 à partir de la comparaison des photographies aériennes et cartes anciennes disponibles	45
Illustration 27 : Vestiges potentiels du cordon volcanique des éruptions du XX ^{ème} siècle mis en évidence en 1951	47
Illustration 28 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 à l'embouchure de l'Anse Couleuvre.....	48
Illustration 29 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 à l'embouchure de la rivière de Basse Pointe.....	49
Illustration 30 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 à l'embouchure de la rivière Macouba.....	50
Illustration 31: Recul du trait de côte entre 1926 et 2006	52
Illustration 32 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 entre les Abymes et Anse Céron.....	53
Illustration 33 : Extrait de la carte topographique de 1926 entre Pointe Lamare et le Précheur. Feuille n° 68. Ce cordon sédimentaire centré sur l'embouchure de la rivière La Charmeuse, semble y être représenté.....	55
Illustration 34 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 dans le secteur du Quartier du Cimetière	56
Illustration 35 : Vues des deltas formés par les dépôts pyroclastiques en 1930 Photographies : Perret F (1939)	57
Illustration 36 : Mobilité du trait de côte dans le secteur de la rivière Blanche. A l'ouest de l'embouchure de la rivière Sèche, la portion de 500 m qui apparait en avancée correspond à l'aménagement d'une carrière.	57
Illustration 37 : Mobilité du trait de côte depuis 1926, dans le secteur de Sainte Philomène	58
Illustration 38 : Mobilité du trait de côte depuis 1926, à l'Anse Chalvet	59
Illustration 39 : Hypothèse formulée sur l'origine des terrains en recul depuis 1951	60
Illustration 40 : Estimation des vitesses d'érosion à partir des observations de 1926, 1951, 1982 et 2010. Les observations de 1926 et de 1982 n'ont été prises en compte dans la détermination des vitesses de recul que si l'incertitude était jugée acceptable.....	61
Illustration 41 : Reconstitution du cordon volcanique susceptible d'avoir été créé par l'éruption de 1902-1905	62
Illustration 42 : Vitesse d'érosion observée depuis 1926 selon la nature du cordon littoral.....	64
Illustration 43 : Cordon volcanique récent issu des apports secondaires et tertiaires des éruptions volcaniques de 1902-1905 à l'ouest de l'embouchure de Basse pointe : à gauche, fin 1902 (Lacroix, 1904) à droite, en 1906-1907 (Lacroix, 1908)	65
Illustration 44 : Affleurement des coulées pyroclastiques mises en place par les éruptions du début du siècle à l'embouchure de la rivière Claire	66
Illustration 45 : Affleurement des coulées pyroclastiques mises en place par les éruptions du début du siècle	66

Illustration 46 : Affleurement à l'embouchure sud de la Rivière Sèche correspondant probablement à des coulées pyroclastiques mises en place par les éruptions du début du siècle surmontant les Nuées NRS indiquées sur la carte géologique	67
Illustration 47 : Description lithologique de la Coulée Blanche (en rouge) à travers différents sondages	68
Illustration 48 : Une zone de remaniement (en vert) constituant un cordon volcanique sensible au recul du trait de côte au Quartier du Cimetière et de Sainte Philomène	70
Illustration 49 : Côte rocheuse peu consolidée constituée d'une alternance de dépôts volcaniques à Anse Céron	71
Illustration 50 : Nature géologique du cordon littoral actuel au niveau de l'anse Céron	72
Illustration 51 : Nature lithologique du cordon littoral actuel au niveau d'Anse Chalvet	73
Illustration 52 : Bathymétrie des fonds marins Source des données bathymétriques : http://www.shom.fr/	75
Illustration 53 : Critères retenus comme déterminants pour expliquer les vitesses de recul du trait de côte	77
Illustration 54 : Profils en long topo-bathymétrique des principales rivières de la Montagne Pelée. Lalubie (2010)	79
Illustration 55 : Représentation schématique de la situation des rivières en terme d'importance de la dynamique sédimentaire en lien avec les éruptions du début du siècle de la Montagne Pelée par comparaison avec la dynamique ordinaire. La dynamique d'apport secondaire se poursuit probablement pour les rivières incisant des dépôts primaires comme la Coulée Blanche. (L'échelle des absisses est sans dimension ; la durée de chaque phases, même relative est inconnue)	80
Illustration 56 : Influence persistante des éruptions du début du siècle sur la dynamique sédimentaire sur le littoral de la Coulée Blanche	81
Illustration 57 - Causes des variations du niveau marin relatif (adapté d'après Cazenave et Le Cozannet, 2014)	82
Illustration 58 : Projections régionalisées (pour les Petites Antilles) d'élévation du niveau de la mer pour le RCP 8.5 jusqu'à l'horizon 2100 (d'après Le Cozannet et al., in prep – projet C3AF). En pointillé large, les projections avec un intervalle de confiance entre 5 et 95 %. En pointillé fin, les projections avec un intervalle de confiance entre 0,5 et 99,5 %.	83
Illustration 59 : Principe de détermination de la future position du trait de côte	84
Illustration 60 : Enrochement hétérogène de protection mis en place sur une largeur limitée et dont la pérennité et l'efficacité ne sont pas garantis. Quartier du Cimetière	85
Illustration 61 : Enrochement de protection mis en place sur une hauteur et une largeur conséquente. Pointe Lamarre	85
Illustration 62 : Synthèse des considérations prises en compte par secteur	88
Illustration 63 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur la Coulée Blanche (commune de Sainte Pierre)	88
Illustration 64 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur le quartier de Sainte Philomène	89
Illustration 65 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur le quartier du Cimetière	89
Illustration 66 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur l'anse Céron	90
Illustration 67 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur l'anse Chalvet	90

Illustration 68 : Caractéristiques des supports utilisés pour la digitalisation des indicateurs	99
Illustration 69 : Exemples de supports utilisés pour la digitalisation des indicateurs	100
Illustration 70 : Définition des deux indicateurs retenus pour suivre la mobilité du littoral Peléen	101
Illustration 71 : Exemple de trait de côte selon le type de côte : « Limite de végétation » pour les côtes basses et « pied de falaise » pour les côtes rocheuses.....	101
Illustration 72 : Délimitation du « cordon sédimentaire » sur l'orthophotographie de 2010.....	102
Illustration 73 : Mobilité du trait de côte entre 1926 et 2010 (secteur le Prêcheur - Anse Belleville).....	102
Illustration 74 : Vues du front de mer de Basse-Pointe fin 1902 A. Le delta torrentiel ; B. La plage formée par la redistribution de matériaux par la dérive littorale (Photographies : A. Lacroix, 1904). (Source : Ponts et Chaussées, 1906, Arch. Dép.: 1 Fi 131. L'extension des dépôts lahariques dans le bourg de Basse-Pointe	107
Illustration 75 : Embouchure de la rivière de Basse Pointe en 1906-1907. A) : L'extension des dépôts lahariques dans le bourg de Basse-Pointe en 1906 (Ponts et Chaussées, 1906). B) : La même anse que l'illustration précédente B en 1907 (Lacroix, 1908)	107
Illustration 76 : Comparaison de l'étendue des cordons sableux entre 1951 et 2010.....	117
Illustration 77 : Forte variabilité de la limite de la plage (jet de rive) sur l'anse du Souffleur (à gauche) et rivière Trois Bras (à droite) par comparaison des photographies aérienne de 1951, 2010, 2013 et 2017	119
Illustration 78 : Mobilité du trait de côte à l'embouchure de la Roxelane entre 1951 et 2010	121
Illustration 79 : Mobilité du trait de côte à l'embouchure de la Rivière des Pères entre 1951 et 2010	122
Illustration 80 : Mobilité du trait de côte à l'embouchure de la Rivière du Prêcheur entre 1951 et 2010	123

Liste des annexes

Annexe 1 Méthode utilisée pour le suivi du trait de côte dans le cadre de cette étude.....	97
Annexe 2 Photographie des apports sédimentaires liés aux éruptions volcaniques historiques de la Montagne Pelée collectées dans Lalubie et Nachbaur (2019).....	105
Annexe 3 Reconstitution cartographique de l'impact des éruptions de 1902 et 1929 par Lalubie et Nachbaur (2019).....	109
Annexe 4 Dynamique du littoral Peléen non particulièrement liée aux éruptions volcaniques du XXème siècle	115

1. Cadre et objectif

Le littoral de la Montagne Pelée situé au nord de la Martinique est connu pour subir un recul plus rapide que le reste du littoral martiniquais, menaçant ainsi de nombreux enjeux et usages. Interface entre le domaine continental et le domaine marin, le milieu littoral subit de nombreuses influences naturelles d'origine aussi bien continentale que marine. L'évolution d'un littoral résulte d'un ensemble de facteurs et de processus en interrelation rendant souvent la détermination des causes de l'évolution constatée difficile. Dans le cas particulier de volcans actifs comme la Montagne Pelée, la dynamique du littoral est intimement liée à l'activité volcanique. Pour mettre en place des politiques d'aménagement appropriées dans cet espace dynamique, il convient d'abord de comprendre les mécanismes particuliers auxquels ce littoral est soumis.

L'Agence des 50 pas géométriques de Martinique a ainsi monté un projet associant géosciences et sciences sociales⁵ dans le cadre d'un appel à projet lancé par la Fondation de France en 2015⁶. L'Agence a sollicité le BRGM et l'Association Nature et Volcans Caribéens (ANVC) pour assurer le volet 1 de l'étude ciblée sur l'étude de la dynamique du littoral de la Montagne Pelée et dont les résultats font l'objet du présent rapport. À partir de constats historiques et d'analogie avec des contextes insulaires volcaniques similaires, l'étude s'est attachée à expliquer les reculs constatés pour apprécier l'évolution future de ce littoral.

L'étude s'étend sur 40 km sur le pourtour du massif géologique de la Montagne Pelée, depuis l'embouchure de la Rivière Capot à l'est (commune du Lorrain) jusqu'à la pointe Sainte-Marthe au sud de la commune de Saint Pierre.

Les chapitres 2 à 4 définissent les concepts physiques de ce qui fait la particularité de l'étude : la dynamique d'un littoral dans un contexte de volcanisme actif.

L'étape suivante a consisté à compléter les constats historiques déjà existants par des recherches historiques et géologiques pour reconstituer l'emprise du cordon littoral « volcanique » créé par les dernières éruptions de la Montagne Pelée (1902-1905 et 1929-1932) et préciser sa dynamique spatio-temporelle. Ces constats et leur interprétation font l'objet du chapitre 5. A partir de ces constats historiques, il a été possible d'identifier la part des processus morpho-dynamiques liés à l'activité volcanique du début du siècle dans la dynamique littorale constatée, d'identifier les facteurs d'érosion du cordon littoral actuel (chapitre 6) et de proposer des scénarios d'évolution de ce littoral (chapitre 7).

Dans cette étude, on conservera la notion de « cordon littoral » pour caractériser de manière générale, les zones basses d'accumulation sédimentaire soumises au recul et à l'avancée du trait de côte à laquelle on ajoute, la notion de « cordon volcanique récent » pour qualifier spécifiquement le nouveau cordon littoral induit par les apports sédimentaires des éruptions volcaniques du XX^{ème} siècle.

⁵ intitulé « l'influence des processus morpho-dynamiques volcaniques récents dans la dynamique littorale de la Montagne Pelée - Prise en compte dans l'aménagement des lieux habités »

⁶ « Quels littoraux pour demain? Savoirs, pratiques, vision et représentations de l'avenir »

2. Présentation du littoral de la Montagne Pelée

2.1. LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE LA MARTINIQUE

Bordant le massif géologique de la Montagne Pelée, le littoral étudié s'étend sur 40 km, depuis l'embouchure de la Rivière Capot à l'est (commune du Lorrain) jusqu'à la pointe Sainte-Marthe au sud de la commune de Saint Pierre à l'ouest. Il correspond à la partie septentrionale de la Martinique.

2.1.1. Les formations géologiques les plus jeunes

Les formations géologiques qui constituent cette partie de l'île, sont associées à l'activité volcanique la plus récente de la Martinique : le Mont Conil (de 500 000 ans à 100 000 ans – orange clair) et la Montagne Pelée (active depuis 150 000 ans – orange foncé) (cf. Illustration 1). À titre de comparaison les plus anciennes formations géologiques affleurantes de la Martinique apparaissent il y a 25 Ma⁷ sur la Caravelle et la Presqu'île de Sainte Anne.

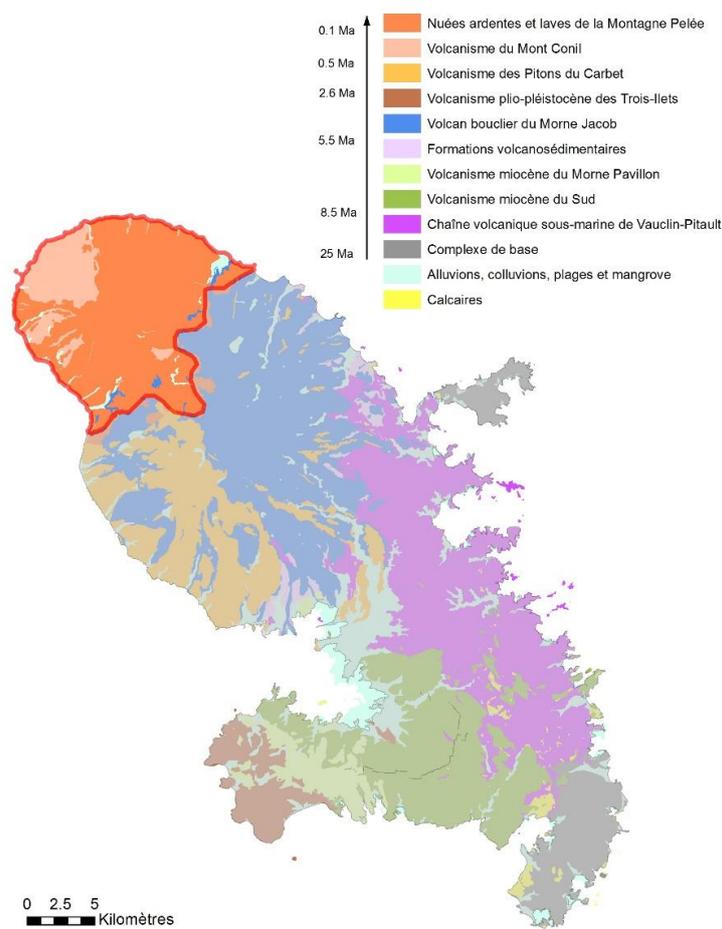


Illustration 1 : Carte géologique simplifiée de la Martinique (modifié d'après Westercamp et al., 1990)

⁷ MA : Million d'années

2.1.2. Trois secteurs géographiques

Le massif du Nord Martinique est constitué de trois grands secteurs géographiques décrits par Lalubie et Nachbaur (2019) dans l'illustration 2. Chacun est homogène en terme de géologie et de type de relief, le secteur du Mont Conil étant le seul à ne pas intercepter les formations volcaniques issues de la Montagne Pelée.

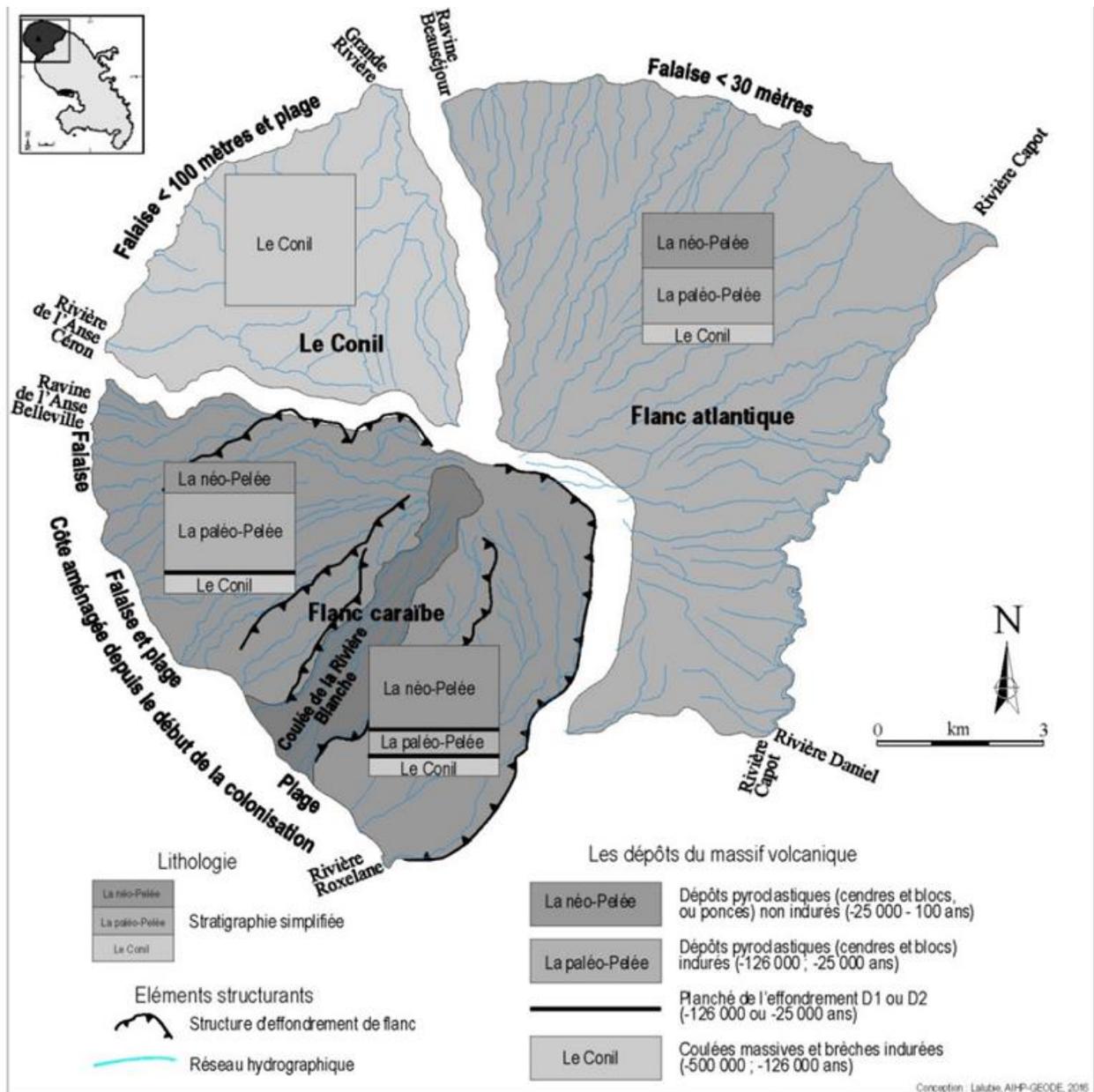


Illustration 2 : Trois secteurs géographiques homogènes (conception Lalubie, AIHP-GEODE, 2016)

2.2. TYPOLOGIE DU LITTORAL PÉLÉEN

2.2.1. Quelques précisions terminologiques préalables

Le littoral peléen se décompose spatialement en différentes entités susceptibles d'évoluer à différentes échéances de temps :

- Un cordon sédimentaire défini comme une zone d'accumulation de sable ou de galets qui borde les côtes basses ou les côtes rocheuses présentées ci-après. Ce cordon connaît alternativement des périodes d'engraissement ou d'érosion et peut fortement évoluer lors d'événements énergétiques (tempêtes et cyclones, houles lointaines etc.);
- Le « littoral » stricto sensu qui peut prendre plusieurs formes :
 - o Une côte basse qui présente un relief peu marqué, souvent colonisé par la végétation et occupé par l'homme. Cette zone est caractérisée par une mobilité permanente avec des phases d'avancée et de recul. Exemple : cônes alluviaux à l'embouchure des rivières, « plaine » de Sainte Philomène, de Saint Pierre...
 - o Une côte rocheuse vouée seulement à reculer (sauf lors de sa mise en place suite à une éruption où ce type de côte peut être en avancée) ;
 - o Une succession de côtes basses et de côtes rocheuses.

A ces définitions générales, on a défini spécifiquement pour cette étude, la notion de cordon volcanique récent pour définir le nouveau cordon littoral créé par les apports des dernières éruptions volcaniques de la Montagne Pelée (1902-1905 et 1929-1932). Ce nouveau cordon prend des formes variées : cordon sédimentaire, côte basse ou côte rocheuse. En effet, dans certains cas, il constituera un escarpement rocheux tel que le front des coulées pyroclastiques au niveau de la Rivière Blanche (quelques mètres de hauteur). Dans d'autres cas, cet ensemble sera constitué de dépôts de nature variée intercalés les uns dans les autres (coulées pyroclastiques concentrées surmontant des dépôts torrentiels, des lahars, etc.). Dans d'autres cas, ces apports forment un cordon sédimentaire (meuble non consolidé) en avant de paléomorphologies (e.g. falaises mortes) marquant l'ancien rivage.

Les Illustration 4 et Illustration 5 présentent ces configurations et l'illustration 3 précise leur dynamique.

	Dynamique possible en période de repos volcanique	Echelle de temps de la mobilité en temps ordinaire	Exemple
<u>Cordon sédimentaire</u>	Erosion ou accrétion	Court terme (~ au cours d'une année)	Cordon de galets, plage sableuse
<u>Côte basse</u>	Recul ou avancée	Moyen (décennal) et long terme (multi-décennal)	Cône alluvial, côte basse de Sainte Philomène, de Saint Pierre
<u>Côte rocheuse</u>	Recul	Brutal et non continue dans le temps	Falaise, Coulée Blanche

Illustration 3 : Caractéristiques des différentes entités

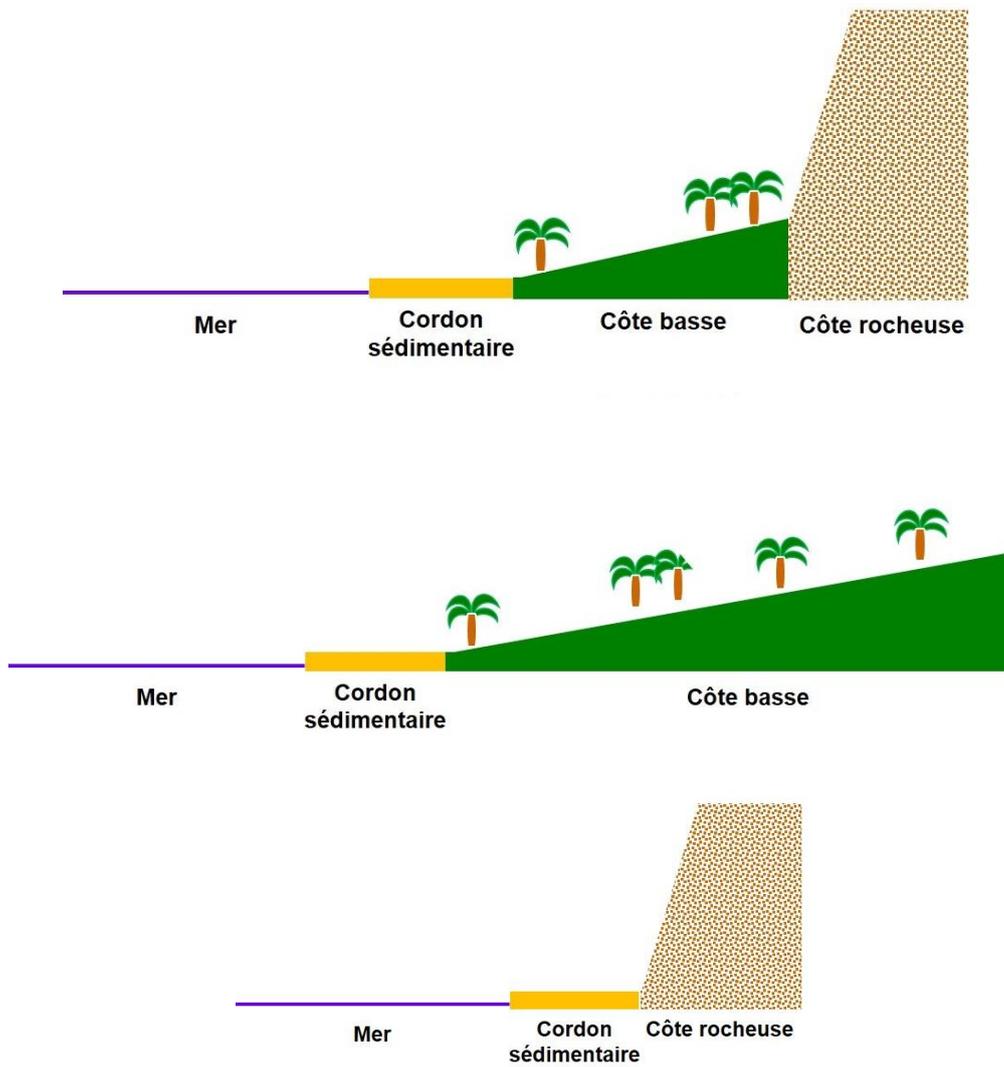


Illustration 4 : Configurations possibles (hors artificialisation)



Illustration 5 : Terminologie retenue pour décrire le littoral

2.2.2. Répartition spatiale des côtes basses et des côtes rocheuses

La majorité des 40 km de côte étudiés est directement bordé par des côtes rocheuses escarpées (45% - cf. Illustration 10) d'une hauteur significative. Ces côtes rocheuses peuvent être directement en contact avec la mer (falaises vives de l'illustration 6) ou protégées par des ouvrages de défense. Les côtes à falaises ne peuvent que reculer ; leur recul est souvent complexe à appréhender du fait de la combinaison de la nature géologique (variations latérales de faciès, altération, ...), des structures existantes (fractures, failles, ...), des actions continentales (infiltration, ruissellement...) en haut de falaise et des actions directes de la mer en pied (vagues).

Un quart du littoral est artificialisé (ouvrages de protection de type enrochements, cf. Illustration 7) illustrant les enjeux liés à l'occupation humaine face au recul du trait de côte.

Le reste du linéaire, soit 29 %, est constitué de côtes basses naturelles (Illustration 8), caractérisées par une mobilité permanente de leur trait de côte avec des phases d'avancée et de recul.



Illustration 6 : Côtes rocheuses – exemple des falaises vives de Macouba qui atteignent une quarantaine de mètres de hauteur



Illustration 7 : Côtes basses anthropisées - exemple des enrochements du bourg de Basse Pointe



Illustration 8 : Côte basse naturelle végétalisée - Exemple de cône alluvial comme celui de la Pointe Raisiniers – Rivière Capot

L' Illustration 9 présente la carte des différentes natures de trait de côte du littoral péleén.

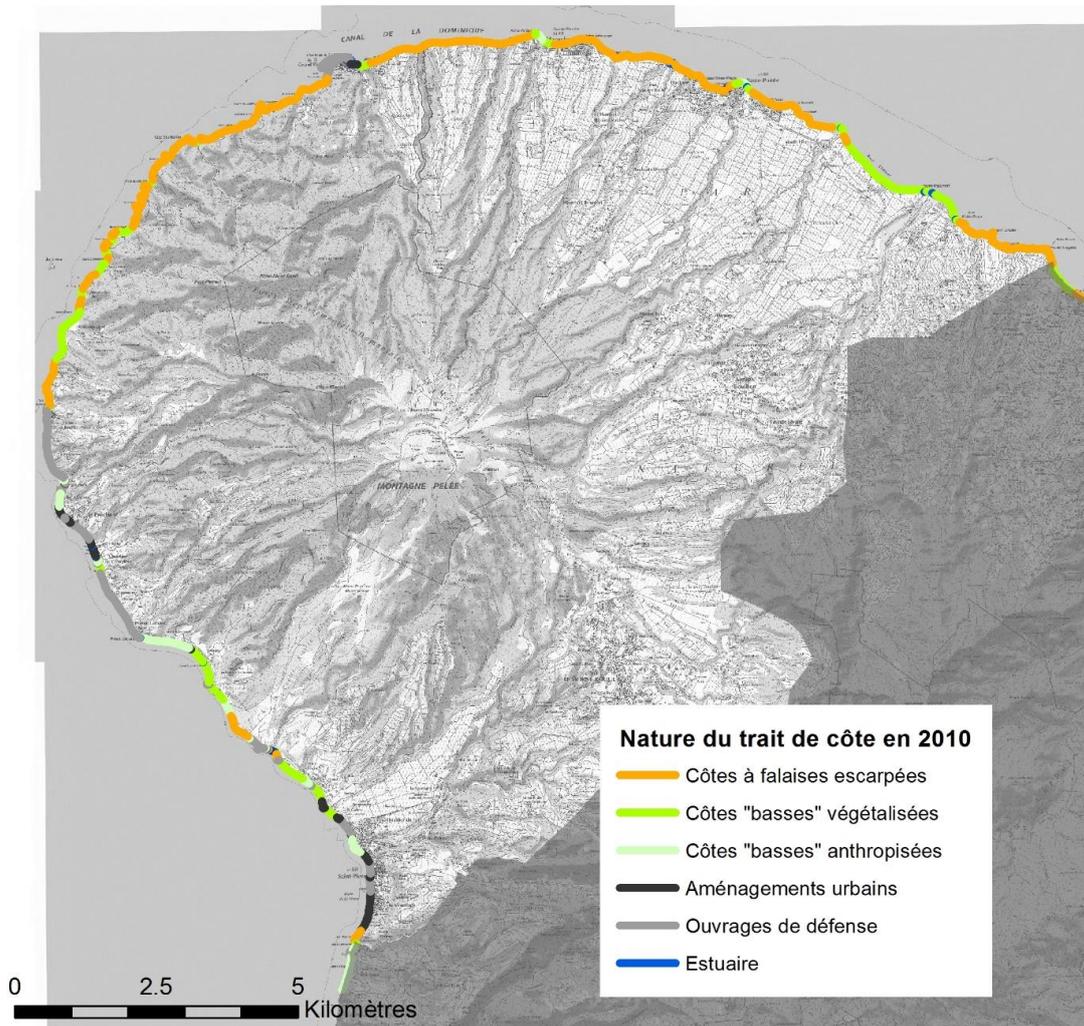


Illustration 9 : Typologie du littoral péleén (source Nachbaur et al., 2015 modifiée). Les côtes basses dites anthropisées sont les côtes basses les plus aménagées et occupées par l'homme

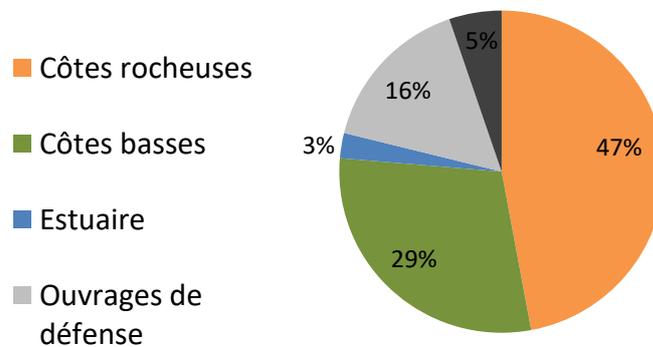


Illustration 10 : Répartition en % de longueur de trait de côte du littoral péleén des différentes typologies côtières

2.2.3. Description par secteur géographique

Les trois secteurs géographiques présentés au § 2.1.2 sont caractérisés par des littoraux spécifiques (cf. Illustration 11) :

- Le secteur Caraïbe est dominé par l'artificialisation du trait de côte et l'absence de falaises escarpées ;
- Le secteur Atlantique est constitué d'une succession de falaises vives escarpées de grande hauteur et d'embouchures de rivières formant des deltas ;
- Le secteur du Mont Conil est constitué d'une succession de falaises rocheuses escarpées qui délimitent de petites baies de plages donnant lieu à une succession de petites plages de poche alimentées par des rivières ou ravines.

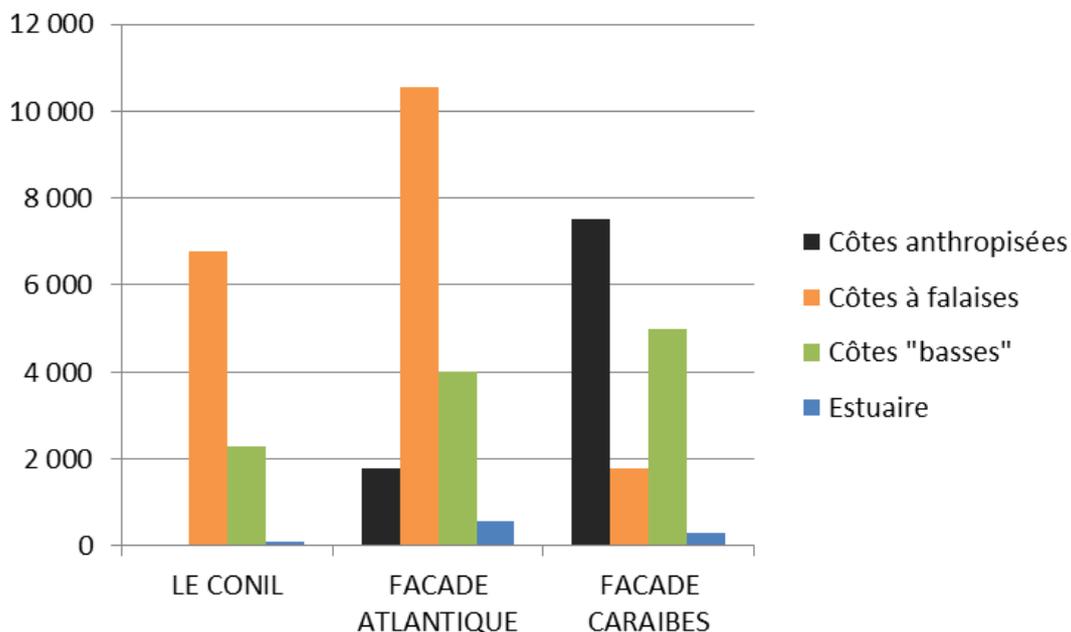


Illustration 11 : Types de côte par secteurs (en ordonnée, longueurs de trait de côte, en m)

Secteur Caraïbe

Une grande partie du littoral de la côte Caraïbe est aujourd'hui fixée par des ouvrages de défense ou des aménagements.

Le linéaire de côte basse non protégée se concentre surtout entre la Pointe Lamarre et le bourg de Saint Pierre puis au-delà du quartier des Abymes. Les principaux cônes alluviaux sont restés naturels : les embouchures de la Rivière Anse Céron, de la Rivière du Prêcheur au quartier des Abymes, de la rivière des Pères et de la Roxelane au nord du bourg de Saint Pierre. Un certain nombre de rivières qui prennent leur source sur les contreforts de la Montagne Pelée ne présente pas de delta bien marqué au niveau de leur embouchure. C'est le cas notamment de la ravine Akar qui débouche dans le quartier du Cimetière, de la rivière de la Pointe Lamarre, de la ravine Cheneaux...

Cette portion du littoral présente une rupture de pente marquée dans la proche bathymétrie, en opposition avec la côte Atlantique.

Secteur Conil

Le secteur du Conil se présente comme une succession de plages de poche limitées par des falaises rocheuses escarpées qui bordent le littoral et peuvent atteindre jusqu'à 200 m de hauteur. Ces plages présentent une largeur variable jusqu'à 25 m pour les plus larges en 2010 (Anse à Voile en l'occurrence).

Certaines de ces plages sont coincées dans les échancrures de la topographie tandis que d'autres (Anse des Galets, Anse Dufour..), situées en fond de vallées, sont alimentées par une rivière ou ravine qui prend sa source dans les formations géologiques du Mont Conil. Aucun de ces cours d'eau ne draine les flancs de la Montagne Pelée. La granulométrie des sédiments qui composent ces plages de poches est très variable.

Ce secteur du littoral est caractérisé par une bathymétrie d'avant-côte douce sans rupture de pente marquée, en opposition avec la côte Caraïbe.

Secteur Atlantique

La partie Atlantique est constituée aujourd'hui d'une succession de falaises vives escarpées de grande hauteur (d'une quarantaine de mètres pour les plus grandes) et de deltas bien développés (Grande Rivière, Rivière de Basse Pointe, Rivière Capot) ou moins développés (Rivière de Macouba, Rivière Pocquet). Les falaises sont bordées d'un cordon sédimentaire de galets.

Ces deltas s'établissent aux embouchures des rivières les plus importantes qui prennent (à l'exception de la rivière Pocquet) leur source sous le sommet de la Montagne Pelée. Les rivières qui prennent leurs sources à plus basse altitude ne présentent pas de deltas étendus ou pérennes.

Sur ce secteur du littoral, l'unique côte basse est l'Anse Chalvet qui s'étale sur plus de 1,5 km entre les deltas des rivières Pocquet et Capot. La largeur du cordon sédimentaire, constitué de blocs et de galets, varie entre 10 et 30 m.

En ce qui concerne la bathymétrie, ce secteur du littoral est comme celui du Conil caractérisé par une avant côte douce sans rupture de pente marquée, en opposition avec la côte caraïbe.

3. Contexte volcanique de la Montagne Pelée

La Martinique est composée de plusieurs centres volcaniques qui se sont succédés entre la fin de l'Oligocène à aujourd'hui. La Montagne Pelée, située dans la partie nord de l'île, est le seul volcan actif de la Martinique. Les principales sources bibliographiques exploitées dans les paragraphes suivants sont Westercamp et Traineau (1983b), Tanguy (1994), Boudon et al. (2005) et Germa et al. (2011).

3.1. ÉRUPTIONS HISTORIQUES DE LA MONTAGNE PELEE (DEPUIS 1635)

Au cours des derniers siècles, la Montagne Pelée a été l'un des volcans les plus actifs et les plus dangereux de l'arc des Petites Antilles. Depuis l'établissement des Européens en 1635, elle est rentrée en éruption à quatre reprises : en 1792 et 1851 (éruptions phréatiques mineures), puis en 1902-1905 et 1929-1932 (éruptions magmatiques à croissance de dômes précédées de petites éruptions phréatiques). L'éruption de 1902-1905 fut l'une des plus meurtrières que le monde ait connues (30 000 victimes).

3.1.1. Les éruptions phréatiques de 1792 et 1851

La première éruption, d'intensité légère, débuta en janvier 1792 et se termina trois mois plus tard. Elle a produit des chutes de blocs et de cendres qui contenaient du matériel non juvénile impactant une zone très limitée à la partie sommitale du volcan (Boudon et al., 2005).

La seconde éruption survenue entre août et octobre 1851, fut plus manifeste. Plusieurs explosions phréatiques ont impliqué des petites quantités de cendres et lapilli puis des chutes de blocs ainsi que des fumerolles et projections de boue et qui ont détruit la végétation sur plusieurs centaines de mètres à la ronde et jusqu'à la crête de la montagne (Lacroix, 1904). Des retombées de cendres fines ont atteint la ville de Saint-Pierre située à 7 km.

3.1.2. L'éruption à croissance de dôme de 1902 – 1905

Cette éruption meurtrière a été décrite en détail par A. Lacroix en 1904. Le volume total de magma émis au cours de l'éruption peut être estimé entre 0,2 et 0,4 km³ (Tanguy, 1994) et son développement est habituellement décrit en trois étapes principales.

La phase pré-cataclysmique : Au début de l'année 1902 l'activité fumerolienne augmente dans le cratère et, à partir d'avril 1902, l'activité humaine du côté sous le vent du volcan devint difficile. Puis, le 23 avril, la première explosion phréatique s'est produite. Au cours des 15 jours suivants, de nombreux phénomènes phréatiques ont produit une épaisse couche de cendres sur le flanc ouest du volcan et une couche beaucoup plus mince sur la ville de Saint-Pierre. Le 5 mai, un lahar déclenché par la destruction d'un barrage naturel dans le cratère de l'Etang Sec s'est propagé dans la vallée de la rivière Blanche, tuant 23 personnes dans l'usine Guérin. Des descriptions, par les habitants de Saint Pierre dans la nuit du 5 mai, d'incandescence au sommet nous renseigne sur la présence de magma en surface à l'intérieur du cratère.

La phase cataclysmique : elle débute le 8 mai, à 8h02 et se termine le 30 août, l'éruption a été caractérisée par une série d'au moins sept explosions violentes et destructrices qui ont eu lieu à la

base du dôme de lave en croissance dans le cratère de l'Étang Sec. La première explosion a détruit la ville de Saint-Pierre et tué plus de 28 000 personnes. La dernière explosion, le 30 août, a partiellement détruit le village de Morne Rouge, situé sur le flanc sud du volcan, faisant 1 500 victimes supplémentaires. Des études détaillées des dépôts de 1902 (Lajoie et al., 1989, Boudon et al., 1990, Bourdier et al., 1989, Charland et Lajoie 1989) montrent que ces événements catastrophiques sont dus à des coulées pyroclastiques turbulentes et diluées de haute énergie associées à des explosions latéralement dirigées à la base du dôme de lave en croissance et dont les dépôts ont couvert de vastes zones sur les flancs sud et ouest du volcan. Tout au long de cette phase, le dôme de lave s'est développé continuellement à l'intérieur du cratère de l'Étang Sec, atteignant sa taille maximale en août 1902 (Lacroix, 1904, Tanguy, 1994). Parallèlement, de nombreux coulées pyroclastiques de blocs et de cendres associées à des déstabilisations gravitaires de parties du dôme se sont canalisées dans les vallées des rivières situées sur les flancs de la Montagne Pelée dont la vallée de la rivière Blanche, située du côté sud-ouest du volcan.

La phase post-cataclysmique : Du 30 août 1902 au début de 1905, le dôme de lave continue de croître et de nombreux coulées pyroclastiques de blocs et de cendres emplissent en partie la vallée de la rivière Blanche. Cette période d'activité magmatique a été marquée par la croissance d'une grande épine au sommet du dôme de lave de septembre 1902 à mars 1903. Elle a atteint une hauteur maximale de 350 m au-dessus du sommet du dôme de lave, et son diamètre de ~ 50 m donne une indication de la largeur supérieure du conduit d'alimentation.

3.1.3. L'éruption à croissance de dôme de 1929 – 1932

Après 24 ans d'activité fumerolienne, une nouvelle éruption au sommet de la Montagne Pelée débute en novembre 1929. Comme en 1902, elle a débuté par une série d'explosions phréatiques dont les cendres ont recouvert une grande partie du flanc ouest du volcan. De décembre 1929 à 1932, un nouveau dôme de lave s'est formé dans le cratère de l'Étang Sec et sur la partie occidentale du dôme de lave de 1902-1905. Les zones instables de ce dôme de lave se sont effondrées créant de nombreuses coulées pyroclastiques de blocs et de cendres dans la vallée de la rivière Blanche finissant de la combler. Nous n'avons que peu de contrainte sur les volumes émis au cours de cette éruption. Il semble raisonnable de penser que le volume de magma émis est nettement inférieur à 0.1 km^3 . L'accumulation de dépôts de blocs et de cendres provenant des éruptions de 1902-1905 et de 1929-1932 peut être supérieure à 60 m à certains endroits de la vallée de la rivière Blanche. Au cours de l'éruption de 1929-1932 (décrite en détail par F. Perret, 1937) il n'y avait pas d'activité hautement explosive comme celle qui a été observée au cours de la phase cataclysmique de l'éruption de 1902-1905.

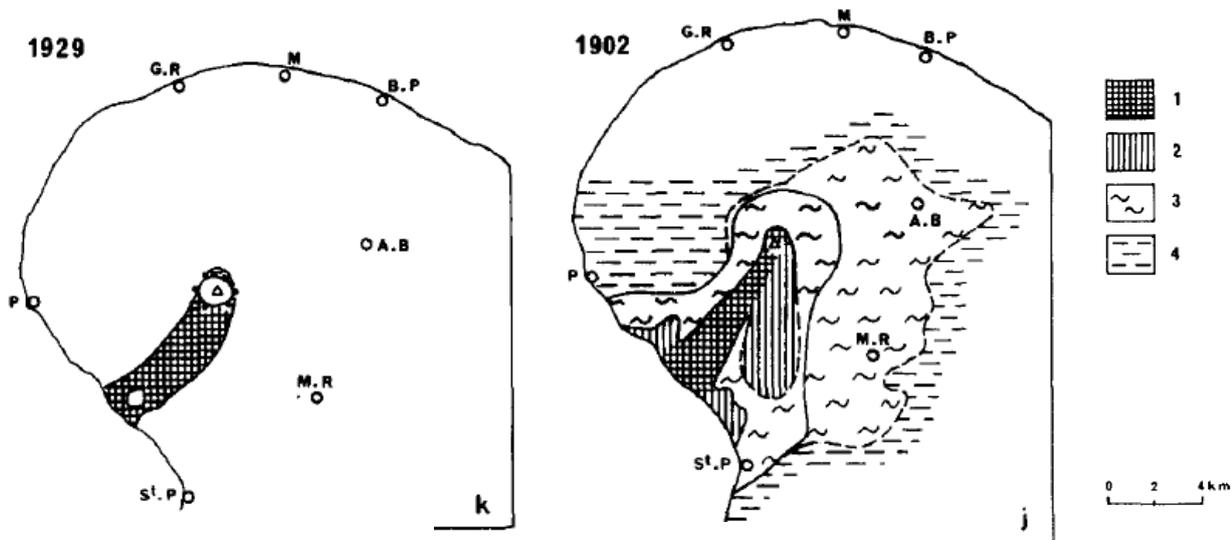


Illustration 12 : Cartographie des dépôts magmatiques primaires associées aux éruptions magmatiques de 1902-1905 et de 1929-1932 (Westercamp et Traineau, 1983). (1) Dépôts de coulées pyroclastiques de cendre et de blocs ; (2) Dépôts de coulées pyroclastique diluées de granulométrie grossière ; (3) Dépôts de coulées pyroclastique turbulente et diluées ; (4) Dépôts de retombées de cendres (ep. >1m).

3.2. L'ACTIVITÉ RÉCENTE DE LA MONTAGNE PELÉE (16 000 ANS A NOS JOURS)

La datation systématique des dépôts magmatiques au C^{14} a permis d'identifier 28 éruptions magmatiques au cours des 16 000 dernières années de la phase récente de l'activité de la Montagne Pelée dont 18 au cours des 5 000 dernières années (Westercamp et Traineau, 1983b). Les résultats préliminaires des études téphro-chronologiques sur des carottes marines, échantillonnées à l'ouest de la Montagne Pelée, indiquent que le nombre d'éruptions magmatiques identifiées sur terre a été largement sous-estimé (Boudon et al., 2005).

Au cours de cette période, deux grands types d'éruptions magmatiques successives ont été identifiés. En effet, les dépôts mettent d'abord en évidence des unités de retombées de ponces pliniennes et des coulées pyroclastiques de ponces et de cendres et dans un second temps des dépôts de coulées pyroclastiques concentrées associées à la croissance d'un dôme de lave. Ainsi, sur les 28 éruptions enregistrées à terre, 10 sont interprétées comme ponceuses (de P1 la plus récente à P10) alors que les autres sont interprétées comme des éruptions à croissance de dôme (Westercamp et Traineau, 1983b).

Les éruptions explosives ponceuses sont principalement de type plinienne associées à la mise en place d'une colonne éruptive verticale de plusieurs kilomètres à dizaines de kilomètres de haut.

Les nombreuses éruptions à croissance de dôme enregistrés à terre durant cette période caractérisent l'activité récente de Montagne Pelée (Boudon et al., 2005). Il y a deux grands type d'activité pyroclastique associés à ces éruptions à croissance de dôme et les deux éruptions historiques sont de bons exemples de ces deux types d'activité : (1) le premier résulte des effondrements gravitaires de dômes qui ont généré des coulées de blocs et de cendres canalisées dans les vallées principales situées à la base du dôme de lave (eg., 31/08/1902-04/07/1905 (Lacroix, 1908, p. 5) + 1929-1932) ; (2) le second, moins abondant, produit des explosions violentes latéralement dirigées à la base du dôme de lave en croissance, générant des écoulements pyroclastiques turbulents et dilués très mobiles (eg. 8 mai-30 aout 1902).

3.3. TYPOLOGIE DES DÉPÔTS VOLCANIQUES DE LA MONTAGNE PELÉE

3.3.1. Nomenclature des dépôts éruptifs

La terminologie des dépôts volcaniques est aussi complexe que les phénomènes eux-mêmes. Nous avons choisi de définir ici tous les dépôts pyroclastiques et volcanoclastiques observés dans la partie nord de la Martinique et principalement associés aux éruptions de 1902-1905 et de 1929-1932 de la Montagne Pelée.

Les retombées pyroclastiques

Les dépôts de retombées pyroclastiques se forment à partir de la sédimentation au travers de l'atmosphère de particules fragmentées durant une éruption explosive (magmatique ou phréatique). Ces particules sont transportées dans un premier temps verticalement à partir d'une colonne éruptive et puis dans un deuxième temps latéralement en fonction des vents dominants avant de retomber par gravité. En fonction du processus éruptif, de la lithologie, de la taille et de la composition des particules, on distingue différents types de dépôts de retombées (i.e., retombées pliniennes, subpliniennes, vulcaniennes, phréatomagmatiques et retombées de cendres phréatiques, ...).

Les dépôts de retombées pyroclastiques peuvent recouvrir de très large superficie sur des épaisseurs très variables dépendant entre autre des processus éruptifs, de la distance à l'événement et des régimes de vents.

Les écoulements pyroclastiques

Les écoulements pyroclastiques sont des mélanges intimes à haute température de fragments, cendres et de gaz volcanique, plus dense que l'air et qui vont déferler sur les flancs du volcan de façon radiale à la source éruptive (sous l'effet de la gravité et à des vitesses plus ou moins grandes). Les écoulements pyroclastiques constituent le phénomène éruptif le plus dangereux, car ils se forment lors de toute éruption explosive impliquant un magma visqueux et riche en gaz, ainsi que lors de toutes les éruptions à croissance de dômes. On distingue plusieurs types d'écoulement pyroclastique en fonction de la concentration en particules solides, de l'origine de la fragmentation, de la granulométrie des fragments et de leur dynamique de transport.

- **Les écoulements pyroclastiques concentrés**

Ce sont des écoulements qui se propagent par gravité sans turbulence et se caractérisent par une concentration en particules supérieure à 10 % du volume, contenue principalement dans la partie basale de l'écoulement. Cette lame basale est la partie de l'écoulement où l'on rencontre les vitesses d'écoulement maximales : de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres par seconde. Ces écoulements présentent une surface libre au-dessus de laquelle la concentration en particules diminue brusquement formant un nuage cendreuse très volumineux mais très peu chargé (Wilson et Houghton, 2000).

Les dépôts formés par des écoulements pyroclastiques concentrés montrent une grande variabilité dans leur volume, épaisseur, distance d'écoulement et nature des clastes. Ces écoulements pyroclastiques concentrés se propageant par gravité, nous retrouvons les dépôts associés majoritairement canalisés dans les vallées à la base du dôme jusqu'à leur embouchure et sur des épaisseurs pouvant faire plusieurs mètres à dizaines de mètres. Il s'agit typiquement des dépôts associés à la formation de la coulée Blanche.

Dans le contexte récent de l'activité magmatique de la Montagne Pelée, on peut recenser plusieurs modes de formation de coulées pyroclastiques concentrées qui sont principalement liés :

- (1) À l'effondrement de colonnes éruptives verticales plus ou moins soutenues (coulées pyroclastiques ponceuses ou scoriacées) ;
- (2) À l'effondrement par instabilité gravitaire de la totalité ou d'une partie d'un dôme de lave (coulées pyroclastiques de blocs et de cendres) ;
- (3) À la sédimentation rapide d'un écoulement pyroclastique dilué et turbulent qui interagit avec la topographie (Druitt et al., 2002).

• Les écoulements pyroclastiques dilués et turbulents

Ce sont des écoulements pour lesquels la concentration en particules solides est très faible (entre 0.1 et 1 % du volume) et augmente progressivement vers la base de l'écoulement. Les vitesses d'écoulements sont typiquement de l'ordre de quelques dizaines de mètres par seconde mais peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres par seconde pour les écoulements très dilués et très turbulents (« blast » en anglais). Les écoulements pyroclastiques dilués et turbulents se propage radialement sous l'effet de la gravité mais sans être influencés par la topographie ni par le vent. Nous retrouvons les dépôts associés à ces phénomènes sur de plus larges zones que pour les coulées pyroclastiques concentrés, préférentiellement canalisées dans les vallées, mais sur des épaisseurs globalement beaucoup plus faible (hormis pour les faciès proximaux) de quelques centimètres à mètres.

Dans le contexte récent de l'activité magmatique de la Montagne Pelée, on peut recenser plusieurs modes de formation de coulées pyroclastiques turbulentes et diluées qui sont principalement liés :

- (1) À une explosion latéralement dirigée d'un dôme ou cryptodôme actif (« blast » en anglais),
- (2) À l'effondrement d'une partie d'un dôme de lave actif provoquant une détente tardive des gaz volcaniques piégés,
- (3) À l'interaction entre un écoulement pyroclastique concentré et les irrégularités de la topographie (Komorowski et al., 2010),
- (4) Par débordement latéral du nuage de cendres dilué et peu turbulent (« ash clouds surge » en anglais) à partir d'un écoulement concentré qui accélère le long d'une pente et rencontre un changement important du profil de pente ou débouche sur une zone plus ouverte.

Les écoulements volcanoclastiques

• Les coulées de débris

Le terme javanais lahar est un terme générique pour décrire tous les écoulements rapides composés de débris de roches et saturés en eau, en provenance d'un volcan ou remobilisant des matériaux d'origine volcanique. Il existe toute une gamme d'écoulements en fonction de la proportion eau/sédiments. On différenciera des coulées de débris (moins de 20 % d'eau en poids), des coulées hyper concentrées (entre 20 et 60 % d'eau en poids) (Gudmundsson, 2015).

Dans le contexte récent de l'activité magmatique de la Montagne Pelée, on peut recenser plusieurs modes de formation de lahars qui sont principalement liés à :

- (1) Des pluies torrentielles remobilisant des dépôts pyroclastiques encore non indurés,
- (2) L'entrée d'une coulée pyroclastique dans un lac de petit volume ou par vidange de lacs de cratères dans les vallées,
- (3) L'exsurgence de la nappe phréatique (comme cela a été observé à Montserrat lors du réveil de Soufrière Hills en Juillet 1995).

3.3.2. Caractérisation des dépôts volcaniques sur les flancs de la Montagne Pelée

On différenciera pour les besoins de l'étude, les dépôts magmatiques primaires dont les mises en place sont directement liées aux éruptions de 1902-1905 ou de 1929-1932 (cf. Coulées pyroclastiques, retombées de cendres, ...) et les dépôts secondaires comme les lahars : dépôts volcanoclastiques liées à la remobilisation sur les flancs de la Montagne Pelée et surtout dans les vallées, de dépôts magmatiques primaires encore peu consolidées.

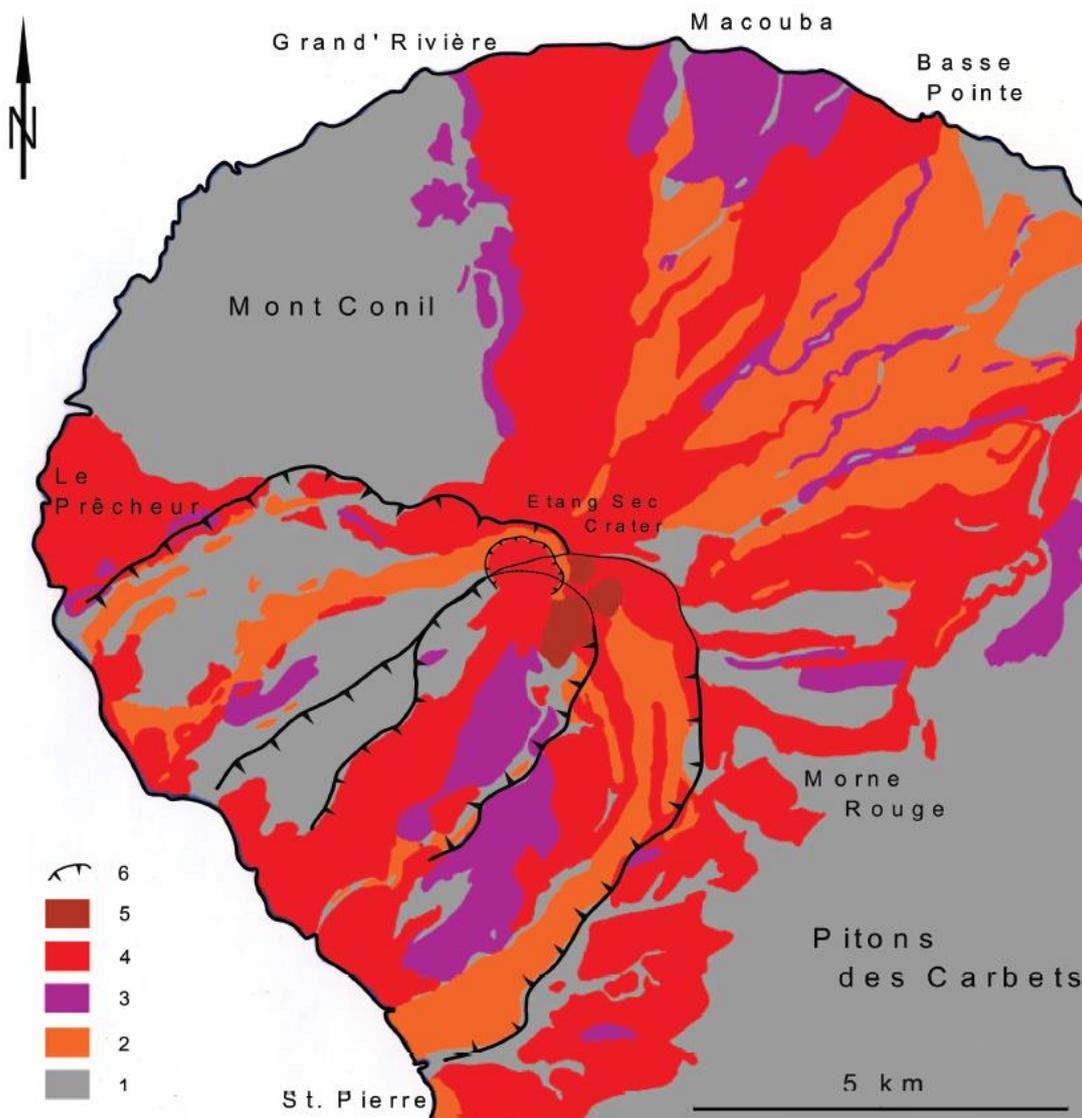


Illustration 13 – Carte géologique simplifiée de la Montagne Pelée (Boudon et al., 2005 – modifié d'après Westercamp et Traineau, 1983b). 1: substratum (Mont Conil and Pitons du Carbet) and primitive edifice of Montagne Pelée; 2: pumiceous deposits (ash-and-pumice fall and flows); 3: scoria flow deposits; 4: block-and-ash flow deposits including the 1902-1905 and 1929-1932 eruptions; 5: recent lava domes of the summit area; 6: horseshoe-shaped structures and summit crater.

4. Incidence du volcanisme sur le littoral

4.1. ILLUSTRATION DE L'ENGRAISSEMENT DU LITTORAL PAR LES APPORTS VOLCANIQUES : L'EXEMPLE DE MONTSERRAT

Le volcan Soufrière Hills de Montserrat est entré en éruption depuis juillet 1995 ; la crise volcanique dure depuis plus de 20 ans et se caractérise par 5 phases d'activités magmatique en surface (en rouge sur l'illustration 14) intercalées par 5 phases sans activité magmatique en surface (en vert sur l'illustration 14).

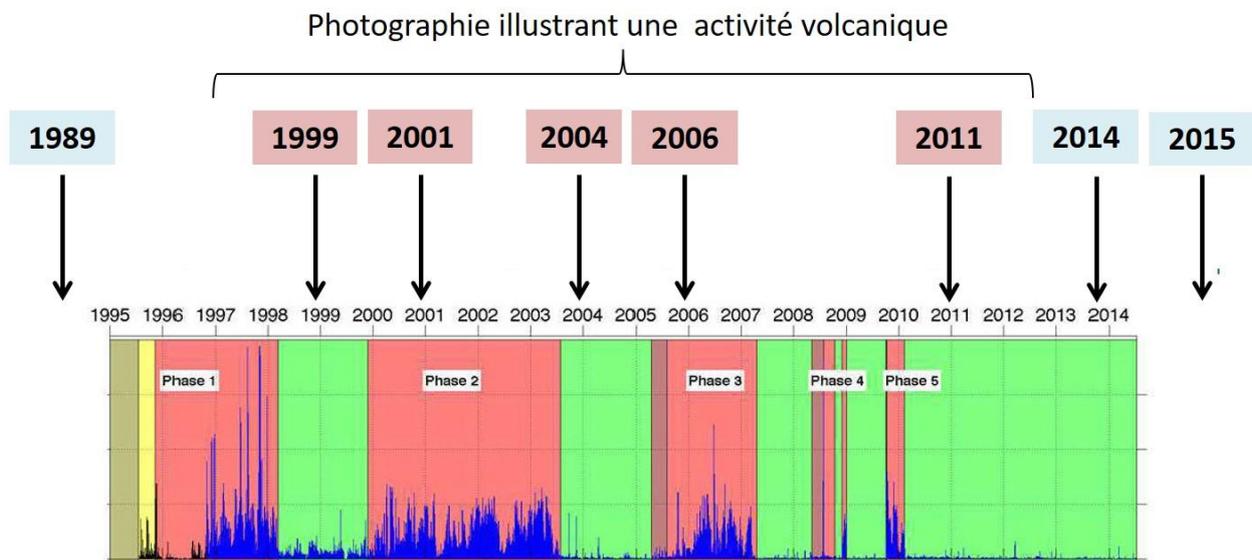


Illustration 14 : Activité volcanique de Soufrière Hills de Montserrat d'après le Montserrat Volcano Observatory (MVO)

La comparaison d'images satellites permet de confirmer l'avancée significative du littoral induite par ces phénomènes éruptifs. Cette progradation a pu atteindre plusieurs centaines de mètres en quelques années seulement (Illustration 15) sur la côte est et sud-ouest.



Illustration 15 : Evolution du trait de côte de Montserrat entre 1989 et 2014 induite par l'activité volcanique

Les apports de matériaux constituant le nouveau cordon volcanique sont essentiellement de type apport primaire liés à des coulées pyroclastiques (cf. Illustration 16).

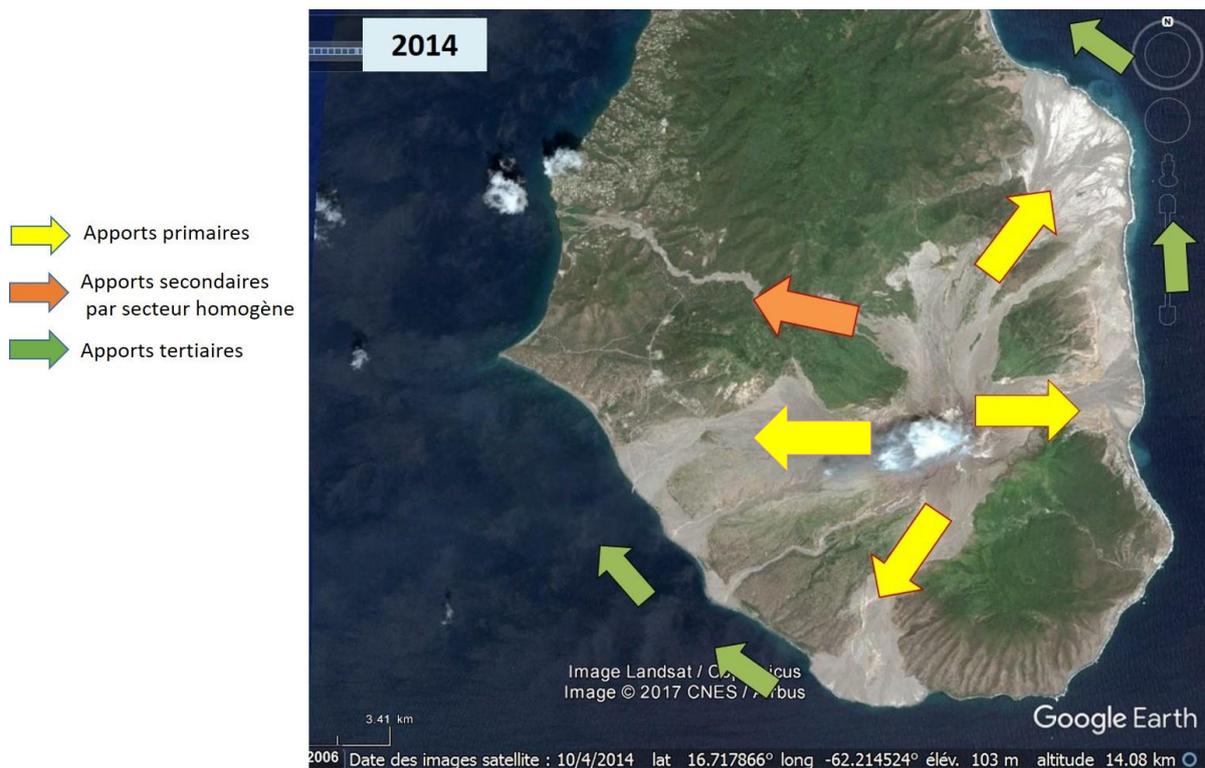


Illustration 16 : Principe de répartition des apports en matériaux suite aux éruptions de 1995 à 2010



Illustration 17 : Forte avancée du trait de côte essentiellement par dépôt primaire (coulées pyroclastiques) à Montserrat en 2010 (photo J.M. Bardintzeff). La distance entre Soufrière Hills et le littoral est comprise entre 3 km et 5 km.

L'île de Montserrat apparaît comme un très bon analogue de ce qui est survenu sur le littoral de la Montagne Pelée lors des éruptions magmatiques historiques du premier tiers du XX^{ème} siècle. De la même manière, les éruptions de la Montagne Pelée ont fait progresser le cordon sédimentaire martiniquais.

4.2. INCIDENCE DU VOLCANISME SUR L'ENGRAISSEMENT DU LITTORAL

4.2.1. Des apports en matériaux volumineux et d'origine variée

Apports primaires

Lors des éruptions historiques de la Montagne Pelée, certaines coulées pyroclastiques (concentrées ou diluées) qui parcourent les flancs du volcan atteignent le littoral.

La quantité de matériaux arrivée en mer dépend de plusieurs facteurs dont :

- le volume de matériaux expulsé et l'intensité de l'éruption,
- le type de coulées pyroclastiques : les coulées concentrées présentent généralement un volume plus important que les coulées diluées même si elles affectent une surface plus petite,
- la distance du littoral par rapport au centre d'émission entre 5.5 km et 9 km pour la Montagne Pelée,
- Les morphologies préexistantes notamment le réseau hydrographique qui canalise les coulées concentrées.

Aux apports directs et immédiats liés aux coulées pyroclastiques s'ajoutent les apports par voie aérienne, avec notamment des retombées de cendres, scories et de blocs observées pendant la phase éruptive. Le volume de ces retombées est lui aussi conditionné par la distance du point d'émission par rapport au littoral mais aussi par les vents dominants au moment de l'éruption.

L'ensemble de ces apports est qualifié de primaire dans la suite du texte.

Apports secondaires

La seconde famille d'apport que nous qualifieront de secondaires correspond aux apports de matériaux volcaniques déplacés par un moteur autre que l'éruption, comme le ruissellement et érosion, par les pluies, des surfaces recouvertes de produits volcaniques ou l'action des cours d'eau. L'intensité de ces phénomènes est corrélée à l'intensité des épisodes de fortes pluies (tempêtes tropicales et ouragans comme celui de 1903).

Les apports secondaires sont donc de deux natures :

- Des volumes extrêmement importants de matériaux volcaniques peuvent être remobilisés par les pluies sous forme de lahars, par le réseau hydrographique existant. Dans certains cas, leurs volumes conduisent au remplissage partiel ou total des vallées (à l'origine de débordements latéraux préservés dans l'enregistrement géologique). La composition des lahars et leur forte teneur en matériaux leur confère également un fort pouvoir érosif pouvant déstabiliser (et incorporer) les dépôts volcaniques plus anciens constituant les berges des vallées. On classera également, dans cette catégorie, les apports de matériaux déposés par les lahars synchrones à l'éruption liés à la remobilisation de dépôts pyroclastiques comme les 15 lahars observés à l'embouchure de la rivière de Basse Pointe entre le 17 mai et le 10 septembre 1902 (Lalubie, p41, 2011 d'après Lacroix, 1904) ;
- Les surfaces impactées par les coulées pyroclastiques tout comme celles recouvertes de cendres ou même les zones mises à nue par le *blast* sont très vulnérables à l'érosion (absence de végétation, dépôts peu consolidés et friables). Ainsi, les pluies ultérieures (tempêtes tropicales et ouragans notamment) sont susceptibles d'éroder et de transporter une quantité importante de matériaux des secteurs les plus amonts jusqu'au littoral.

L'apport secondaire représente de forts volumes de matériaux amenés au littoral via le réseau hydrographique, lors des éruptions du début du siècle de la Montagne Pelée. En témoigne la progradation marquée de certains cônes ou deltas à l'embouchure des rivières les plus actives. Ainsi, le delta de la Rivière de Basse Pointe aurait progradé de 200 m en 1902 (Lacroix, p 647, 1904).

Cette phase de « débouillage » apporte une quantité importante de matériaux sur les zones littorales qui s'étale en fonction de l'intensité des phénomènes, des surfaces exposées et des épaisseurs de dépôts primaires canalisées dans les rivières. Cette phase de débouillage est initiée dès le début de la période éruptive et dure de quelques mois à plusieurs années après celle-ci. Les apports secondaires s'ajoutent aux apports primaires mais sur une période plus longue que ces derniers.



Illustration 18 : Charge sédimentaire présente en fond de lit de la rivière du Prêcheur (@BRGM 2017) contribuant aux apports secondaires



Illustration 19 : Apports secondaires actuels au niveau de l'embouchure de la rivière du Prêcheur (apport hétérométrique de sables, graviers et galets)



Illustration 20 : Apports secondaires actuels au niveau de l'embouchure de la rivière Céron (apport hétérométrique de sables, graviers et galets)

Apports tertiaires

Dans les secteurs côtiers en érosion, la dérive littorale sera responsable du transport des sédiments érodés, majoritairement parallèlement à la plage (déplacement dit longshore). Ceux-ci participeront, si les conditions sont favorables, à l'engraissement de secteurs en aval de la dérive. Nous parlerons dans la suite de ce texte d'apports tertiaires dans le cas où les apports en matériaux d'origine volcanique s'effectuent par remobilisation de dépôts (primaires ou secondaires) présents sur les zones littorales par la dynamique sédimentaire marine.

La circulation de ces apports exceptionnels est limitée latéralement par des barrières physiques que sont, par exemple, les falaises rocheuses ou les tombants bathymétriques arrêtant le transport sédimentaire. De manière générale, le littoral martiniquais peut se décrire par une succession de compartiments hydrosédimentaires pour lesquelles les facteurs hydrodynamiques et sédimentaires sont globalement identiques. Ainsi, la côte Caraïbe présente, par exemple, deux comportements hydrosédimentaires distincts de part et d'autre du plateau d'Anse Belleville liés notamment aux régimes des houles à la côte (Nachbaur et al., 2015b).

Synthèse des différents apports en matériaux liés à une activité volcanique explosive

Les apports en matériaux susceptibles d'engraisser le littoral suite à une activité volcanique comme celle de la Montagne Pelée sont présentés dans l'

Illustration 21. L'illustration 23 schématise, à partir des informations d'archives, la répartition des apports en matériaux telle qu'elle a pu se faire après l'éruption de 1902.

Apports de matériaux au littoral	Type/mode de mise en place	Phase concernée (définie dans le § 4.3.1)	Volume potentiel d'apport	Exemple sur le littoral martiniquais
Primaire	Coulées pyroclastiques concentrées	Paroxysmale	Considérable	Actuelle coulée Blanche
	Coulées pyroclastiques turbulentes et diluées (qui peuvent évoluer sous forme de lahars)	Paroxysmale	Important	Cf. carte en Annexe 4
	Retombées de ponces et cendres	Paroxysmale	Important	Cf. carte en Annexe 4
Secondaire	Érosion par ruissellement sur sols mis à nus par les blasts	Débouillage	Faible	Cf. carte en Annexe 4
	Érosion des dépôts volcaniques primaires (pyroclastiques, cendres..) généralement drainés ensuite vers le réseau hydrographique	Débouillage	Faible	Cf. carte en Annexe 4
		Rééquilibrage	Modéré	
	Transport et érosion des dépôts en rivière	Paroxysmale (dont lahars)	Important	Cf. Illustration 24
		Débouillage (dont lahars)	Important	
Rééquilibrage (de type érosion de berges, ..)		Modéré		
Tertiaire	Apport de sédiments par la dérive littorale	Principalement en phase rééquilibrage	Faible	Partout au sein des cellules hydrosédimentaires

Illustration 21 : Les différents types de matériaux susceptibles d'être apporté sur un littoral suite à une activité volcanisme de type peléenne



Illustration 22 : Cordon sédimentaire alimenté notamment par les apports tertiaires en provenance de la Coulée Blanche.

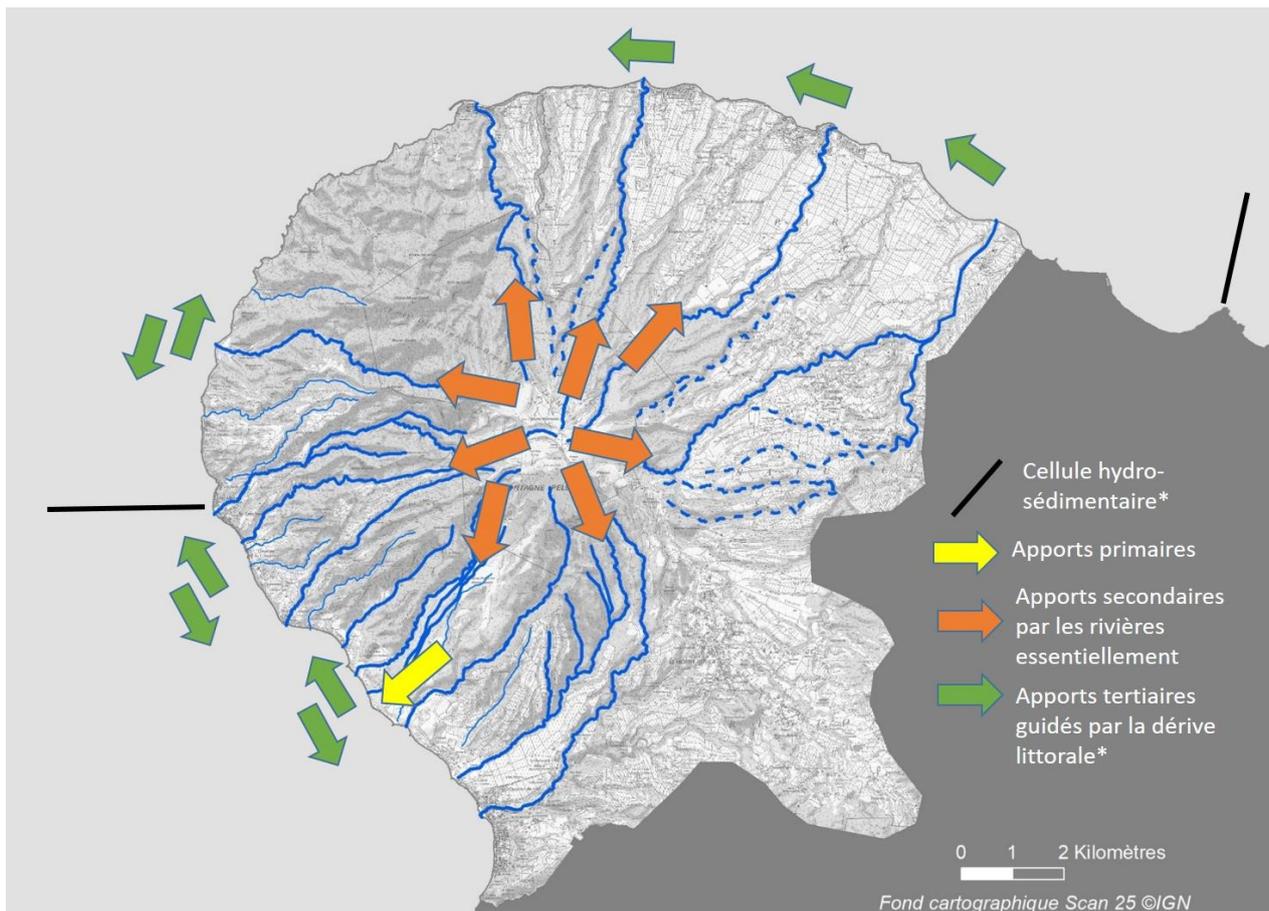


Illustration 23 : Principe de répartition des apports en matériaux suite à l'éruption de 1902 - 1905 (*données hydrosédimentaires issues de Nachbaur et al. (2015b))

4.2.2. Ces apports constituent un nouveau cordon littoral en avant des morphologies côtières préexistantes

Synchrone à l'éruption

Dans certains secteurs, les apports primaires pourront constituer, en fonction de la morphologie des côtes et de la bathymétrie de l'avant-côte avant l'éruption, un nouveau cordon littoral en avant des morphologies côtières préexistantes. Ainsi, dans l'axe principal des coulées pyroclastiques, les apports pyroclastiques ont conduit à une importante avancée du trait de côte à Montserrat (cf. Illustration 17 et § 4.1) et dans l'axe de la rivière Blanche (cf. Illustration 22). Créé par des apports volcaniques primaires, nous qualifierons ce cordon de « cordon volcanique primaire ».

Dans les zones du littoral où les apports secondaires sont susceptibles de se déposer en mer, ces apports constitueront un nouveau cordon formé de matériaux volcaniques remobilisés qui se localisent ici, aux embouchures des principalement rivières drainant le massif de la Montagne Pelée ; nous qualifierons ce cordon de « cordon volcanique secondaire ».

Du fait de ces apports (primaires et secondaires), le système littoral subit une modification brutale de son état que nous qualifierons de *rupture*. Suivant les axes de propagation des coulées pyroclastiques, la direction des vents lors de l'éruption, la position des embouchures et l'emprise des bassins versants des rivières et des ravines, le nouveau cordon littoral sera soit un « *cordon volcanique primaire* » soit un « *cordon volcanique secondaire* » soit dans d'autres cas mixte c'est-à-dire résultant des deux modes de mise en place (nous le qualifierons aussi de « *cordon volcanique secondaire* »). Dans tous les cas, une éruption explosive du type de celle de la Montagne Pelée du début du siècle ou de Montserrat actuellement, engendre une période d'accrétion et d'avancée très rapide du trait de côte.

A la suite de l'éruption

Au cours des années et des décennies qui suivent cette rupture, les événements météo-marins (houles saisonnières, houles cycloniques) modifient ces nouveaux cordons littoraux (primaires et secondaires) qui seront affectés par l'érosion et cela d'autant plus, que ces dépôts sont relativement fins et peu consolidés. La dynamique littorale va ensuite, en fonction de son intensité, contribuer à la redistribution plus ou moins rapide des matériaux le long de la côte ce qui constituera un « cordon volcanique tertiaire ». L'ensemble de la côte subira un apport en matériaux dont le volume pourra être très important. Le bilan sédimentaire deviendra alors largement excédentaire, une avancée du trait de côte significatif (pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres) est constatée alors, pas seulement au niveau des embouchures des principales vallées drainant le massif de la Montagne Pelée. Sur la côte atlantique, Lacroix A. (1904) décrit une progradation de plusieurs dizaines à centaines de mètres à plusieurs endroits (notamment au sud de la Rivière Capot ou à l'embouchure de la Rivière Basse Pointe) et il décrit plus précisément, un cordon littoral continu qui atteignant parfois 100 mètre de large entre la Rivière de Macouba et la Grande Rivière (Lacroix A., 1904, p. 467).

4.2.3. Reconstitution du cordon volcanique créé à la suite des éruptions de la Montagne Pelée

L'illustration 24 présente une reconstitution du cordon volcanique (primaire, secondaire et tertiaire dans les premières années après l'éruption) après les phases éruptives de 1902-1905. Sur cette

figure sont par ailleurs identifiées les rivières qui ont pu participer aux apports de matériaux volcaniques jusqu'au littoral (d'après interprétation des données de Lalubie et Nachbaur (2019)).

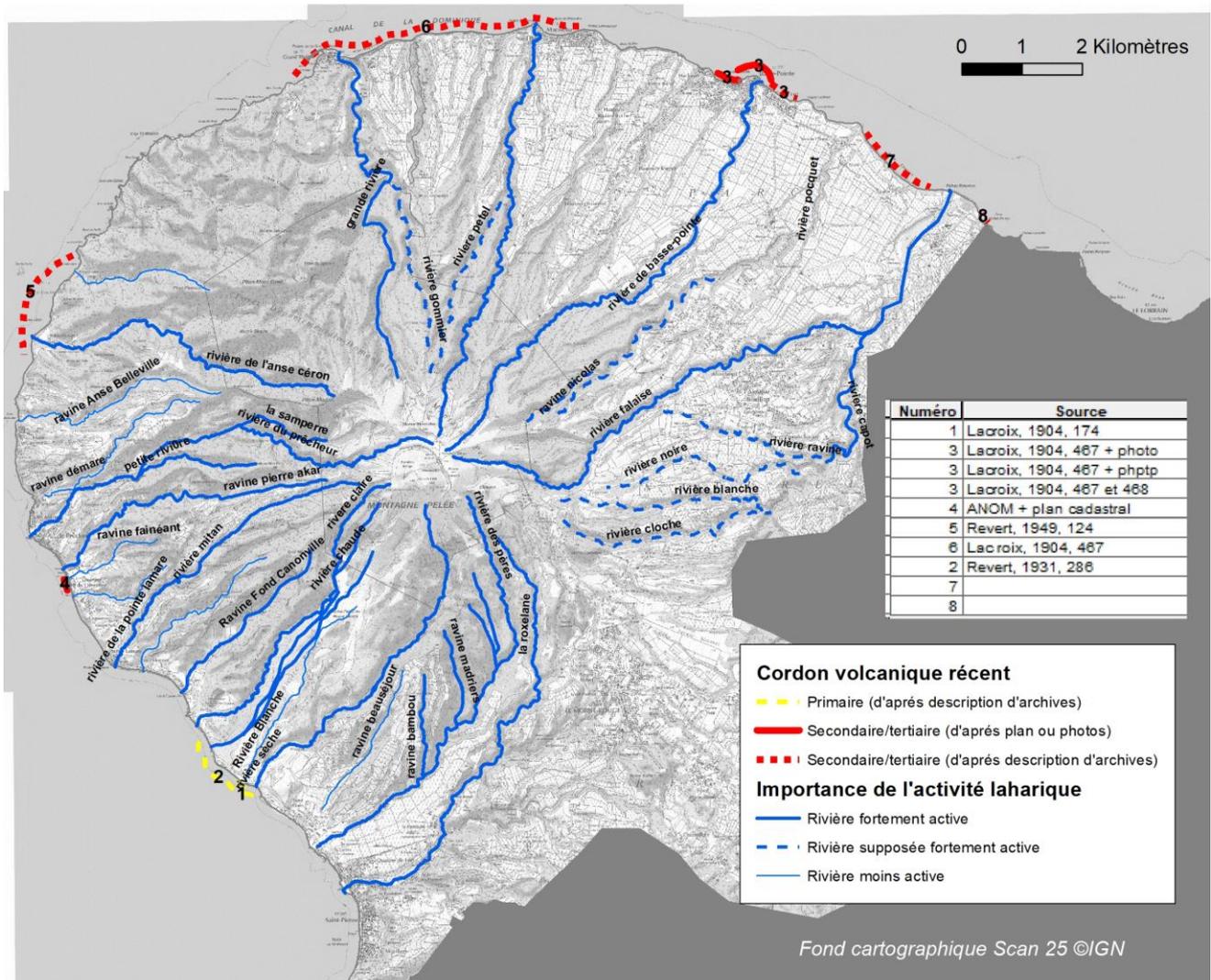


Illustration 24 : Reconstitution du cordon littoral en avant des morphologies côtières préexistantes par les apports volcaniques liés à l'activité volcanique 1902-1905 (d'après Lalubie et Nachbaur, 2019)

4.3. POLYPHASAGE ET SÉQUENÇAGE DES APPORTS AU LITTORAL

D'une manière générale, suite à une éruption volcanique, la période pendant laquelle l'apport de matériaux au littoral est supérieur à celui issu d'une dynamique sédimentaire ordinaire⁸ se décompose en plusieurs phases (paroxysmale, débouillage et équilibrage) présentées ci-dessous et sur l'illustration 25.

⁸ Nous entendons par dynamique sédimentaire « ordinaire » celle qui aurait prévalu si la phase éruptive ne s'était pas produite. En d'autres termes cette dynamique sédimentaire « ordinaire » correspond à une dynamique sédimentaire de référence.

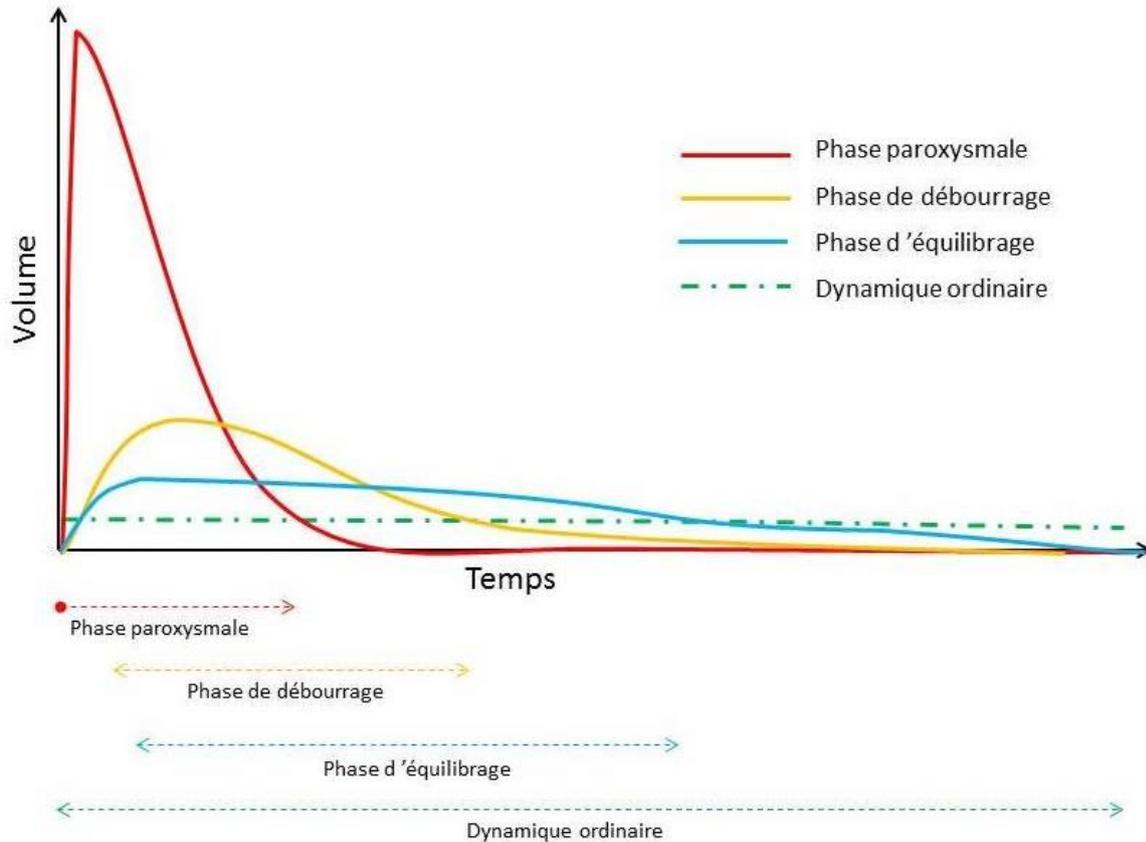


Illustration 25 : Les différentes phases d'apport de matériaux issus des éruptions sur un littoral du type de celui de la Montagne Pelée. L'échelle des abscisses est sans dimension ; la durée de chaque phase, même relative est inconnue.

4.3.1. Les différentes phases d'apport sédimentaire au littoral

Phase « paroxysmale »

Cette phase correspond à la période éruptive avec des apports massifs de matériaux primaires et secondaires aussi bien sur les versants, dans les rivières et ravines que sur le littoral. Pour un secteur donné, le volume sédimentaire apporté est fonction de la distance aux centres éruptifs, de la direction des vents durant l'éruption, des morphologies et/ou paléo-morphologies, de la superficie des bassins versants et de la densité du réseau hydrographique. Cette phase est concomitante de l'éruption.

Phase de « débouillage »

Cette phase correspond à la période d'intense érosion et de transport solide opérée par les pluies et les écoulements sur les surfaces dénudées, les zones d'accumulation et dans les lits des ravines et des rivières. Cette phase contribue à un fort apport sédimentaire terrigène au niveau du littoral et au niveau des embouchures des grandes ravines et rivières drainant des zones à fortes accumulations de dépôt. Cette phase de débouillage est fortement dépendante des conditions météorologiques (Lavigne et Thouret, 2000 ; De Bélizal et al., 2013) et commence dès le début de l'éruption magmatique. C'est au cours de cette phase que des lahars majeurs peuvent se produire. Elle peut durer plusieurs années en fonction de différents paramètres comme le volume de magma

extrudé, la superficie recouverte par les dépôts associés aux différentes coulées pyroclastiques et retombées de cendres, les pentes, la localisation des bassins versants sur les flancs volcaniques, la pluviométrie et l'occurrence d'événements météorologiques. La fin de la phase de débouillage est difficile à déterminer.

Phase de « rééquilibrage »

La phase de rééquilibrage correspond à une période durant laquelle le système côtier va, peu à peu, se rééquilibrer suite à la modification brutale de la dynamique sédimentaire occasionnée par les apports de matériaux et les changements morphologiques induits par les phases « paroxysmale » et de « débouillage ». Au cours de cette phase, il n'y aura plus d'apport sédimentaire ni de modification des morphologies côtières aussi importants que pour les phases précédentes. Seuls quelques cours d'eau seront encore affectés par un transport solide supérieur à la normale.

La durée du rééquilibrage sera d'autant plus longue que la quantité d'apport sédimentaire dans les vallées (dépôts volcaniques primaires et/ou secondaires type lahars) aura été importante lors des phases précédentes. Ainsi, les ravines dont les profils en long ont été fortement modifiés peuvent mettre plusieurs dizaines d'années à retrouver un certain profil d'équilibre, entraînant sur cette période une persistance du flux d'apport sédimentaire secondaire au niveau des embouchures.

Au cours des années et décennies suivantes, la revégétalisation des versants anciennement dénudés et la stabilisation partielle des versants réduisent également leur sensibilité aux phénomènes érosifs. L'impact du ruissellement et de l'érosion des versants diminue alors conduisant à une diminution des apports sédimentaires terrigènes opérés par le réseau hydrographique vers le littoral.

La distinction entre la fin de la phase de débouillage et le début de la phase de rééquilibrage est ainsi difficile à déterminer.

Au niveau du littoral, cette phase de rééquilibrage sera marquée essentiellement par la poursuite de la redistribution des matériaux issus des phases « paroxysmale » et de « débouillage » le long du littoral. Cette redistribution se fera au sein de cellules sédimentaires, à la faveur des courants côtiers (courant de dérive) et lors de l'occurrence d'événements hydro-météorologiques intenses.

Polyphasage et séquençage des apports au littoral : le cas de la Montagne Pelée

La complexité du cas de la Montagne Pelée réside dans le fait que les phases éruptives se succèdent dans le temps et que, même à l'intérieur d'une même phase, plusieurs périodes d'activité se succèdent (par exemple 8 Mai, 20 Mai et Aout et Décembre 1902). De plus, celles-ci se produisent avec des intensités variables et affectent différemment les différents secteurs de la Pelée. De ce fait, après la phase paroxysmale volcanique (8 mai-30 aout 1902) prolongée par une activité magmatique variable jusqu'en 1905 et après la phase de débouillage associée (les derniers lahars datent d'octobre 1902), on peut considérer que le système était en phase de rééquilibrage en 1929 lorsque cette nouvelle phase éruptive se produisit. On a donc un enchaînement de processus et phénomènes cumulatifs pouvant avoir des effets variables selon la localisation et le segment de côte traité.

4.3.2. Des séquences éruptives et météorologiques qui contrôlent ces différentes phases d'apports

Ces différentes phases d'apports se font donc par pulsations régies par les séquences éruptives et météorologiques. La combinaison de ces deux forçages contribue à la variabilité dans le temps et l'espace des faciès des dépôts littoraux liés aux apports volcaniques de la Montagne Pelée.

Ainsi, les apports primaires sont contrôlés par les épisodes éruptifs (une éruption pouvant être composée de plusieurs épisodes éruptifs comme le montre l'éruption en cours de Soufrière Hills à Montserrat) tandis que les apports secondaires et tertiaires seront régis par la pluviométrie.

La séquence météorologique revêt une importance primordiale, notamment pendant des phases de débouillage et de rééquilibrage dans les années et les décennies qui suivent les phases éruptives. En effet, les pluies intenses (lors des phénomènes cycloniques notamment) seront le déclencheur de mouvements de terrain, d'érosion des versants et de transport solide dans les cours d'eau. D'après ces observations sur le volcan du Mérapi (Indonésie), Lavigne (2001) estime que plus de 60% des matériaux pyroclastiques (tous associés au même événement éruptif) canalisés dans différentes vallées ont été remobilisés au cours des 6 premiers mois post-éruption.

Dans d'autres secteurs, toujours durant ces événements météorologiques intenses (cycloniques notamment), la dérive littorale contribuera à déplacer une quantité importante de sédiments susceptibles d'engendrer une accrétion ou une érosion sédimentaire.

5. Mobilité des côtes basses de la Montagne Pelée depuis 1902

La méthode utilisée dans le cadre de cette étude pour évaluer la mobilité du trait de côte est détaillée dans l'Annexe 1. Ne sont présentés ici que les résultats de l'analyse.

5.1. BILAN DE LA MOBILITÉ DEPUIS LE DÉBUT DU XXÈME SIÈCLE

La comparaison des photographies aériennes anciennes a permis d'identifier les zones affectées par un recul significatif du trait de côte depuis 1926 : elles sont représentées sur l'illustration 26. Elles se répartissent à la fois sur la côte Caraïbe et la côte Atlantique. La zone du Conil est quant à elle globalement stable.

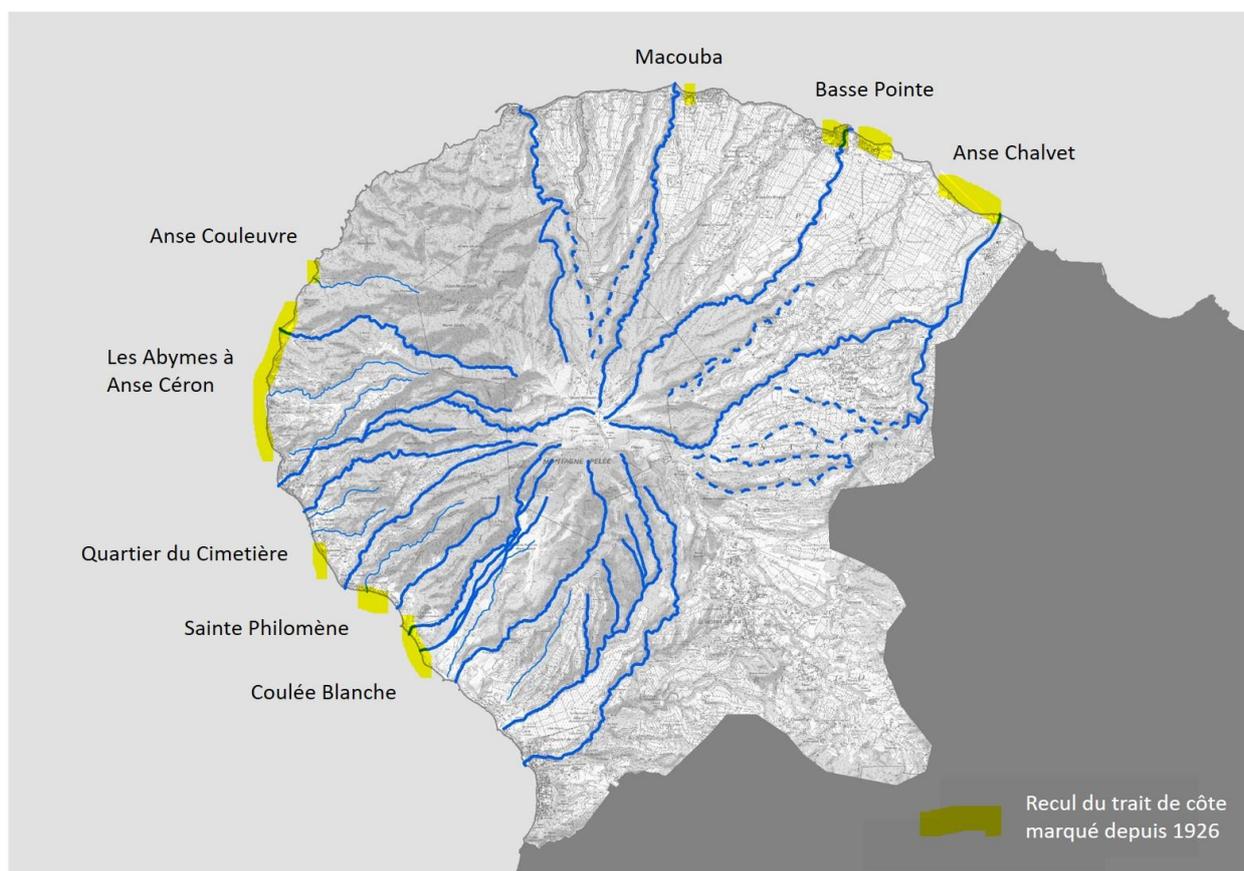


Illustration 26 : Localisation des principales zones en recul depuis 1926 à partir de la comparaison des photographies aériennes et cartes anciennes disponibles

5.2. VESTIGES DU CORDON VOLCANIQUE DES ÉRUPTIONS DU XX^{ème} SIECLE

Si la majorité des apports disparaissent rapidement après une éruption, des vestiges du cordon volcanique des éruptions du XX^{ème} siècle ont été mis en évidence en 1951. Ces secteurs ont été identifiés en croisant les informations d'archives rassemblés par Lalubie et Nachbaur (2019) et en observant l'évolution du littoral sur les différentes photographies aériennes.

Cependant, depuis, ces dépôts ont totalement disparu. Plus aucun vestige du cordon volcanique des éruptions du XX^{ème} siècle de la Montagne Pelée n'existe en 2010 (sauf éventuellement derrière les ouvrages de protection dans l'hypothèse où ils auraient été mis en place avant l'érosion des sédiments).

5.2.1. Des apports tertiaires piégés dans les échancrures de la topographie

En 1951, trois portions du cordon littoral correspondent probablement aux apports sédimentaires liés aux éruptions du XX^{ème} siècle (cf. Illustration 27) :

- à Basse Pointe de part et d'autre de l'embouchure de la rivière de Basse Pointe ;
- au nord de l'embouchure de l'Anse Couleuvre ;
- à l'est de l'embouchure de la rivière Macouba (nord-Plage).

Les apports sédimentaires en provenance des rivières voisines auraient été piégés dans les échancrures de la topographie. Ces dépôts sédimentaires en lien avec les éruptions historiques n'existent plus en 2010. Les réflexions sont détaillées en Annexe 2.

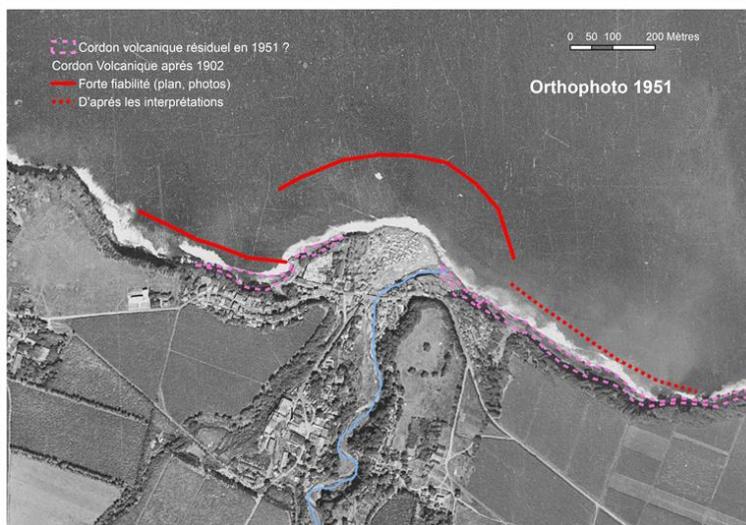
L'embouchure de la rivière Couleuvre

Le cordon volcanique mis en place suite aux éruptions du XX^{ème} siècle s'étendait jusqu'à l'Anse Couleuvre puisque Revert (1949) évoque des atterrissements « *qui atteignaient presque la Perle* » soit une distance de 600 m de la côte.

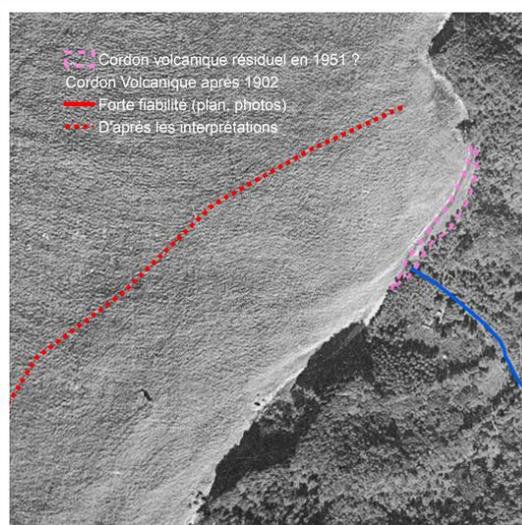
Or, entre 1951 et 2010, on constate un recul du trait de côte, de 25 m sur 200 m de linéaire : recul de la limite de végétation au sud de l'embouchure et recul du jet de rive au nord de l'embouchure (cf. Illustration 28). La largeur de plage constatée en 1951 ne se retrouve sur aucune des photographies aériennes disponibles antérieurement (2004, 2010, 2013, 2017) ; la diminution de la largeur de plage constatée au nord de l'embouchure ne semble pas être l'effet de la mobilité saisonnière mis en évidence par ailleurs par Lalubie et Nachbaur (2019) et pouvant atteindre jusqu'à une dizaine de mètres.

Il est donc possible que les sédiments qui ont été érodés depuis 1951 soient ceux issus des dépôts de matériaux liés aux éruptions volcaniques du XX^{ème} siècle.

Basse Pointe



Anse Couleuvre



Macouba

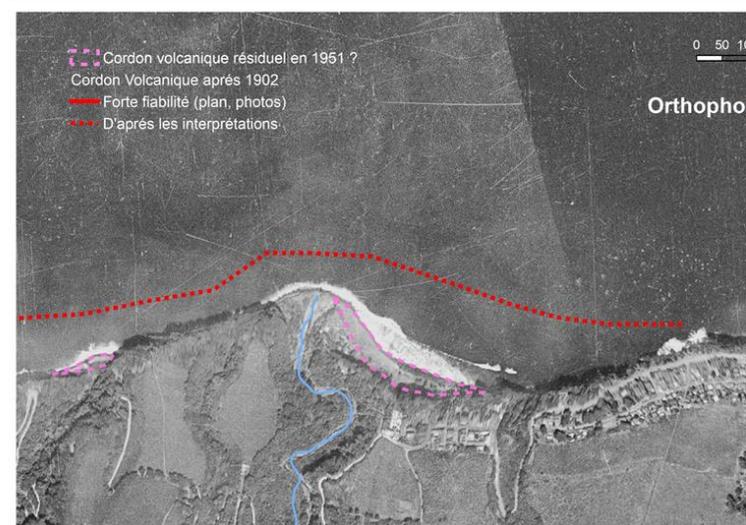


Illustration 27 : Vestiges potentiels du cordon volcanique des éruptions du XX^{ème} siècle mis en évidence en 1951

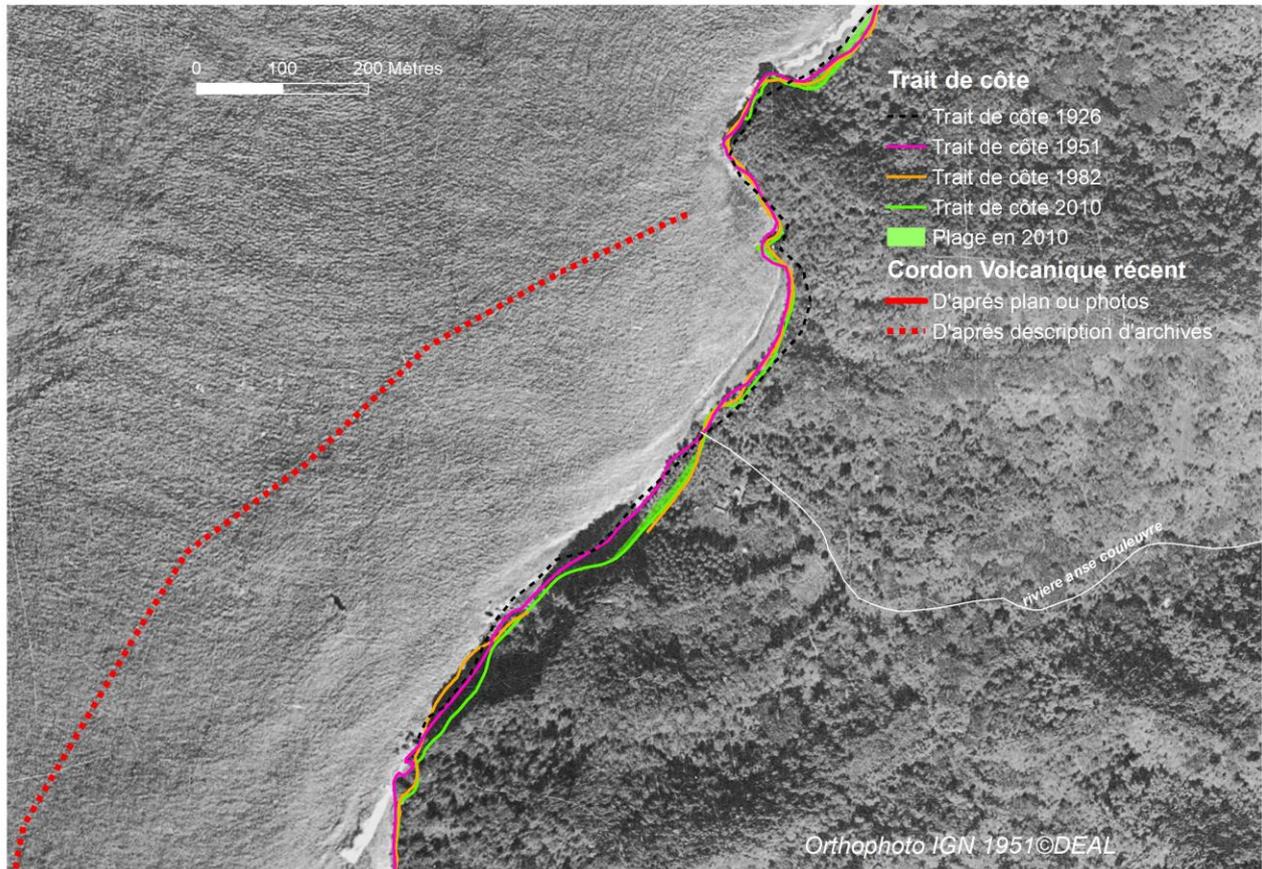


Illustration 28 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 à l'embouchure de l'Anse Couleuvre.

L'embouchure de Basse Pointe

D'après Lacroix (1904), les apports sédimentaires liés aux lahars volcaniques ayant emprunté la rivière de Basse-Pointe auraient entraîné une progradation d'une centaine de mètres de large de l'anse sans dépasser les pointes rocheuses et d'environ 200 mètres à l'embouchure. L'emprise de ce cordon volcanique a été reconstituée par Lalubie et Nachbaur (2019) à partir des descriptions d'archives (cf. Illustration 29). En 1906-1907, l'emprise des dépôts lahariques se serait même encore étendue confirmant ainsi la poursuite de l'apport secondaire par les rivières et tertiaire par la dérive littorale, plusieurs années après l'éruption (cf. Illustration 75).

Or, entre 1951 et 2010, on constate une forte mobilité de l'étendue du cordon volcanique présent en pied des falaises de part et d'autre du delta. En 1951, ce cordon présentait une largeur de 20 m à l'est de l'embouchure, de Tapis-Vert jusqu'à la Pointe Canicule (700 m de linéaire) (cf. Illustration 29). A l'ouest, il était circonscrit sur une centaine de mètres de part et d'autres du promontoire rocheux de la Douche où il atteignait jusqu'à 30 m de large. Ces sédiments ont en quasi-totalité disparu en 2010. Une étroite bande sédimentaire subsiste à l'embouchure de la rivière de Basse Pointe.

Il est donc fort probable que les sédiments en pied de falaises observables en 1951 correspondent aux apports sédimentaires liés aux éruptions volcaniques du XX^{ème} siècle piégés dans les échancrures du littoral côté ouest et dans l'anse de Tapis Vert côté est.

Par contre, le cordon volcanique de 200 m de large constaté en 1904 à l'embouchure de la rivière a totalement disparu dès 1926. Les dépôts sédimentaires à cet endroit, plus exposés au forçage marin, auraient donc déjà été érodés à cette date.

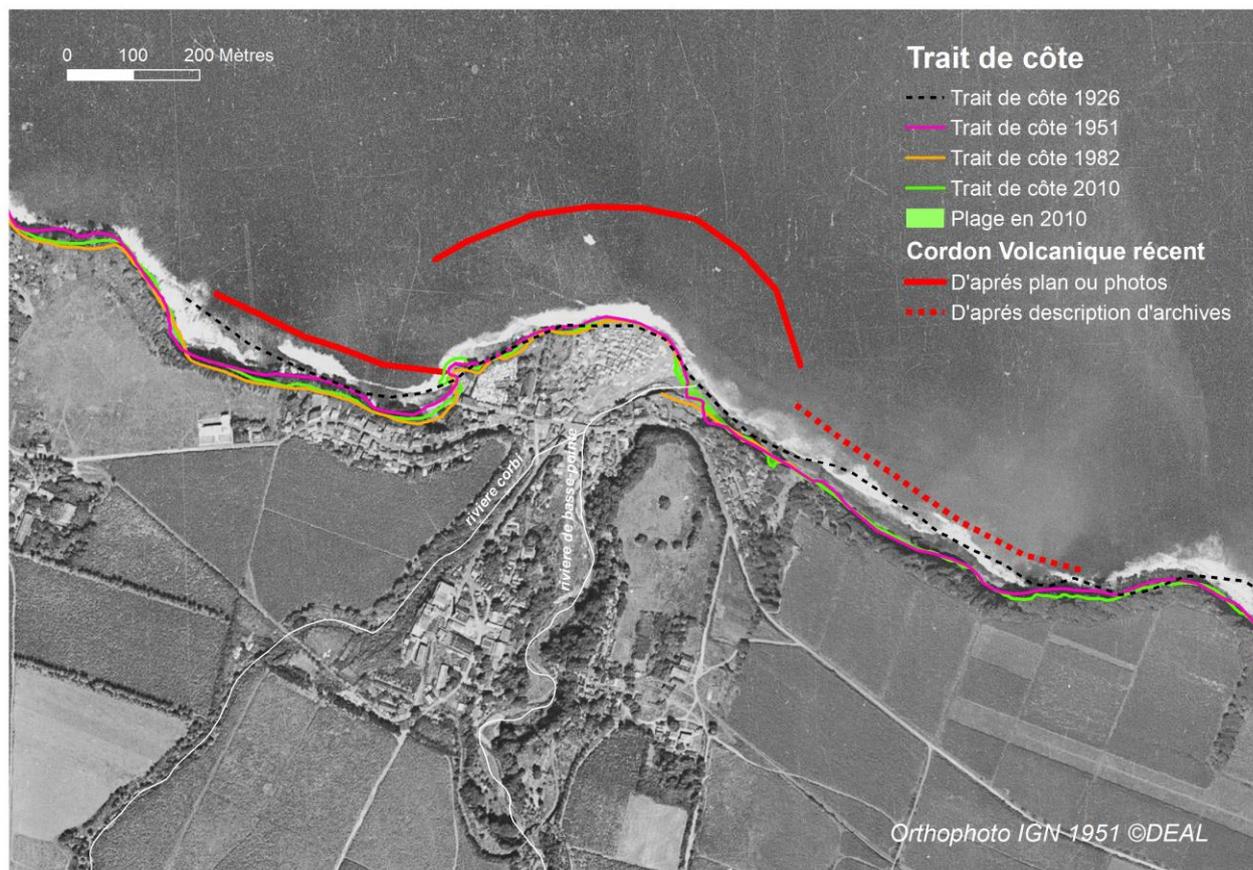


Illustration 29 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 à l'embouchure de la rivière de Basse Pointe.

L'embouchure de Macouba

Le cordon volcanique mis en place par les apports sédimentaires en provenance des différentes rivières de la côte Atlantique s'étendait jusqu'à une centaine de mètres de large du delta de la Rivière de Macouba jusqu'à celui de la Grande Rivière (Lacroix., 1904). L'étendue maximale de ce cordon volcanique reconstituée par Lalubie et Nachbaur (2019) est schématisée sur l'illustration 30.

Or, depuis 1951, on constate une forte diminution de l'étendue du cordon sédimentaire présent en pied de falaises de part et d'autre de l'embouchure. A Nord Plage, soit à l'est de l'embouchure de la rivière du Macouba, la limite du jet de rive a reculé d'environ 15 à 20 m alors que la limite de végétation a progressé d'une vingtaine de mètres à cet endroit.

Dès lors, il est probable que le cordon sédimentaire observé en 1951 correspondent aux apports sédimentaires liés aux éruptions volcaniques du XX^{ème} siècle.

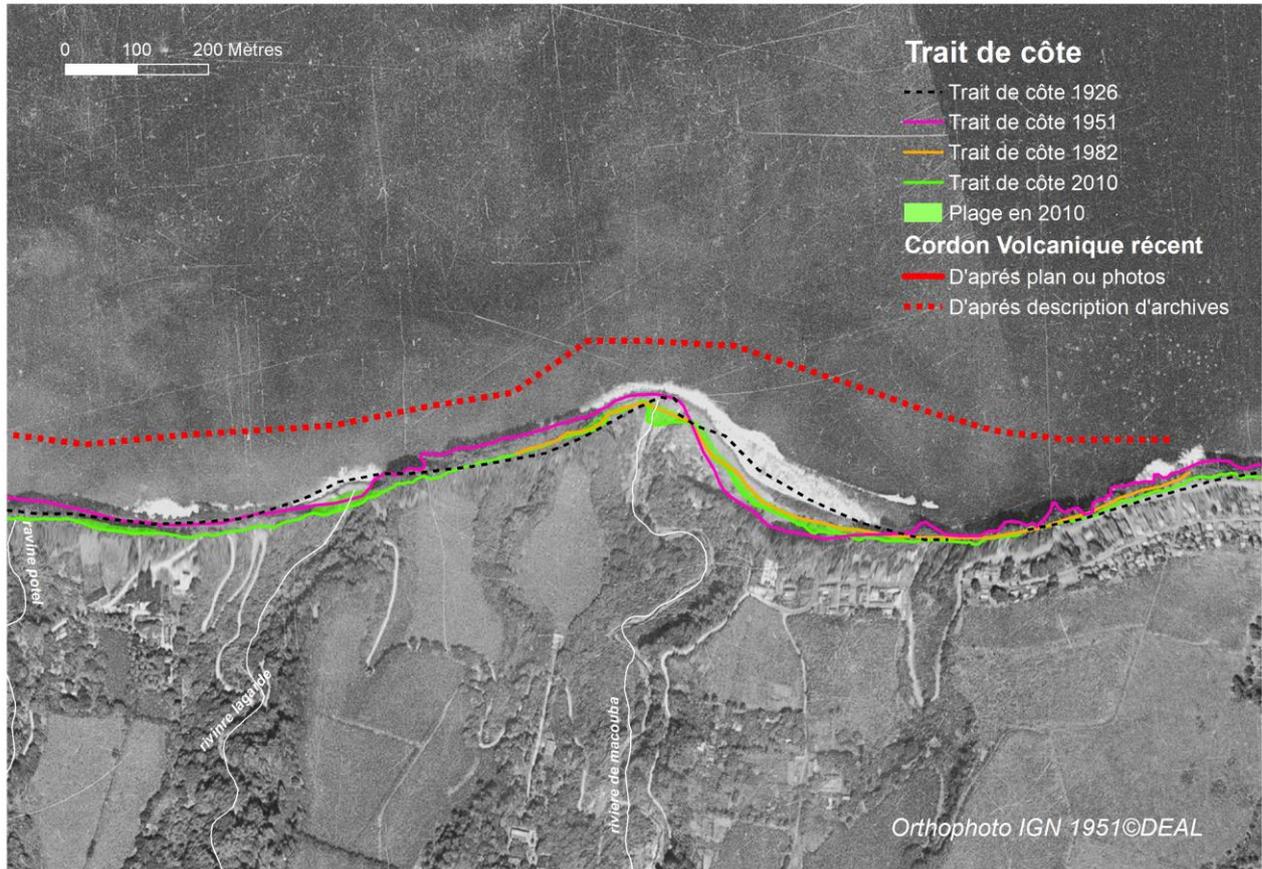


Illustration 30 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 à l'embouchure de la rivière Macouba

5.2.2. Des apports tertiaires piégés par les hauts fonds bathymétriques

Le littoral entre les Abymes et l'Anse Céron

Ce littoral présente le recul du trait de côte le plus prononcé de l'île : plus de 100 m en 30 ans. Dans ce secteur, Lacroix (1904) ne décrit pas particulièrement de cordon sédimentaire lié à l'activité volcanique de la Montagne Pelée. Seul Revert (1949) les évoque « [...] *une large partie des dépôts faits par les coulées boueuses de 1902 a déjà été emportée. Les atterrissements de l'Anse Couleuvre et du Céron, qui atteignaient presque la Perle, ne sont plus que de lointains souvenirs* ».

Nous ne disposons d'aucune information sur l'étendue des dépôts en 1902 et donc sur la vitesse de recul entre 1902 et 1926 et aucun affleurement ou sondage ne nous permet de connaître la nature de cette côte aujourd'hui disparue.

Entre les Abymes et Anse Céron, la côte basse devant les falaises massives a reculé avec une vitesse estimée entre 2 et 4 m par an depuis 1926 (cf. Illustration 31 et Illustration 32). En 1982, il subsistait une dernière portion de côte très réduite, à l'extrémité sud du quartier Anse Belleville juste au nord de la ravine Demarre. Au niveau du quartier La Marry, le recul des terres a mis à nu une falaise littorale d'une quarantaine de mètre de hauteur qui est désormais battue par la mer alors qu'elle était jusqu'à là, protégée. A cet endroit, Revert (1949) décrit « *La plage ombragée de cocotiers, au pied de « la Marie », s'effrite tous les jours un peu plus, et chaque « raz-de-marée » ou presque emporte sa ligne d'arbres* ». Si l'on s'en tient à ce témoignage, ces terrains étaient donc constitués d'une « plage » ce qui pourrait correspondre à un cordon sédimentaire volcanique.

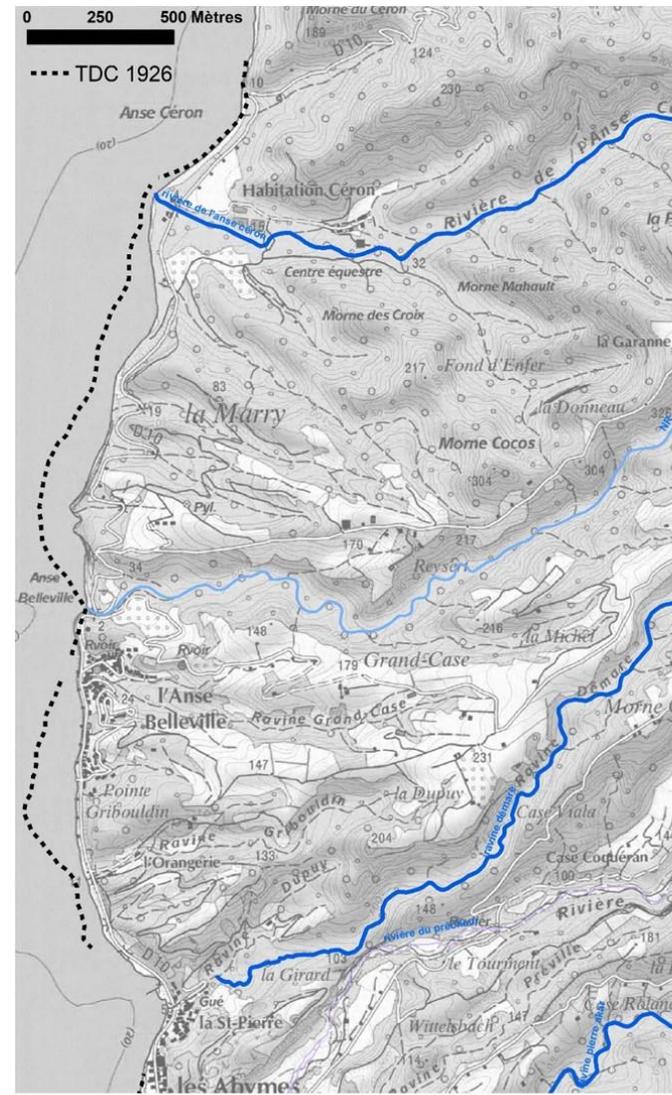
Dans le quartier des Abymes, il décrit « *les tempêtes de septembre 1928 provoquèrent d'importants glissements de terrain et la disparition, morceau par morceau, d'une bonne moitié du village. Il n'existe plus à sa place qu'une baie en demi-cercle où les fonds croissent rapidement.* » Cela ressemble à la baie des Abymes, à la sortie du bourg du Prêcheur.

Au sud de l'embouchure de l'Anse Céron, le recul est légèrement moins rapide et tend progressivement à ralentir : un recul de 40 m est constaté entre 1951 et 1982 mais seulement de 20 m entre 1981 et 2010, soit une vitesse de recul d'environ 1 m par an qui tend à diminuer. Le recul se poursuit depuis 2010. En 2017, à cet endroit affleure une micro-falaise de 4 m de hauteur, sans que l'on puisse savoir si c'est cette falaise qui recule depuis 1926 ou s'il y a eu un changement lithologique.

L'hypothèse la plus probable est que ces terrains aujourd'hui disparus étaient issus de l'activité volcanique récente de la Montagne Pelée et plus précisément d'apports tertiaires déposés par les courants sur les zones de faible bathymétrie. L'érosion marine a ensuite attaqué des dépôts plus anciens à Anse Céron, horizons issus des éruptions pliniennes de la Montagne Pelée (décrit dans le chapitre suivant).



Carte topographique de 1926 (Source : C.A.F., 1930)



Carte actualisée en 2006 (Scan25 IGN)

Illustration 31: Recul du trait de côte entre 1926 et 2006

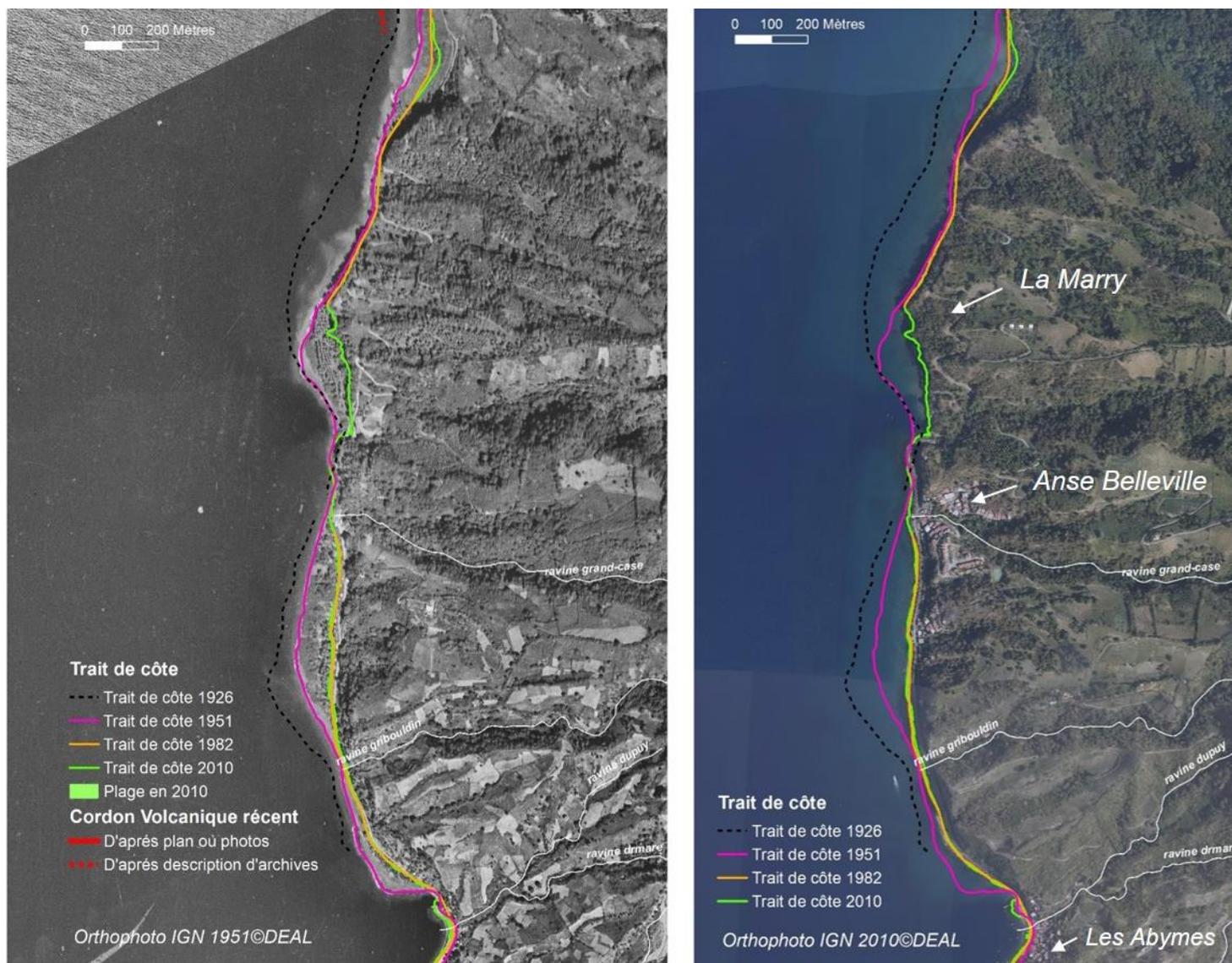


Illustration 32 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 entre les Abymes et Anse Céron
BRGM/RP-68341-FR – Rapport final

Quartier du Cimetière (entre la Pointe Lamarre et le Prêcheur)

À l'embouchure de la ravine de La Charmeuse, la limite de végétation montre un recul marqué de 25 m entre 1951 et 2010 sur un linéaire de 500 m (cf. Illustration 34). La route littorale a d'ailleurs été déplacée de 30 m dans les terres sur 300 m de linéaire à cet endroit entre ces deux dates. Ce recul de la végétation est accompagné de la disparition de la plage qui atteignait une quinzaine de mètres de largeur sur plus d'1 km entre la Charmeuse et le quartier du Cimetière en 1951. La carte topographique de 1926 témoigne bien de la présence d'un cordon sédimentaire sur ce linéaire (cf. Illustration 33) avec une largeur maximale au niveau de l'embouchure de la ravine La Charmeuse (et pas particulièrement à l'embouchure de la ravine Pierre Akar ou Lamarre). Aujourd'hui, cette côte est en grand partie enrochée et la plage a disparu.

Vu la vitesse d'évolution, il est tout à fait possible que les sédiments érodés depuis 1951 au niveau du quartier du Cimetière correspondent à des apports secondaires et tertiaires liés aux éruptions volcaniques du XX^{ème} siècle (1902-1905 et/ou 1929-1932) puisqu'un document de 1902 décrit une « avancée de 30 m devant le cimetière » (cf Lalubie et Nachbaur, 2019). Par ailleurs, le profil bathymétrique, relativement doux, justifierait que des dépôts se soient accumulés à cet endroit.

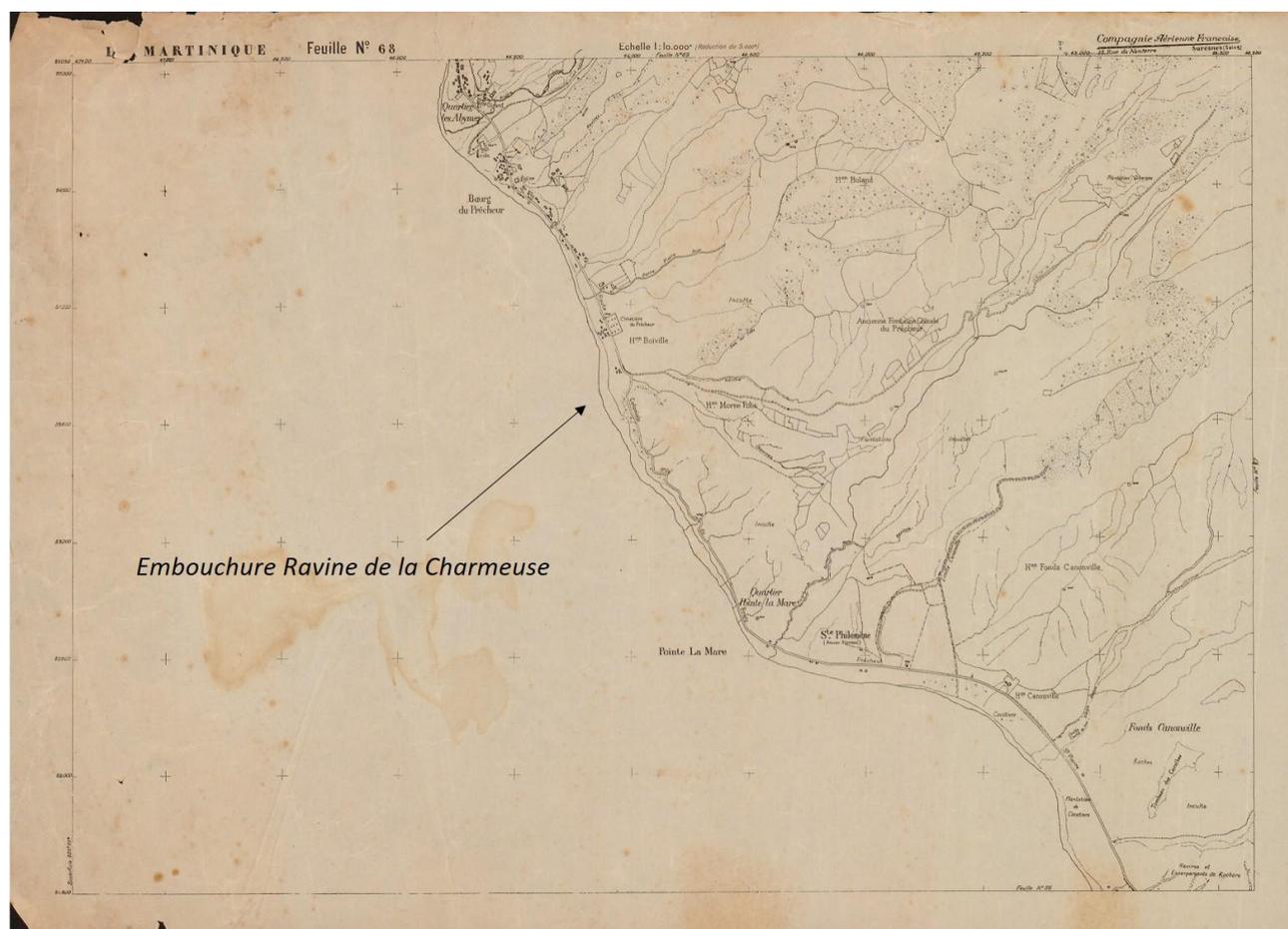


Illustration 33 : Extrait de la carte topographique de 1926 entre Pointe Lamare et le Prêcheur. Feuille n° 68. Ce cordon sédimentaire centré sur l'embouchure de la rivière La Charmeuse, semble y être représenté.

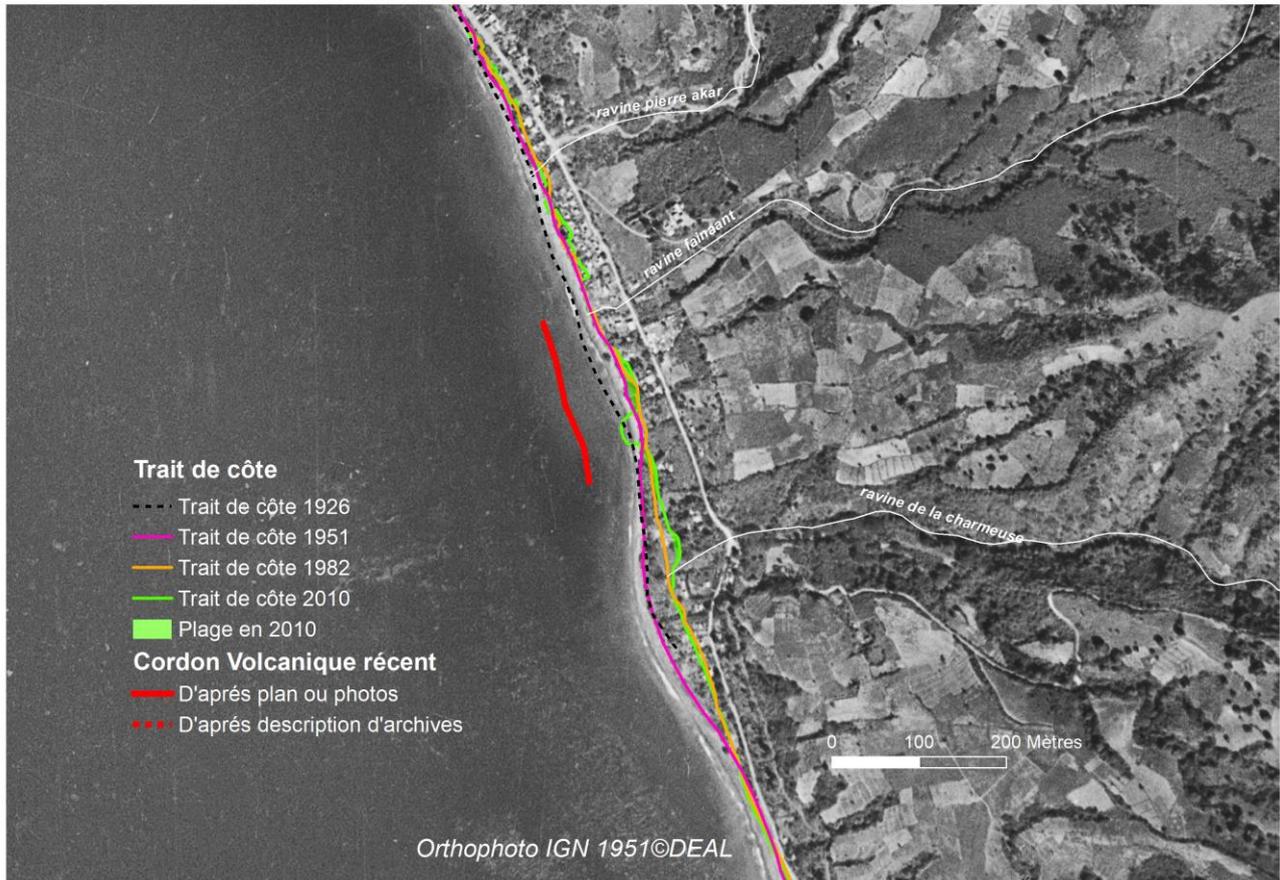


Illustration 34 : Mobilité du trait de côte depuis 1926 dans le secteur du Quartier du Cimetière

5.3. LA COULÉE BLANCHE : VESTIGE DU CORDON VOLCANIQUE PRIMAIRE DE 1902/1929 ENCORE EN REcul AUJOURD'HUI

De 1902 à 1905, de nombreuses coulées pyroclastiques concentrées dévalèrent la vallée de la Rivière Blanche et créèrent une avancée de matériaux sur la mer. Lors de l'éruption de 1929-1932, ce phénomène se reproduit (avec une ampleur moindre) entre la Rivière Sèche et la Rivière Claire au cours de laquelle la progradation a atteint 100 m d'après Revert (1931). L'épaisseur cumulée des dépôts pyroclastiques de 1902 et de 1929 dans l'ancienne vallée de la Rivière Blanche dépassent localement 50-60 m d'épaisseur (Boudon et al., 2005, p. 138) sachant que Lacroix (1904, p 331) évoquait pour l'éruption de 1902 une épaisseur qui atteignaient 15 mètres au niveau de la mer.



*Illustration 35 : Vues des deltas formés par les dépôts pyroclastiques en 1930
Photographies : Perret F (1939)*

Outre ces photographies, nous ne disposons pas de carte topographique pour connaître précisément la progradation maximale atteinte par la coulée en mer suite à ces coulées pyroclastiques ; nous savons juste que cette avancée était supérieure à 100 m (Revert, 1931).

Depuis 1951, la falaise constituant la « coulée blanche » entre la Rivière Sèche et la Rivière Claire, subit un recul homogène et continue en témoigne le déplacement dans les terres de la route et des ouvrages d'arts traversant les embouchures de la Rivière Claire et de la Rivière Sèche (cf. Illustration 36).

Ce recul atteint en moyenne entre 25 et 30 m entre 1951 et 2010 (cf. Illustration 36), soit une vitesse de recul de 2 m par an.

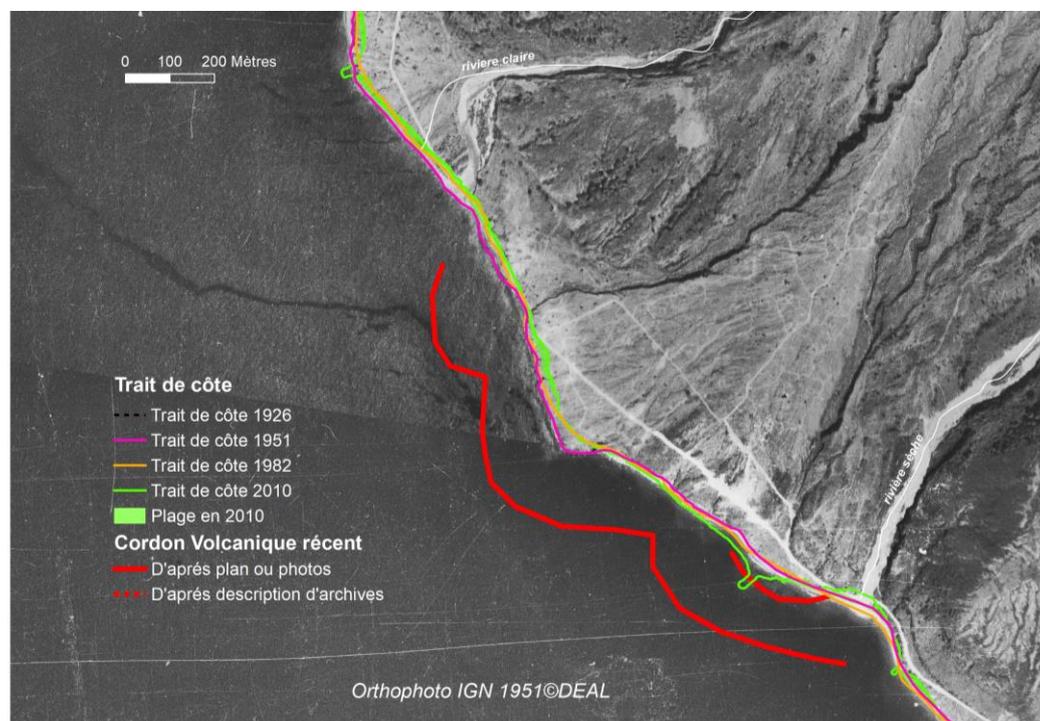


Illustration 36 : Mobilité du trait de côte dans le secteur de la rivière Blanche. A l'ouest de l'embouchure de la rivière Sèche, la portion de 500 m qui apparaît en avancée correspond à l'aménagement d'une carrière.

5.4. AILLEURS, ÉROSION D'UN CORDON LITTORAL ANTÉRIEUR A CELUI MIS EN PLACE PAR LES ERUPTIONS DU XX^{EME} SIECLE

5.4.1. Plage de Sainte Philomène

Entre la Coulée Blanche et Pointe Lamarre, sur la plage de sainte Philomène, on observe, entre 1951 et 2010, un recul de la limite de végétation de 10 à 15 m en moyenne (et jusqu'à 25 m) et le même recul est observé sur la limite de jet de rive. A l'inverse, à Fond Canonville, le trait de côte présente une relative stabilité.

Aucune description d'archives ne décrit de dépôts sédimentaires devant le quartier de Sainte Philomène ; les fonds bathymétriques ne sont d'ailleurs pas particulièrement propices à une accumulation sédimentaire. Il est donc probable que ce secteur n'ait pas particulièrement bénéficié de dépôts significatifs lors des éruptions du XX^{eme} siècle et que l'érosion constatée aujourd'hui corresponde au recul d'un cordon volcanique plus ancien.

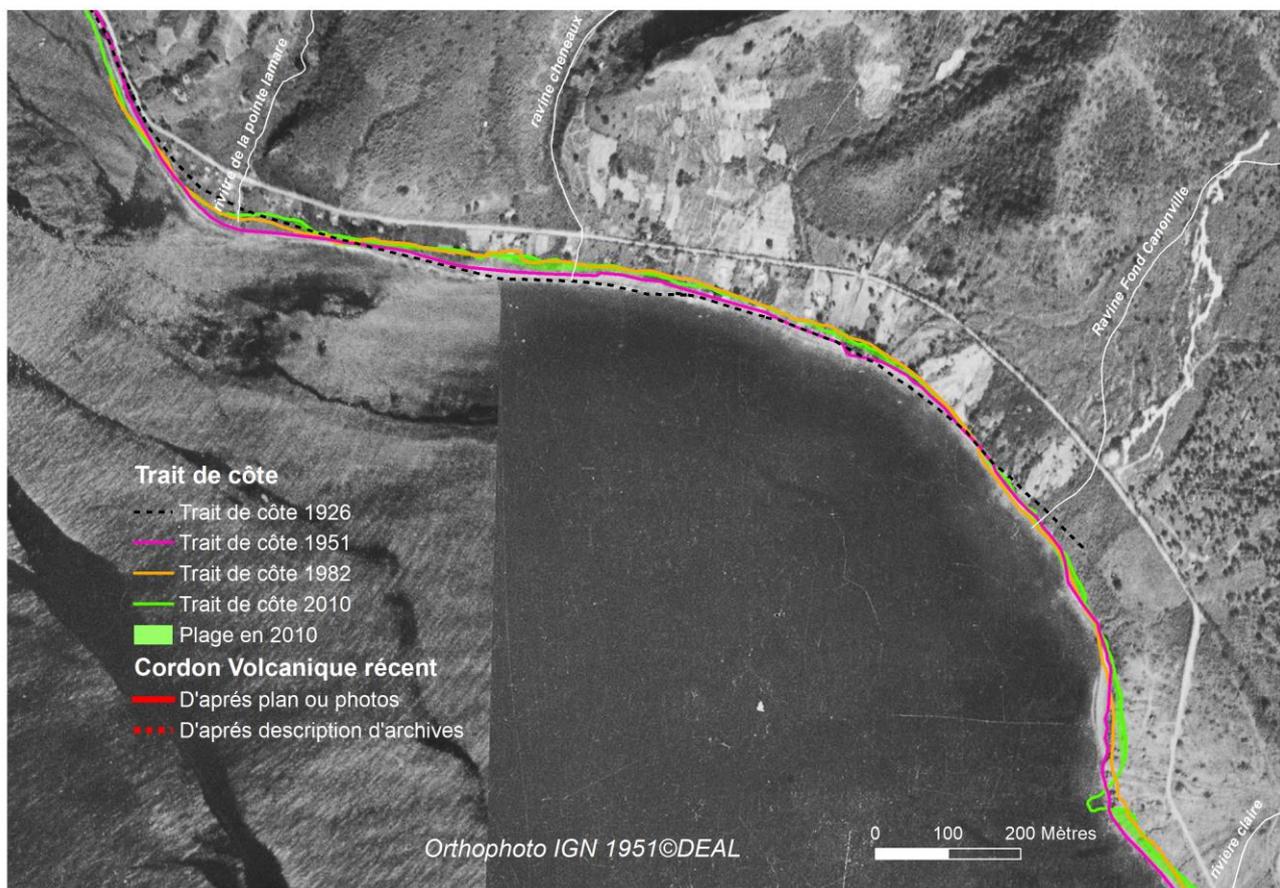


Illustration 37 : Mobilité du trait de côte depuis 1926, dans le secteur de Sainte Philomène

5.4.2. Anse Chalvet

A l'Anse Chalvet, on constate, entre 1951 et 2010, sur la partie centrale de l'anse (sur 500 m), un recul de 20 à 35 m à la fois de la limite du jet de rive et de la limite de végétation et une avancée localisée aux embouchures de ravines (cf. *Illustration 38*). Rien n'exclut que ces sédiments qui

présentent une forte érosion depuis 1951 soient liés aux éruptions volcaniques du XX^{ème} siècle, en provenance de la Rivière Capot (d'après la direction dominante de la dérive littorale vers le nord-ouest).

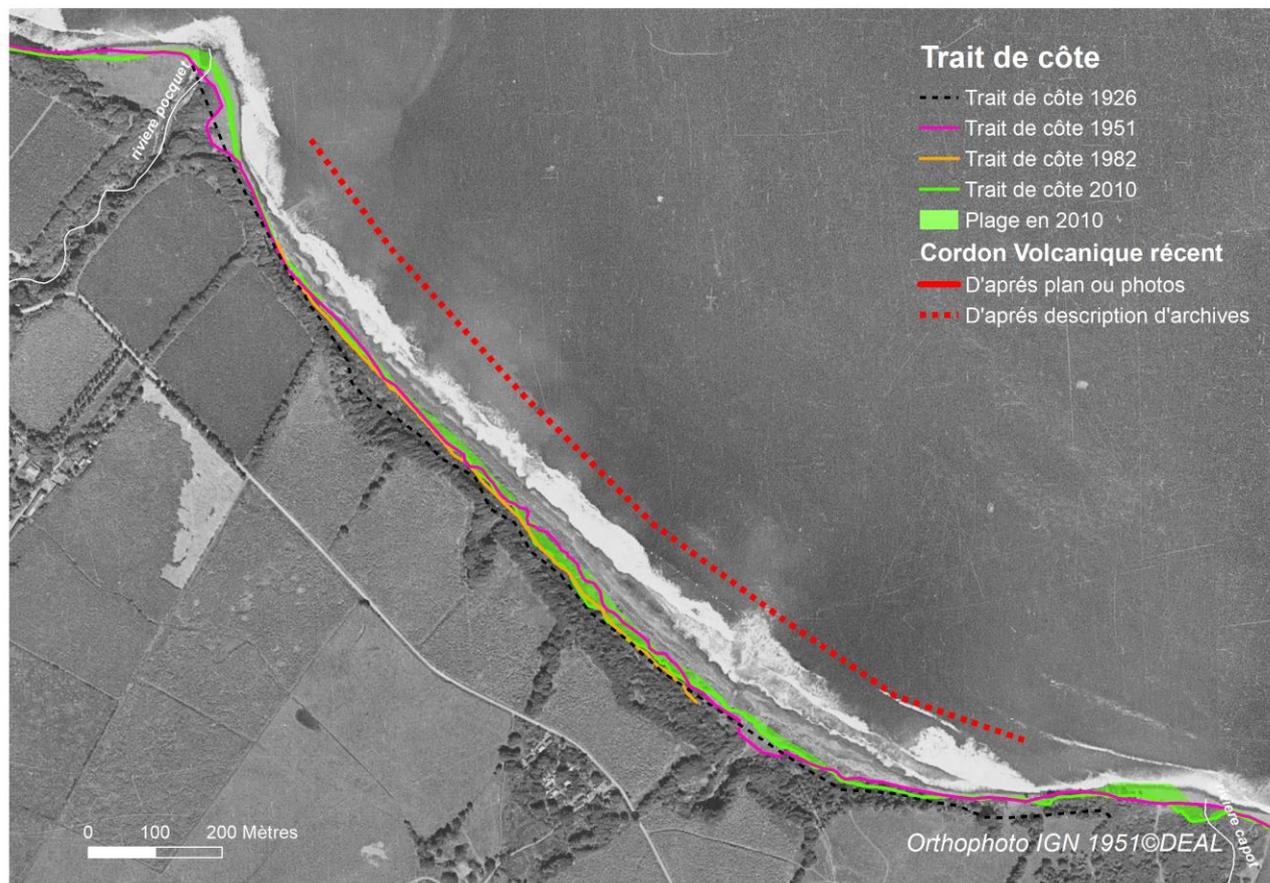


Illustration 38 : Mobilité du trait de côte depuis 1926, à l'Anse Chalvet

5.5. ENSEIGNEMENTS

La grande majorité du cordon littoral volcanique associée aux apports primaires, secondaires et/ou tertiaires des éruptions magmatiques de la Montagne Pelée au cours du XX^{ème} siècle, avait déjà été érodé en 1951. Plus aucun vestige de ce cordon volcanique n'existe aujourd'hui excepté au niveau de la coulée Blanche.

5.5.1. Hypothèse formulées sur l'origine des dépôts érodés

En comparant les constats sur la mobilité du trait de côte, présentés juste ci-avant, aux documents d'archives, des hypothèses ont pu être formulées sur l'origine des dépôts en érosion depuis 1926 et notamment, s'ils étaient liés ou non, à l'activité volcanique du XX^{ème} siècle (Illustration 39). Ainsi, il ressort que l'érosion et/ou le recul du trait de côte observée sont, en grande partie, liés à la disparition des sédiments ou au recul des dépôts issus de ses éruptions (1902-1905 et/ou 1929-1932).

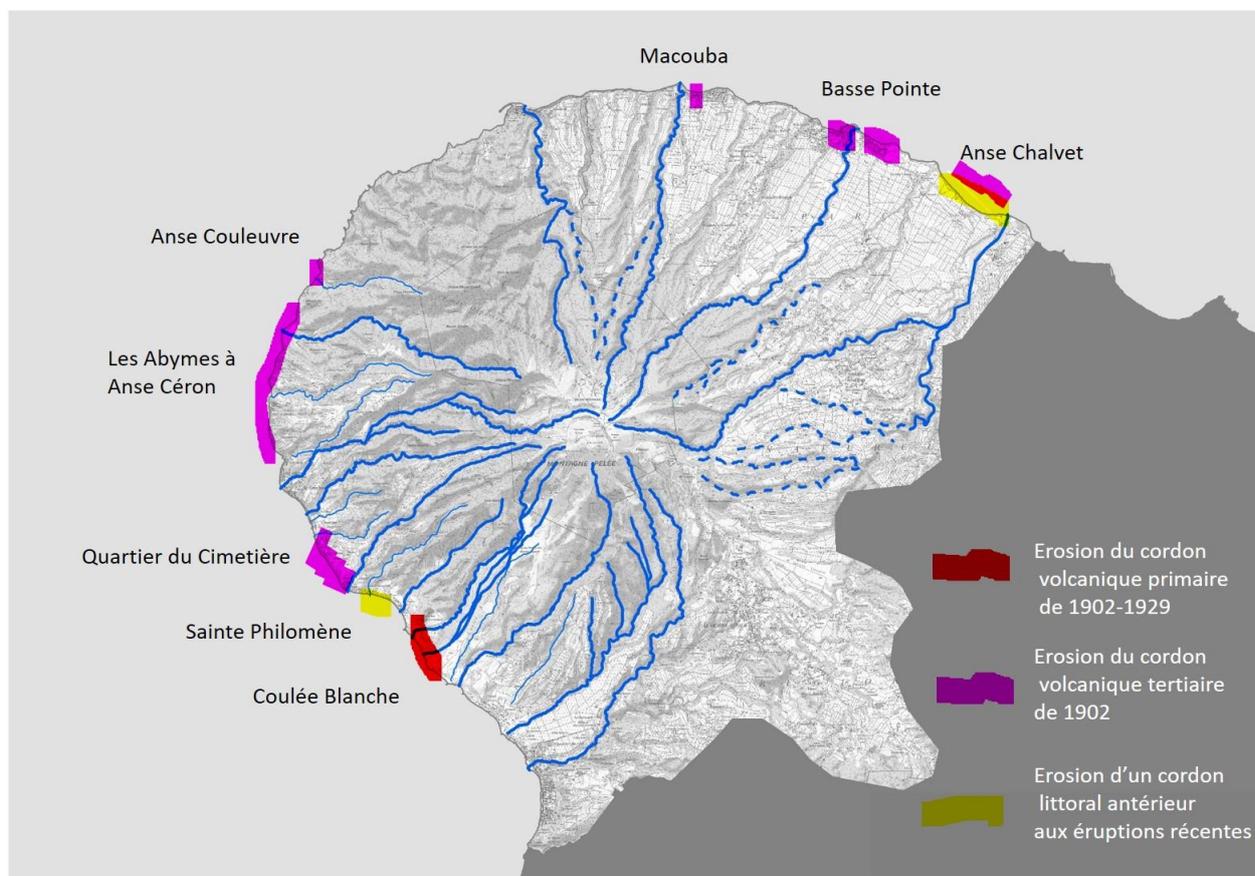


Illustration 39 : Hypothèse formulée sur l'origine des terrains en recul depuis 1951

5.5.2. Vitesse de disparition du cordon volcanique des éruptions du XX^{ème} siècle

Le cordon volcanique des éruptions du XX^{ème} siècle s'est donc érodé rapidement puisque la majeure partie n'était déjà plus observable en 1951. Plus aucun vestige n'existe en 2010, sauf peut-être, derrière les ouvrages de protection.

Sur la côte Atlantique, la vitesse d'érosion des premiers dépôts volcaniques atteignait au moins 8 m/an dans les premières années après l'éruption : les 200 m de progradation décrit à l'embouchure de la rivière Basse Pointe étaient déjà érodés en 1926. Concernant « *la plage continue qui atteignait parfois 100 mètres de large* » et « *qu'il était possible de longer entre Macouba et Grande Rivière* » (Lacroix A., 1904), sa disparition constatée sur la photographie de 1951 conduit à évaluer des vitesses d'érosion minimale de 2 m/an. Il en est de même pour la disparition complète, dès 1951, des dépôts issus de la Rivière Capot qui s'étendaient sur 1,3 km jusqu'à l'anse de la Rivière Rouge (Lacroix A., 1904, p. 468).

Sur la côte Caraïbe, les dépôts accumulés sur les hauts fonds présentent une vitesse de recul atteignant jusqu'à 4 m/an.

Maximales juste après les éruptions, ces vitesses d'érosion décroissent avec les années puisque pour les derniers vestiges identifiés en 1951 (et présentés dans ce chapitre), les vitesses d'érosion sont de l'ordre de 15 à 50 cm / an.

L'illustration 40 rassemble les informations sur les reculs observés depuis 1926 à partir des photographies aériennes et indique des ordres de grandeur de vitesse d'érosion auquel cela correspond (bien que cette moyenne soit peu significative puisque la vitesse de recul de ces dépôts n'est pas constante).

	Lieu	Âge et origine de cordon volcanique (récent : lié aux éruptions du XXème siècle / antérieur : plus ancien)	Recul observé depuis 1926 ou 1951	Vitesse estimée (période d'observation sur laquelle la vitesse a été estimée)
Côte Caraïbe	Coulée Blanche	Récent	La falaise a reculé entre 25 et 30 m environ entre 1951 et 2010	40 cm par an (1951-2010)
	Sainte Philomène	Antérieur + Récent ?	La limite de végétation a reculé entre 10-15 m et jusqu'à 25 m	15 cm par an (1951-2010)
	Quartier du Cimetière	Récent	Recul marqué de 25 m entre 1951 et 2010 sur un linéaire de 500 m	40 cm par an (1951-2010)
	Les Abymes à Anse Belleville	Récent	Recul entre 100 et 200 m de la limite de végétation depuis 1926	Entre 2 et 4 m par an (1926-1982)
	Anse Céron	Antérieur + Récent	Recul de 40 m constatée entre 1951 et 1982 mais seulement de 20 m entre 1982 et 2010	1,3 m/an avant 1982 70 cm / an depuis 1982
Côte Atlantique	Embouchure de Basse Pointe, de Macouba et d'Anse Céron	Récent		15 à 50 cm / an (1951-2010)
	Anse Chalvet	Antérieur + Récent ?	Un recul de 20-25 m à la fois de la limite « sable sec sable mouillé » et de la limite de végétation, sur la partie centrale de l'anse (500 m). Une avancée localisée aux embouchures de ravines	30 à 40 cm / an (1951-2010)

Illustration 40 : Estimation des vitesses d'érosion à partir des observations de 1926, 1951, 1982 et 2010. Les observations de 1926 et de 1982 n'ont été prises en compte dans la détermination des vitesses de recul que si l'incertitude était jugée acceptable.

5.5.3. Le rôle de la bathymétrie dans l'accumulation en mer des dépôts volcaniques

L'avant côte martiniquaise coté Caraïbe est très pentue jusqu'à la pointe Lamarre. Ensuite, les structures géologiques anciennes se prolongent en mer et le plateau de l'avant côte s'élargit progressivement et ce, jusqu'à la côte Atlantique. Entre les Abymes et Anse Céron, ce plateau est fortement incisé par des paléo-ravines qui correspondent aujourd'hui aux embouchures des ravines Demare et Anse Belleville.

D'après les observations rassemblées dans les paragraphes précédents, les dépôts volcaniques encore observables en 1951 étaient localisés sur les zones de plateaux bathymétriques peu profonds. Dès lors, on peut émettre l'hypothèse que la morphologie de l'avant-côte a conditionné l'accumulation des apports sédimentaires volcaniques dans le proche littoral : une morphologie peu pentée ayant favorisé le dépôt des matériaux tandis qu'une zone à forte bathymétrie n'ayant pas permis de les retenir.

Ainsi, l'illustration 41 propose une reconstitution, à partir notamment de la présence de haut-fond, du cordon volcanique susceptible d'avoir été créé par l'éruption de 1902-1905.

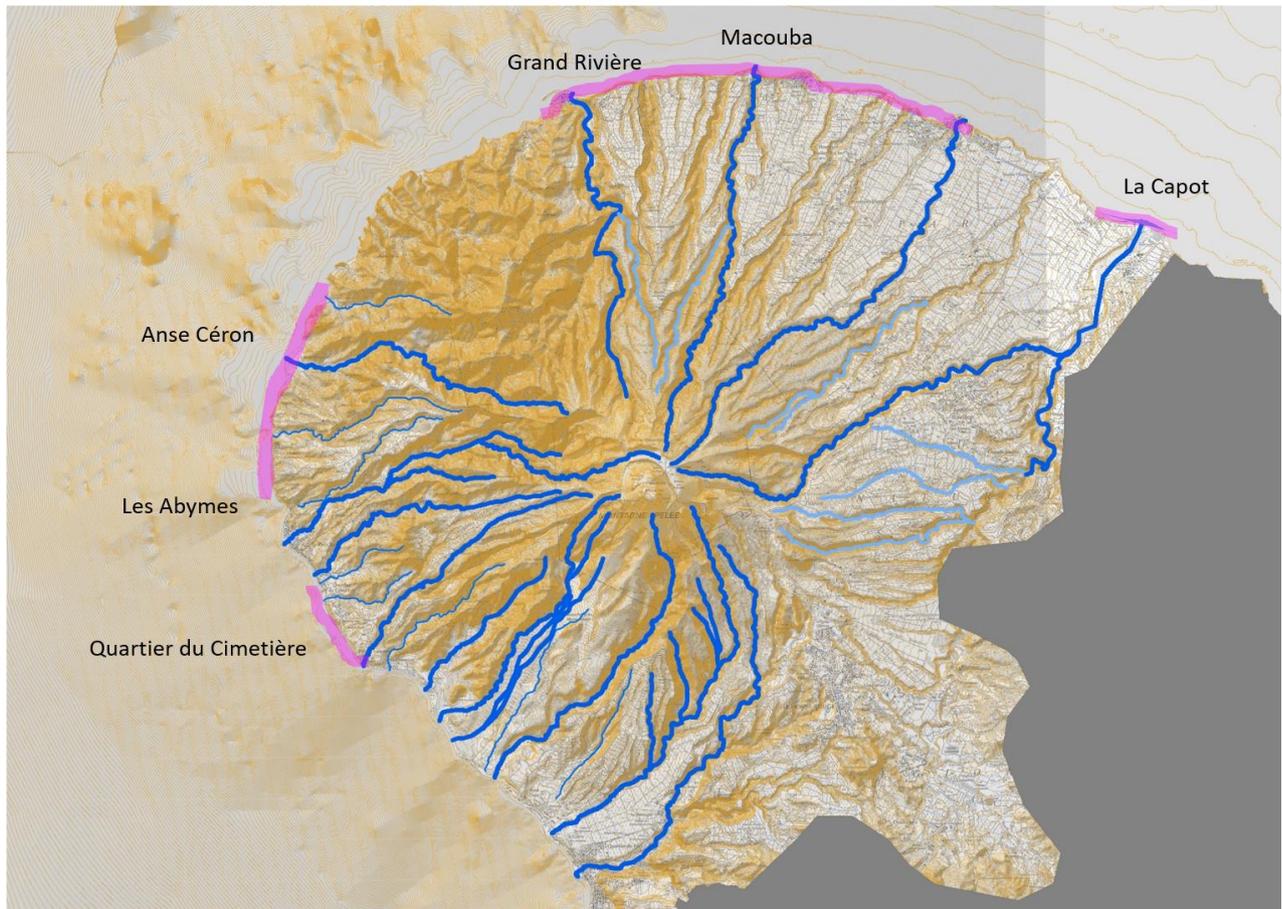


Illustration 41 : Reconstitution du cordon volcanique susceptible d'avoir été créé par l'éruption de 1902-1905

6. Les facteurs de prédisposition à l'érosion et au recul du cordon littoral

6.1. ERODABILITÉ LITHOLOGIQUE DU CORDON LITTORAL

6.1.1. Côtes soumises au recul à l'échelle des scénarios (100 ans)

Le cordon littoral actuel est constitué de différents faciès qui présentent chacun une sensibilité spécifique à l'érosion et au recul du trait de côte. Les côtes basses constituées de terrains peu ou pas consolidés sont souvent très mobiles alors que les côtes à falaises présentent des vitesses de recul généralement beaucoup plus limitées.

La plupart des falaises du littoral peléen sont constituées de roches indurées sachant que Smith et Roobol (1990) considèrent, au sujet de la Montagne Pelée, qu'il faut 50 000 à 70 000 ans pour s'indurer. A partir de cette définition, les falaises volcaniques du Mont Conil, peuvent être considérées comme indurée soit résistante à l'érosion, à l'échelle de temps de notre étude (la centaine d'années).

Certaines côtes à falaise plus jeune, notamment celles constituées de brèches pyroclastiques ou de nuées ardentes (mises en place entre 19 500 et 40 000) qui arment la côte Atlantique et le nord de la commune du Prêcheur, peuvent subir des effondrements qui vont conduire, de temps en temps, à un recul localisé pouvant atteindre plusieurs mètres. C'est ce type d'événements qui a probablement conduit, en 1971, à l'effondrement du dispensaire de Macouba au niveau de la Pointe Houssaye ou à l'endommagement de la crèche de Basse Pointe en 2018. De la même manière, des chutes de blocs se produisent fréquemment depuis ce type de falaise dans la quartier d'Anse Belleville. A une échéance de 100 ans, le recul qu'il faudrait considérer sur ce type de falaise reste de l'ordre de 10 m.

A l'échelle de temps de nos scénarios (100 ans), l'étude s'intéressera donc plus particulièrement à la mobilité des côtes basses et des côtes à falaise les moins consolidées que l'on considère ici comme celles inférieures à 20 000 ans. Ainsi, les petites falaises constituées des coulées pyroclastiques des éruptions du début du siècle (1902-1905 et/ou 1929-1932) ou des coulées pliniennes de l'Anse Céron (entre 13 500 et 600 ans) sont considérées mobiles à l'échelle de nos scénarios, en témoignent les constats rapportés sur l'illustration 42.

6.1.2. Erodabilité de chaque type de côte

L'illustration 42 permet de comparer les vitesses d'érosion observées selon la nature du cordon littoral concerné. Les mécanismes d'érosion et de recul correspondant à ces vitesses d'érosion ainsi que les valeurs à considérer pour les 100 prochaines années sont discutés ci-après, par type de cordon littoral.

La nature géologique de la côte a été déterminée à partir des observations de terrain réalisées dans le cadre de ce projet, complétées par les cartes géologiques (Westercamp et Traineau

(1983a), Westercamp et al. (1990)) et les sondages disponibles dans la Base de Données du Sous-sol⁹.

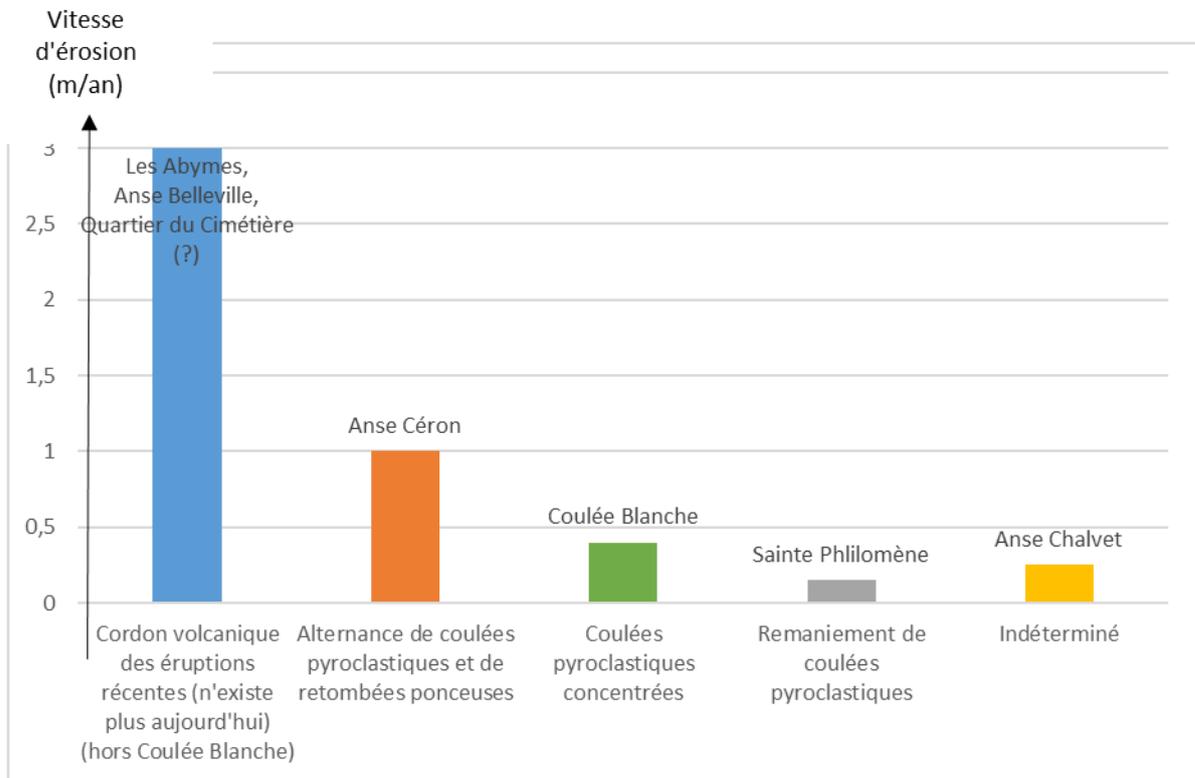


Illustration 42 : Vitesse d'érosion observée depuis 1926 selon la nature du cordon littoral

Le cordon volcanique récent (qui n'existe plus aujourd'hui) mis en place suite aux éruptions du XX^{ème} siècle

Le cordon volcanique récent tel que défini au § 2.2.1 présente une vitesse d'érosion rapide décrite au § 5.5.2, justifiée par sa faible consolidation. L'illustration 43 illustre bien la nature pulvérulente non consolidée de ce cordon sédimentaire à l'embouchure de Basse Pointe.

Dans les premières années après l'éruption, les vitesses d'érosion atteignaient au moins 8 m/an sur la Côte Atlantique et plutôt à 4 m/an sur la côte Caraïbe (ce qui pourrait s'expliquer par la différence d'exposition aux houles saisonnières).

Ce cordon volcanique ayant aujourd'hui disparu, il n'y a pas de raison que ces vitesses de recul soient conservées.

⁹ <http://infoterre.brgm.fr/>



Illustration 43 : Cordon volcanique récent issu des apports secondaires et tertiaires des éruptions volcaniques de 1902-1905 à l'ouest de l'embouchure de Basse pointe : à gauche, fin 1902 (Lacroix, 1904) à droite, en 1906-1907 (Lacroix, 1908)

La côte rocheuse peu consolidée de la Coulée Blanche

Présentée sur l'illustration 47, cette côte rocheuse est armée par les coulées pyroclastiques de la Coulée Blanche, observable notamment sur le haut de plage à l'embouchure de la rivière Claire (Illustration 44). Cette falaise qui peut atteindre 7 m de haut, est constituée d'une matrice limoneuse grise contenant de blocs indurés mono-lithologiques et anguleux, centimétriques à pluridécimétriques. La matrice est très friable et son érosion par les agents atmosphériques désagrège progressivement l'affleurement et forme des petits cônes d'éboulis au pied de la microfalaise. L'érosion de la matrice entraîne le déchaussement des petits blocs indurés. De surcroît, la végétation qui se développe dans la porosité d'interstice aggrave l'érosion. Lors des tempêtes et des épisodes de forte houle, le pied de l'affleurement est purgé et il subit alors une sollicitation hydraulique et une attaque directe.

Cette falaise présente un recul homogène estimé à 40 cm/an d'après les observations faites entre la Rivière Sèche et la Rivière Claire (recul de 25 à 30 m environ entre 1951 et 2010) ; l'avancée du trait de côte constatée localement étant liée aux aménagements d'une carrière.

A conditions hydroclimatiques identiques et compte tenu du fait que cette formation lithologique arme l'ensemble du versant de la Coulée Blanche, il n'y a pas de raison que le recul constaté depuis 1926 ne se poursuive pas et ce, avec la même vitesse moyenne d'érosion.



Illustration 44 : Affleurement des coulées pyroclastiques mises en place par les éruptions du début du siècle à l'embouchure de la rivière Claire



Illustration 45 : Affleurement des coulées pyroclastiques mises en place par les éruptions du début du siècle

Des vestiges de ces coulées pyroclastiques concentrées pourraient également correspondre à l'horizon de 2 à 3 m qui recouvre les nuées ardentes constituant la falaise qui limite l'embouchure sud de la Rivière Sèche (cf. Illustration 46).



Illustration 46 : Affleurement à l'embouchure sud de la Rivière Sèche correspondant probablement à des coulées pyroclastiques mises en place par les éruptions du début du siècle surmontant les Nuées NRS indiquées sur la carte géologique

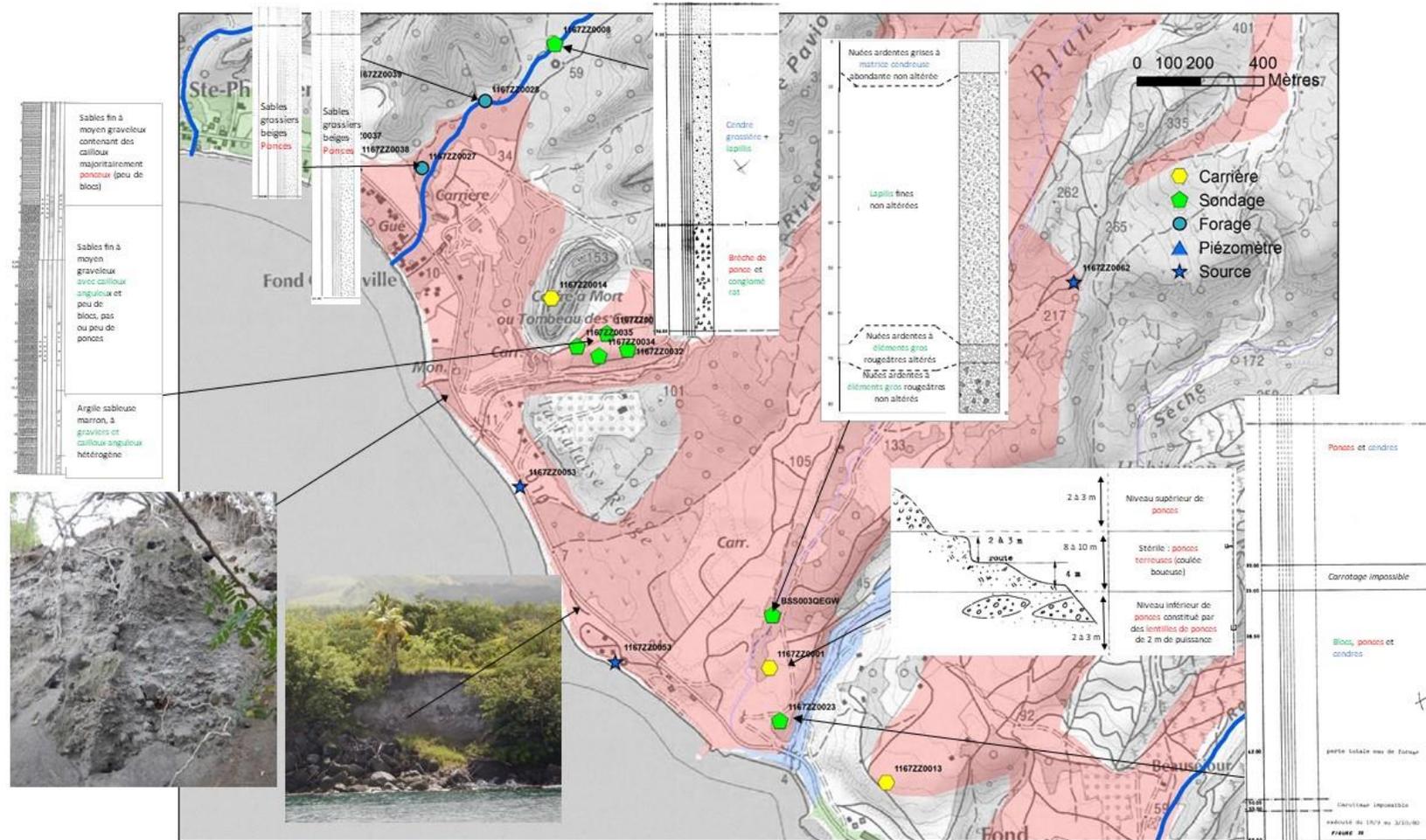


Illustration 47 : Description lithologique de la Coulée Blanche (en rouge) à travers différents sondages

La côte basse du Quartier Cimetière et Sainte Philomène

Le cordon volcano-sédimentaire sur lequel se situent les quartiers Sainte Philomène et du Cimetière se présente sous forme d'une zone basse dont le relief doux s'étend progressivement vers les hauteurs et au sein de laquelle peu d'affleurements ont pu être observés (cf. Illustration 48).

La nature de ce cordon est qualifiée de « zone de remaniement volcano-sédimentaire ». Dans le quartier du Cimetière, excepté l'affleurement de coulées ponceuses de 2 à 3 m de hauteur relativement induré repéré en amont de la route nationale, les constats convergent plutôt vers des terrains remaniés. Des éléments ponceux ont été repérés en aval de la route dans des terrains remaniés et les sondages BSS recourent au moins une dizaine de mètres d'alluvions à l'embouchure des principales rivières (Charmeuse, Pointe Lamarre) (cf. Illustration 48). La carte géologique décrit « *des éboulis à dominante d'éléments de coulées autoclasiques d'andésite* » qui proviendraient de la dégradation des roches massives peu altérées situées en amont (Westercamp, 1990).

A conditions hydroclimatiques identiques, sur le quartier de Sainte Philomène, on suppose que le recul constaté depuis 1926 est susceptible de se poursuivre, avec la même vitesse d'érosion, sur l'étendue de la zone de remaniement cartographiée, soit 15 cm/an. On propose d'appliquer cette vitesse d'érosion, au Quartier du Cimetière, de même nature lithologique. En effet, les vitesses de recul constatés sur le Quartier du Cimetière (40 cm/an) depuis 1951 intégraient l'érosion beaucoup plus rapide du cordon volcanique récent aujourd'hui disparu et ne sont donc plus applicables aujourd'hui.

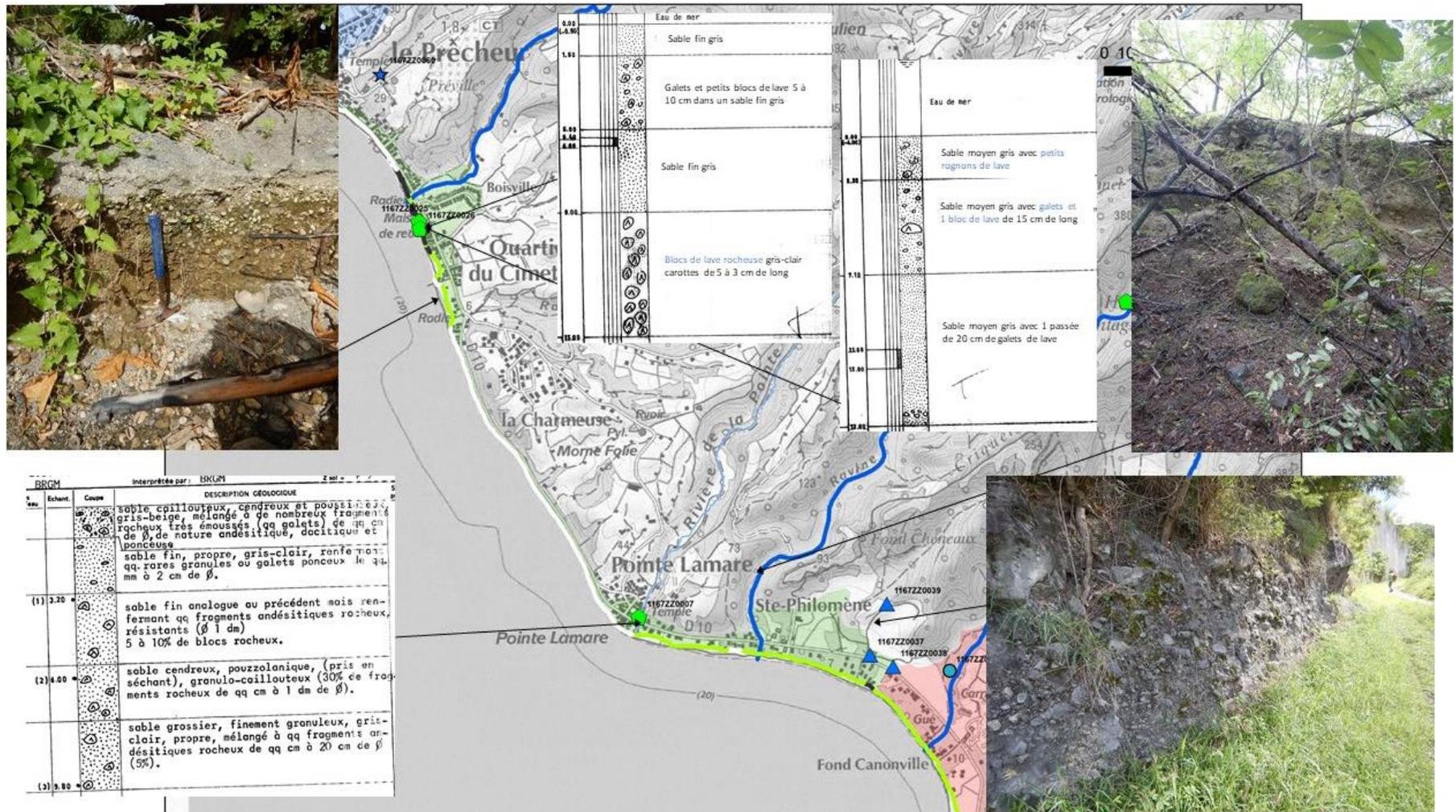


Illustration 48 : Une zone de remaniement (en vert) constituant un cordon volcanique sensible au recul du trait de côte au Quartier du Cimetière et de Sainte Philomène

La côte rocheuse peu consolidée d'Anse Céron

Cette côte rocheuse au sud de l'embouchure d'Anse Céron se présente sous forme d'une microfalaise de 4 m de haut, le long du littoral (cf. Illustration 49).

Cette falaise est issue d'une alternance de dépôts volcaniques constitués successivement d'éléments fins (cendres) et grossiers (blocs) de couleur ocre, constituant des horizons subhorizontaux successifs d'épaisseur variable (cf. Illustration 50). Cet horizon géologique est probablement issu des dernières éruptions pliniennes de la Montagne Pelée (qui ont été mises en place entre 600 et 13 500 ans).

La paroi est très friable et de nombreuses fissures subverticales délimitent des écailles prêtes à se détacher. Cette côte présente une mobilité estimée à 70 cm/an d'après les observations faites depuis 1982. Rappelons que le recul observé depuis 1926 correspondait probablement à l'érosion du cordon volcanique récent aujourd'hui disparu, la vitesse d'érosion constatée avant 1982 n'est donc plus applicable.



Illustration 49 : Côte rocheuse peu consolidée constituée d'une alternance de dépôts volcaniques à Anse Céron

Un cône alluvial
de sables et galets
au niveau de
l'embouchure



Une falaise de 4 m de haut
de coulées ponceuses et
pyroclastiques

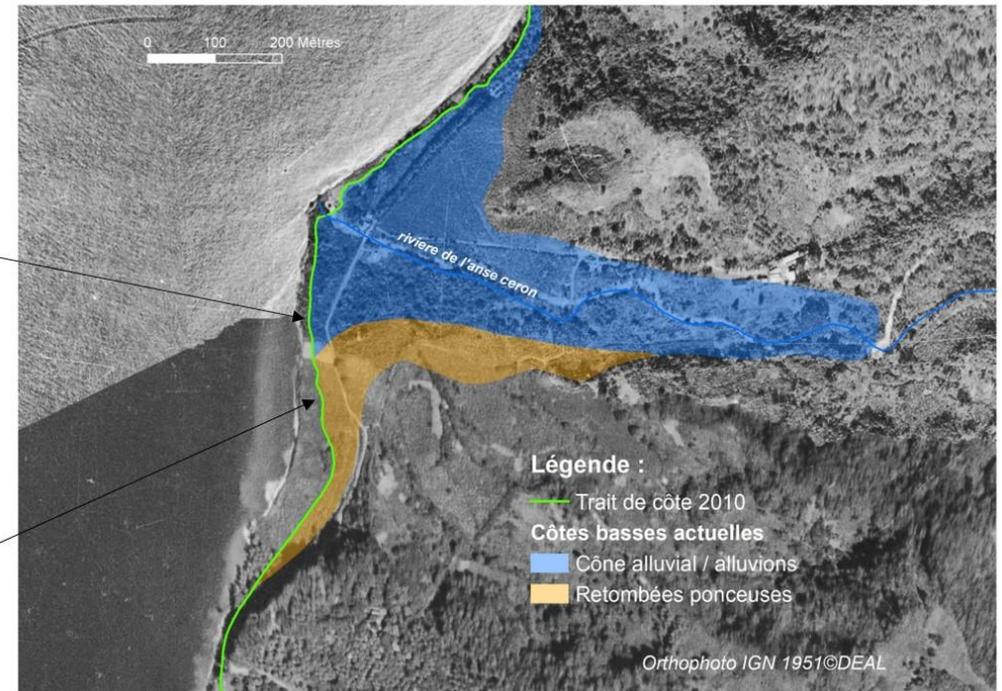


Illustration 50 : Nature géologique du cordon littoral actuel au niveau de l'anse Céron

La côte basse d'Anse Chalvet

La côte basse d'Anse Chalvet se présente sous forme d'une zone basse de 20 à 25 m de largeur qui borde une falaise rocheuse d'une trentaine de mètres armée pour une grande partie, par les nuées ardentes de la Montagne Pelée (d'âge entre 19 500 et 40 000 ans) (cf. Illustration 51). La nature lithologique de cette zone basse n'est pas déterminée mais on suppose qu'il s'agit d'une zone d'éboulis volcanique issue du démantèlement de la paroi rocheuse consolidée. En effet, bien que consolidée, ce type de falaise est sujet à des déstabilisations localisées comme discutées dans le § 6.1.1.

La carte géologique indique également à cet endroit la présence de nuées ardentes d'Ajoupa Bouillon (NAB1), c'est-à-dire datée de 2740 ans (Westercamp et al., 1990) et dont la consolidation reste probablement limitée (aucun affleurement n'a été cependant observé).

Cette côte basse présente une forte mobilité estimée entre 30 et 40 cm/an d'après les observations historiques sur une portion de falaise de 500 m de long bordée par les nuées ardentes d'Ajoupa Bouillon. On propose d'appliquer cette vitesse d'érosion à la portion bordée par les nuées ardentes d'Ajoupa Bouillon qui dispose, d'après les observations, d'une plus forte susceptibilité à l'érosion que le reste de la falaise et de choisir la valeur basse (0,30 cm/an) pour tenir compte de la disparition du cordon sédimentaire récent.

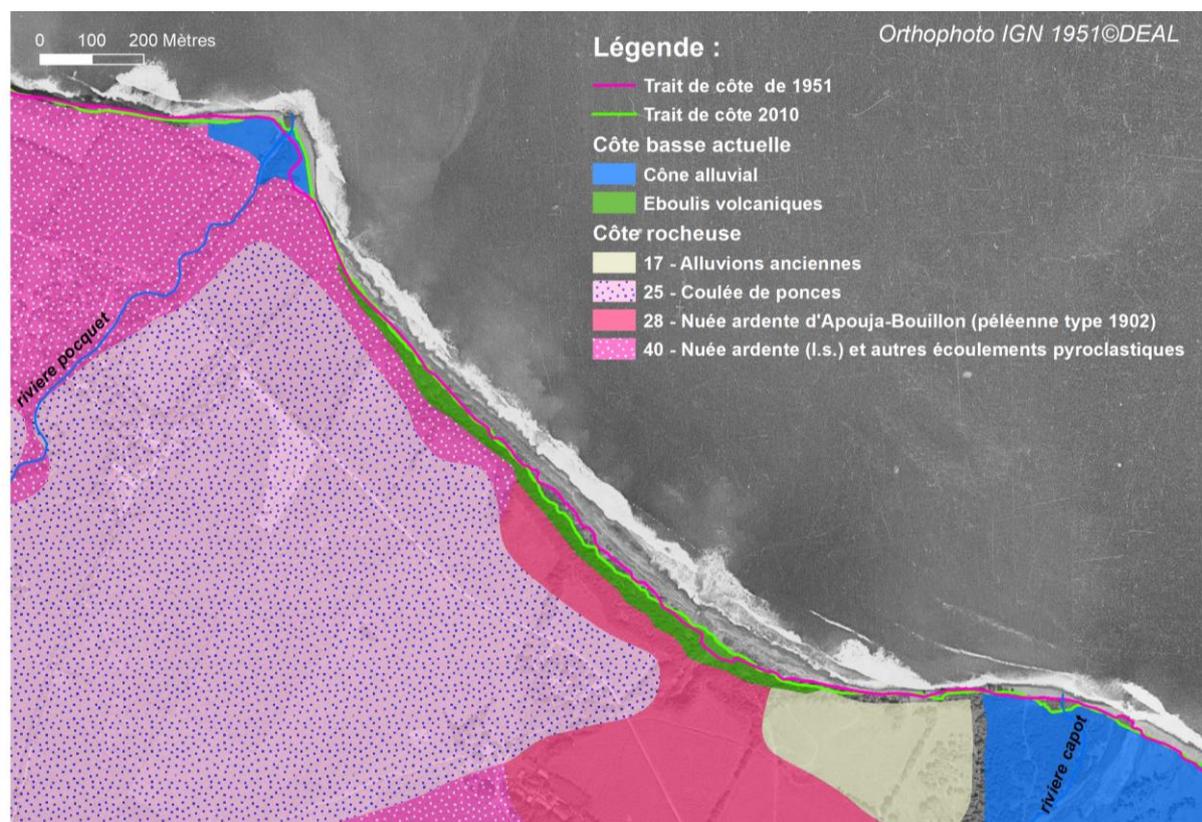


Illustration 51 : Nature lithologique du cordon littoral actuel au niveau d'Anse Chalvet

6.2. L'EXPOSITION DES COTES AUX FORÇAGES MARINS

Les côtes ne sont pas exposées de la même manière aux forçages marins et notamment à l'effet des houles.

La façade Atlantique (côte « au vent ») est directement exposée aux houles d'alizés alors que la Côte Caraïbe (côte « sous le vent ») reste plus protégée. Cette exposition privilégiée expliquerait que ces sédiments aient été érodés plus rapidement sur la Côte Atlantique.

Cependant, vis-à-vis des houles cycloniques, la Côte Caraïbe n'est pas plus protégée. En effet, le profil bathymétrique de l'avant-côte intervient également dans la vitesse d'érosion, particulièrement pour les houles très énergétiques. Plus la pente de l'avant côte est forte :

- Plus le déferlement est énergétique et proche de la côte ;
- Plus les sédiments sont facilement entraînés sous la profondeur de fermeture¹⁰ et ne pourront donc plus participer au rechargement naturel régulier des plages.

Or, sur la côte Atlantique, le littoral borde un large plateau continental ; le profil de l'avant-côte est régulier et peu pentu (pente < 2° sur plus de 7 km) alors que la bathymétrie est contrastée sur la côte Caraïbe (cf. Illustration 52). De Saint-Pierre jusqu'aux Abymes, la bathymétrie présente une pente relativement continue, avec un plateau côtier limité. Au-delà, le plateau côtier s'étend de plus en plus vers le large pour atteindre 1 à 1,5 km de largeur avant une rupture de pente marquée qui s'initie à moins de 100 m de profondeur. Ce plateau est localement entaillé dans l'axe de certaines rivières actuelles (rivière Céron) ou paléo-rivières (ravine Démarre notamment). Saffache et Desse (1999) avait émis l'hypothèse que ces canyons constituaient probablement des « puits à sédiments » pour les sédiments transportés par la dérive littorale mais aussi pour les apports venant de ces rivières.

¹⁰ La profondeur de fermeture est la profondeur à partir de laquelle les effets des houles et des courants côtiers n'ont pratiquement plus d'effet sur la mobilité des sédiments.

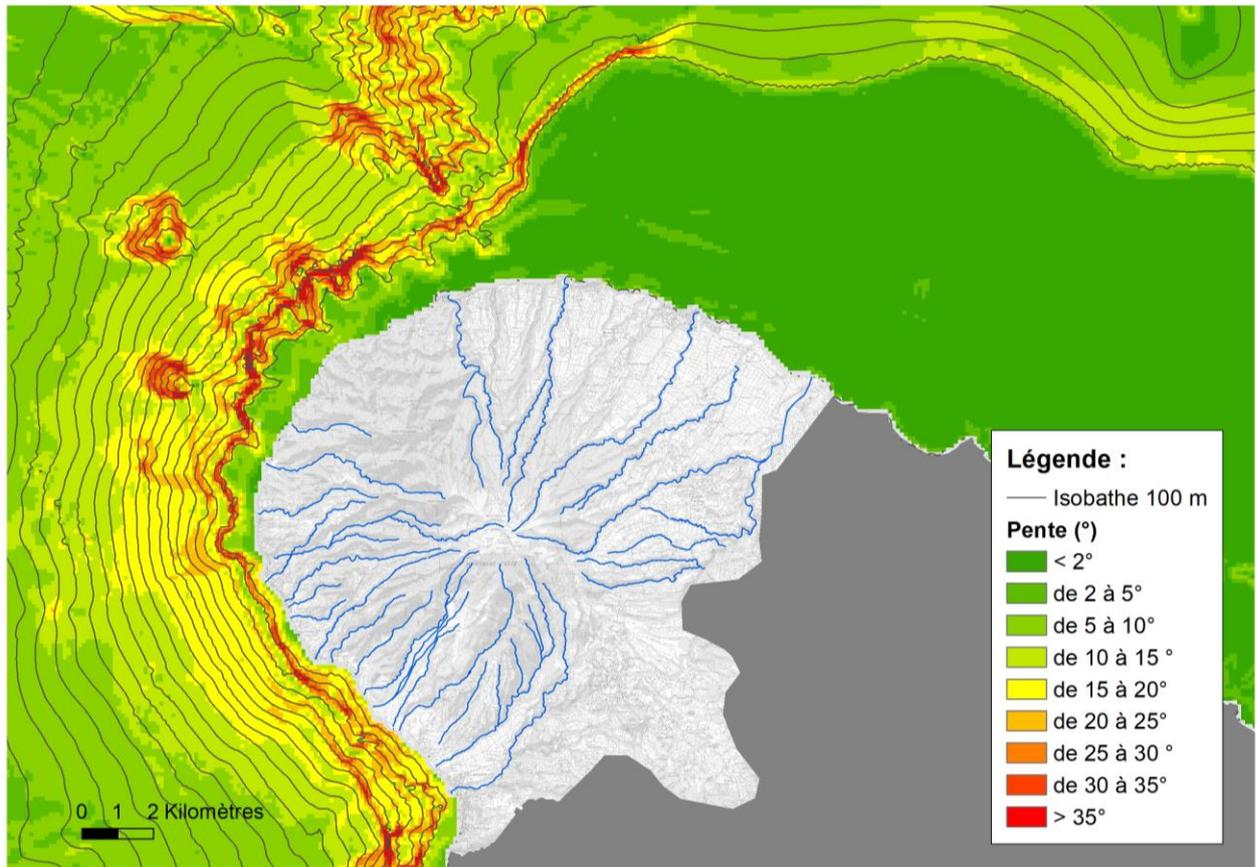


Illustration 52 : Bathymétrie des fonds marins
Source des données bathymétriques : <http://www.shom.fr/>

7. Proposition de scénario d'évolution du littoral

7.1. SYNTHÈSE DES FACTEURS CONTROLANT LA VITESSE DE REcul DU TRAIT DE COTE

La vitesse de recul du trait de côte dépend de la nature du cordon (décrite dans le chapitre précédent) et de la dynamique sédimentaire (apports versus départ). Cette dynamique sédimentaire est sous contrôle de la pluviométrie :

- Sur terre, la pluviométrie contrôle les apports de matériaux au littoral via le transport solide dans les rivières (apport sédimentaire secondaire), par l'intermédiaire du déclenchement de phénomènes de mouvements de terrain et d'érosion de versants. La pluviométrie va modifier également les caractéristiques physiques des falaises littorales les rendant potentiellement plus fragile face à l'érosion ;
- Sur le littoral, les vagues et houles induites par les conditions climatiques vont conditionner l'intensité du transport sédimentaire, les érosions, les courants de dérives et les submersions.

L'illustration 53 synthétise les critères définis comme déterminants pour expliquer les vitesses de recul constatées ici.

Ainsi, les deux principaux forçages (variables dans le temps) contrôlant l'évolution du littoral sont la dynamique hydrosédimentaire marine et celle des apports terrestres via le réseau hydrographique. Les paragraphes suivants présentent les scénarios d'évolution considérés ici concernant ces deux variables.

	Principaux critères	Moyens de le prendre en compte
Facteur de prédisposition (invariable dans le temps)	Nature de la côte	Carte géologique et observations de terrains (cf. § 6.1)
	Exposition à l'effet des houles	Profil bathymétrique de l'avant côte (cf. § 6.2)
Forçage hydrosédimentaire (variable dans le temps)	Les apports terrestres liés à la capacité de transport solide des rivières	De manière qualitative (cf. § 7.3)
	La dynamique hydrosédimentaire marine	Pris en compte sous forme de facteur de prédisposition



Illustration 53 : Critères retenus comme déterminants pour expliquer les vitesses de recul du trait de côte

7.2. SCÉNARIO D'ÉVOLUTION DE LA DYNAMIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE MARINE

7.2.1. Les événements cycloniques, les principaux agents d'évolution du trait de côte

Sur les côtes tropicales microtidales comme celles de la Martinique, le régime des houles constitue le principal facteur d'érosion des plages (Bossier et al., 2000). Si les houles d'alizés (de décembre à février) peuvent conduire à une érosion significative des plages, cette érosion saisonnière est souvent compensée par un rechargement sédimentaire qui se produit lors de la saison sèche comme Bossier et al. (2000) ont pu le mettre en évidence sur la plage de Grand'Rivière. Ce sont donc surtout les événements cycloniques qui ont lieu de juin à octobre qui sont les principaux agents d'évolution du trait de côte.

Dans le détail, pour un même événement et pour une même façade, chaque segment de côte a des caractéristiques différentes. L'orientation, la bathymétrie des petits-fonds, la présence ou non de récifs et d'îles etc. sont autant de facteurs pouvant modifier l'énergie des vagues à la côte et donc affecter l'érosion. Le nombre des facteurs intervenant dans le processus d'érosion explique la diversité de l'intensité des réponses des différents segments de côte au cours d'un même événement mais aussi la variabilité des évolutions d'un littoral sur des durées plus longues.

7.2.2. Scénario d'évolution à moyen (10 ans) et long terme (100 ans)

Les variabilités spatiales de ce forçage météorologique sont indirectement prises en compte via l'exposition des côtes à l'effet des houles cycloniques (exposée au § 5.5.3). Les scénarios cycloniques n'étant pas accessibles, nous supposons que le forçage cyclonique reste constant à moyen et long terme. L'effet du changement climatique sera abordé au § 7.4.

7.3. SCÉNARIO D'ÉVOLUTION DE LA DYNAMIQUE DES APPORTS TERRESTRES

7.3.1. Evolution jusqu'à aujourd'hui

Suite à une phase éruptive, on a montré combien les apports en matériaux terrestres sont très importants puisqu'ils participent, dans les premières années, à l'accrétion du littoral (cf. chapitre 4). Puis, ces apports sédimentaires se réduisent progressivement au cours des années et décennies suivant l'éruption jusqu'à devenir insuffisants pour compenser l'érosion du cordon littoral.

Le profil en long d'une rivière reflète son état d'équilibre. L'illustration 54 montre combien les profils en long des rivières de la Montagne Pelée ne sont pas uniformes. Pour la plupart d'entre elles, la dynamique actuelle de transport solide est encore très active mais serait plus probablement à mettre en lien avec la nature géologique de cette partie de la Martinique et non spécifiquement avec les éruptions du début du siècle de la Montagne Pelée.

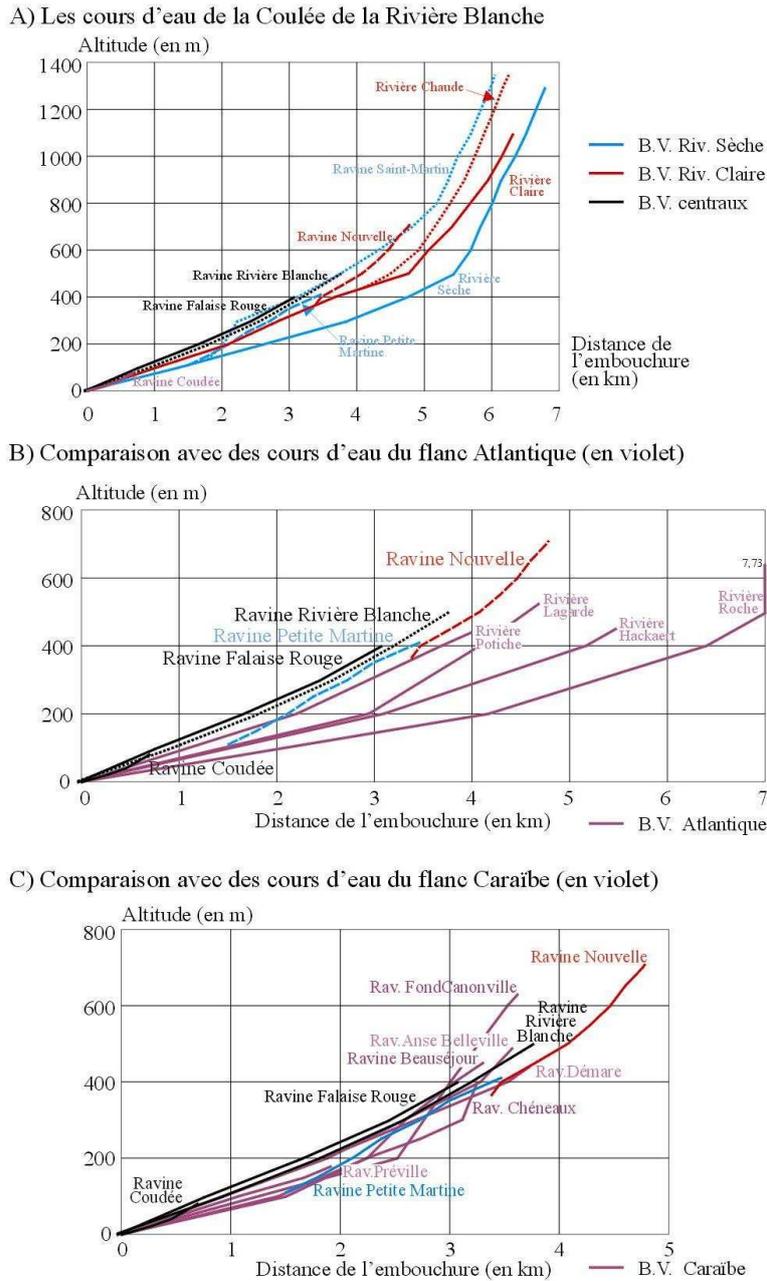


Illustration 54 : Profils en long topo-bathymétrique des principales rivières de la Montagne Pelée. Lalubie (2010)

Toutefois, les rivières Claire et Sèche se distinguent des autres. A l'image de la rivière Blanche disparue sous la Coulée Blanche, elles ont été partiellement comblées par les coulées pyroclastiques et autres produits volcaniques ce qui a modifié brutalement leur profil en long. Il y a donc dans ces cas particuliers, une persistance du flux d'apport solide au niveau des embouchures pendant plusieurs dizaines d'années après la phase éruptive lié au rééquilibrage hydro-sédimentaire se présentant sous la forme d'une reprise importante de l'incision de leurs lits. L'allure des profils actuels des ravines drainant les dépôts historiques confirme la persistance de ce déséquilibre encore aujourd'hui (cf. Illustration 54). Ainsi, la dynamique d'apport secondaire (et par conséquent tertiaire) en lien avec les éruptions du XX^{ème} siècle se poursuit probablement encore aujourd'hui, pour les rivières qui incisent des dépôts primaires comme la Coulée Blanche (cf. Illustration 55).

L'illustration 55 schématise la situation probable de la dynamique sédimentaire des rivières en lien avec les éruptions du début du siècle de la Montagne Pelée par comparaison avec leur dynamique ordinaire.

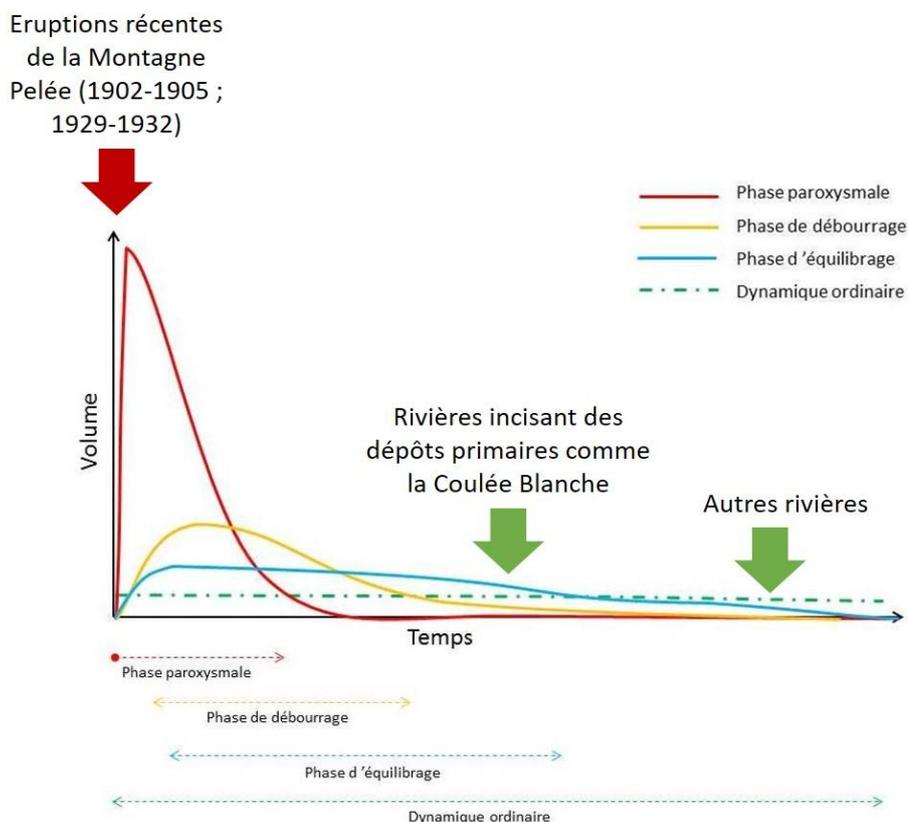


Illustration 55 : Représentation schématique de la situation des rivières en terme d'importance de la dynamique sédimentaire en lien avec les éruptions du début du siècle de la Montagne Pelée par comparaison avec la dynamique ordinaire. La dynamique d'apport secondaire se poursuit probablement pour les rivières incisant des dépôts primaires comme la Coulée Blanche. (L'échelle des absisses est sans dimension ; la durée de chaque phases, même relative est inconnue)

7.3.2. Scénario d'évolution à moyen (10 ans) et long terme (100 ans)

Pour les rivières/ravines qui drainent la Coulée Blanche (Claire, Sèche, ravine Saint Martin...), la dynamique d'apport secondaire modifiée par les éruptions du début du siècle se poursuit probablement aujourd'hui. Ainsi, les sédiments apportés sur le littoral par les rivières du secteur de la Coulée Blanche sont plus importants qu'ailleurs ; on peut supposer qu'ils participent à freiner l'érosion naturelle ordinaire. La cellule sédimentaire¹¹ « Pointe Lamarre – Fond Canonville » (cf étude Nachbaur et al., 2015b) serait la seule, théoriquement, à bénéficier, encore aujourd'hui, d'apports sédimentaires liés aux éruptions volcaniques du XX^{ème} siècle (cf. Illustration 56). Comme scénario d'évolution à long terme, il doit dès lors être envisagé que ce soutien sédimentaire s'amenuise progressivement et que les apports terrestres diminuent. Notons cependant que le fort apport solide au niveau de l'embouchure d'une rivière n'a un effet sur la cellule que si la capacité de transport de la dérive est fort, donnée non disponible ici.

¹¹ On appelle cellules hydro-sédimentaires des portions de la côte à l'intérieur desquelles les circulations sédimentaires ont un fonctionnement autonome par rapport aux portions voisines.

Pour les autres rivières, la dynamique de transport solide, active, observée aujourd'hui est vouée à se poursuivre comme avant les éruptions du début du siècle. La dynamique observée sur le littoral correspond à la dynamique ordinaire à court et long terme.

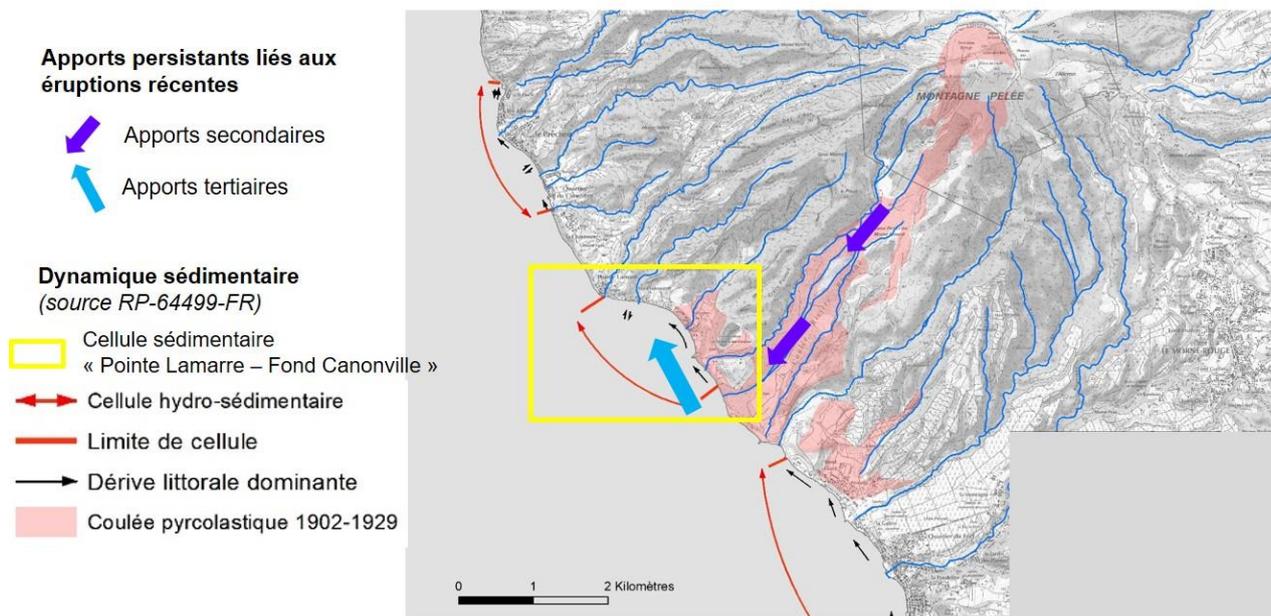


Illustration 56 : Influence persistante des éruptions du début du siècle sur la dynamique sédimentaire sur le littoral de la Coulée Blanche

7.4. L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR CETTE DYNAMIQUE

Le changement climatique a des effets sur plusieurs composantes susceptibles de modifier la dynamique de recul du trait de côte :

- sur le régime des pluies (modification de l'érosion et du transport solide dans les rivières donc aux embouchures) ;
- sur les climats de vagues : modification de l'énergie et de la direction des vagues pouvant entraîner une modification des courants de dérives littorales les plus actifs dans la dynamique sédimentaire ;
- sur les événements extrêmes : modification des trajectoires, augmentation des intensités maximales attendues et des fréquences des cyclones ;
- sur le niveau marin moyen.

Si leur effet sur le recul du trait de côte est indéniable, il reste difficilement quantifiable à l'heure actuelle.

L'état des connaissances sur les différents changements attendus en Martinique sont détaillés ici.

Scénarios d'évolution de la pluviométrie

En 2012, la Direction Interrégional Antilles Guyane de Météo France a travaillé à la production de scénarios climatiques en lien avec le changement climatique (Météo France, 2012). Il ressort que pour la Martinique, il est attendu une augmentation des pluies annuelles moyennes sur une majorité du territoire et à l'horizon 2071-2100, une augmentation des événements extrêmes à

l'échelle de la saison : augmentation des saisons sèches (janvier à mars) extrêmement sèches (le nord-ouest de l'île serait la zone la plus sensiblement concernée) et augmentation des saisons pluvieuses extrêmement pluvieuses (jusqu'à 10 fois plus fréquentes pour le scénario RCP 4.5¹²).

Scénarios d'évolution des débits de rivières

En période de basses eaux, les modélisations hydrologiques indiquent une baisse quasi-systématique des débits mensuels moyens des cours d'eau à l'horizon 2081-2100, avec des déficits plus prononcés pour le scénario RCP 8.5. La moitié nord de la Martinique serait plus particulièrement impactée (Arnaud et al., 2014).

Scénarios d'évolution du niveau de la mer

L'élévation du niveau marin résulte à la fois de la dilatation thermique des océans et de la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires (cf. Illustration 57). Ce phénomène présente une importante variabilité régionale du fait notamment de l'hétérogénéité du réchauffement de l'océan d'une part, et des modifications du champ de gravité et des redistributions de masses induites par la fonte des glaciers et des calottes polaires d'autre part.

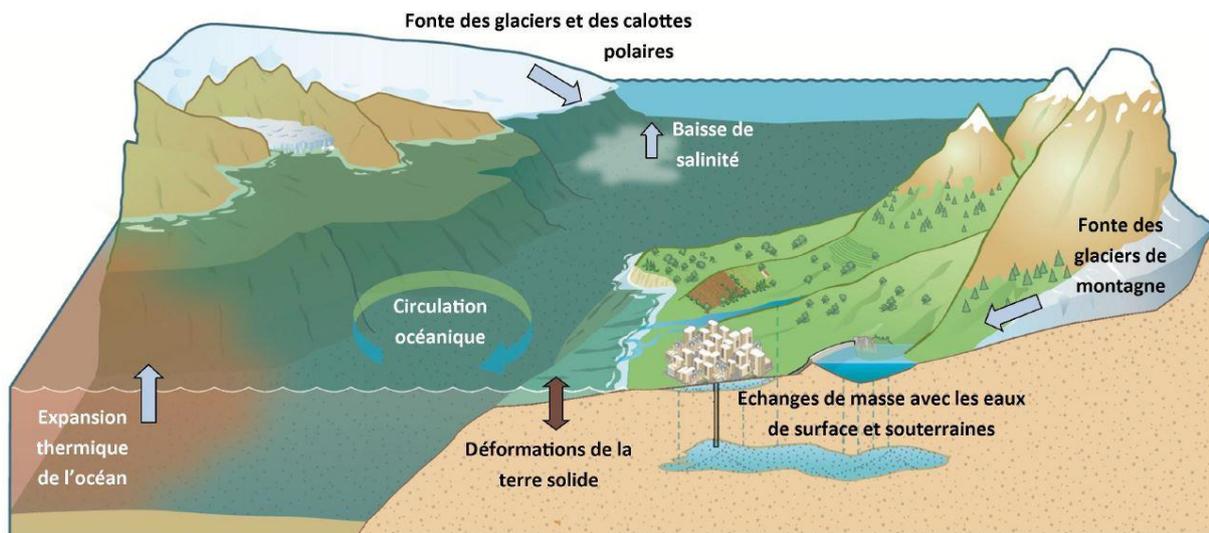


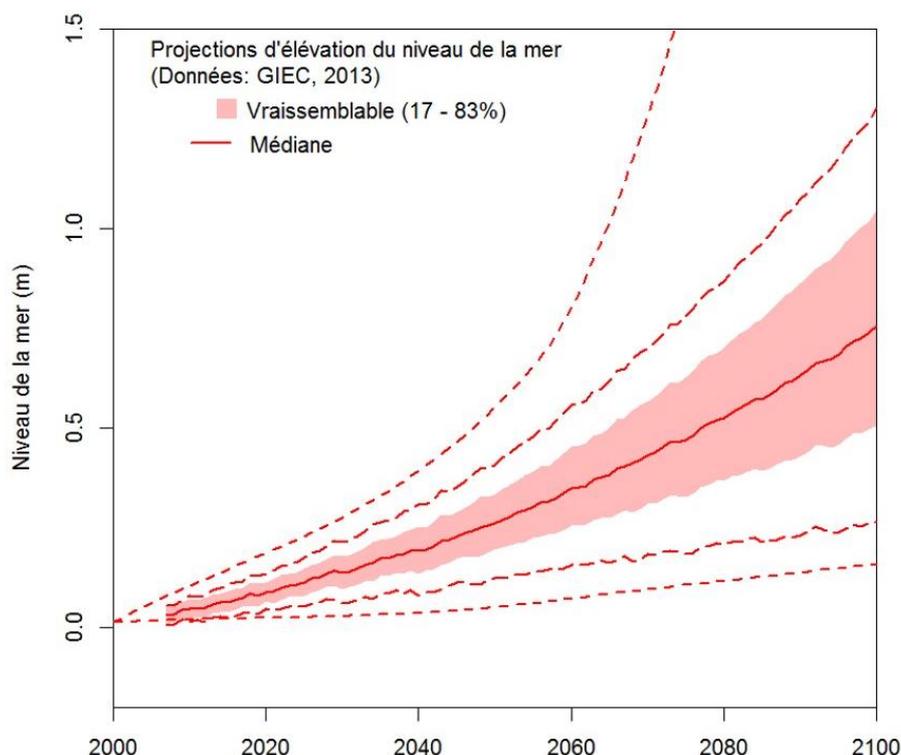
Illustration 57 - Causes des variations du niveau marin relatif (adapté d'après Cazenave et Le Cozannet, 2014).

Dans le cadre du projet de recherche « Conséquences du Changement Climatique dans les Antilles Françaises » (C3AF, 2017-2019) financé par le Fonds Européen de Développement Économique et Régional (FEDER), le BRGM s'est attaché à développer trois scénarios d'élévation du niveau de la mer régionalisée, spécifiques aux Petites Antilles et à horizon 2100 (Le Cozannet et al., in prep.). C'est à partir de ces travaux que l'élévation du niveau de la mer pour la Martinique a été projetée à horizon 2100.

¹² RCP (Representative Concentration Pathways) 4.5 : Ce scénario du GIEC correspond à l'introduction de technologies propres et l'utilisation des ressources efficace mais sans initiative supplémentaire pour gérer le climat. Pour ce scénario, en 2100, le forçage radiatif atteindrait 4,5 W/m², ce qui correspond à une concentration équivalente en CO₂ proche de 650 ppmv.

Les projections régionalisées d'élévation du niveau moyen de la mer pour le RCP 8.5¹³ (IPCC, 2013) est présenté sur l'illustration 58 jusqu'à l'horizon 2100. La valeur médiane de la projection à 2100 dans la Caraïbe atteint 0.76 m par rapport à un niveau de référence correspondant au niveau marin global moyen sur la période 1986 - 2005 (soit en moyenne une élévation de 7 mm par an jusqu'à 2100). En prenant en compte les distributions de possibilités et les incertitudes sur les différentes contributions à l'évolution du niveau de la mer (Le Cozannet et al., 2017), les projections régionalisée d'élévation du niveau moyen de la mer pour le RCP 8.5 pourraient atteindre un maximum vraisemblable de 1.29 m et un maximum des maximum de 3.44 m par rapport à un niveau de référence correspondant au niveau marin global moyen sur la période 1986 - 2005 (d'après Le Cozannet et al., in prep – projet C3AF).

A partir de ces constats, une hypothèse haute mais plausible concernant l'élévation relative du niveau marin à 2100 serait de considérer une valeur de 1.3 m. Cependant, l'évolution du niveau marin global moyen doit être appréhendée de façon relative par rapport à l'altitude du littoral martiniquais. En effet, les mouvements verticaux du sol, associées au contexte tectonique (subduction de la plaque atlantique sous la plaque caraïbe), volcanique (présence d'un complexe volcanique actif : La Montagne Pelée) auront aussi un impact important sur l'élévation relative du niveau marin. L'ampleur de ces mouvements verticaux n'est pas connue en Martinique.



*Illustration 58 : Projections régionalisées (pour les Petites Antilles) d'élévation du niveau de la mer pour le RCP 8.5 jusqu'à l'horizon 2100 (d'après Le Cozannet et al., in prep – projet C3AF).
En pointillé large, les projections avec un intervalle de confiance entre 5 et 95 %.
En pointillé fin, les projections avec un intervalle de confiance entre 0,5 et 99,5 %.*

¹³ RCP (Representative Concentration Pathways) 8.5 : Ce scénario du GIEC est le plus pessimiste et correspond à des émissions élevées de gaz à effet de serre (dans continuité des quantités d'émissions observés depuis plusieurs années) et une absence de politique d'atténuation au niveau global. Pour ce scénario, en 2100, le forçage radiatif atteindrait 8,5 W/m², ce qui correspond à une concentration équivalente en CO₂ proche de 1370 ppmv.

7.5. SCÉNARIO RETENU POUR LE RECUIL DU TRAIT DE CÔTE DU CORDON LITTORAL PÉLÉEN

7.5.1. Vitesse de recul considérée à court et long terme

La vitesse de recul du trait de côte détermine la future position du trait de côte. Cette vitesse peut évoluer dans le temps car il peut y avoir 1). soit un changement de la nature du cordon littoral (exemple pour les secteurs où le cordon volcanique récent est désormais érodé) 2). soit une évolution temporelle de la dynamique sédimentaire selon les scénarios présentés ci-dessus. Par ailleurs, des points durs peuvent bloquer le recul du trait de côte (cf. § 7.5.2).

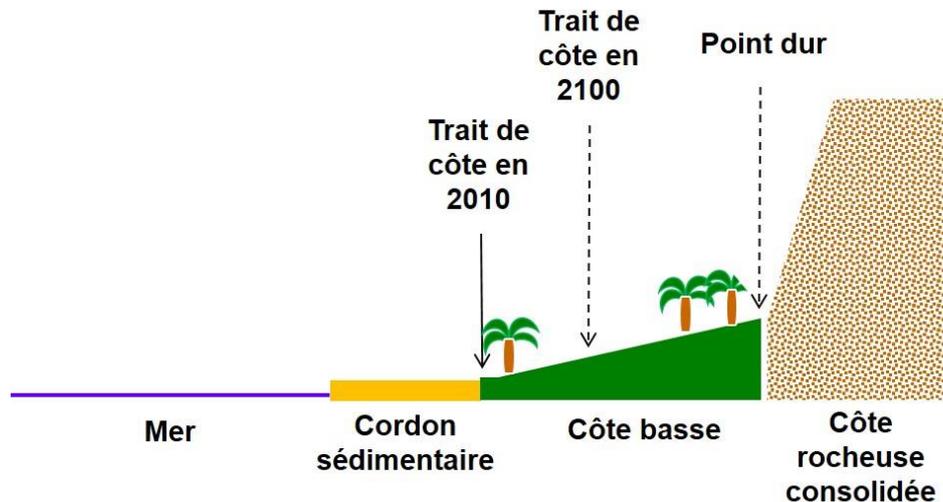


Illustration 59 : Principe de détermination de la future position du trait de côte

L'analyse historique menée dans les chapitres précédents a permis d'évaluer les vitesses de recul du trait de côte constatées depuis une centaine d'années. Ainsi :

- Sur toutes les portions où le cordon littoral volcanique était déjà érodé en 1951, la vitesse de recul constatée depuis 1951 est considérée comme utilisable pour l'extrapolation sur le futur, toutes choses égales par ailleurs ;
- Pour les portions où le cordon littoral volcanique n'était pas encore totalement érodé en 1951, la vitesse de recul a évolué depuis 1951. Les projections se sont donc basées les vitesses observées sur d'autres tronçons comparables ;

A partir de ces considérations, les projections que l'on peut envisager à un horizon de 100 ans en l'état actuel des connaissances oscillent entre 15 et 60 m de recul ; les effets sur le territoire sont présentés dans le chapitre suivant.

La projection affichée correspond ainsi à une projection plutôt optimiste qui ne pourra qu'être plus défavorable avec l'effet réel (mais difficilement quantifiable aujourd'hui) du changement climatique. Notons que l'effet des événements extrêmes, amenés à s'intensifier avec le changement climatique, affectera plus particulièrement la côte Caraïbe dépourvue de plateau continental.

7.5.2. Points durs qui limitent le recul

Certaines portions de littoral ont été considérées comme des points durs à l'échelle de notre étude (la centaine d'années) et ne sont pas soumises au recul du trait de côte soit :

- Certains enrochements massifs mis en place pour protéger la route nationale ou certains enjeux collectifs. Ainsi, à la Pointe Lamarre (cf. Illustration 61) ou sur plus d'1 km entre le quartier des Abymes et la ravine d'Anse Belleville, le trait de côte est figé par des enrochements. A l'inverse, certains enrochements mis en place par des particuliers ont été être considérés comme non pérennes à l'échelle de notre étude (entretien futur non garanti, efficacité probablement limitée, absence de continuité des ouvrages ...). C'est par exemple le cas du quartier du Cimetière (cf. Illustration 60).
- Les falaises indurées de grande hauteur constituent des zones que l'on considère résistantes à l'érosion à horizon de 100 ans (cf. § 6.1.1). En effet, le recul de ces falaises à l'échelle de notre étude (la centaine d'années) est estimé entre 5 et 10 m en 2100 (correspondant à un ou deux éboulements localisés).



Illustration 60 : Enrochement hétérogène de protection mis en place sur une largeur limitée et dont la pérenité et l'efficience ne sont pas garantis. Quartier du Cimetière



Illustration 61 : Enrochement de protection mis en place sur une hauteur et une largeur conséquente. Pointe Lamarre

8. Synthèse et conclusions

8.1. SYNTHÈSE DES RÉSUTATS

L'illustration 62 synthétise les hypothèses prises en compte par secteur pour cartographier la projection du trait de côte à l'horizon 2100.

	Vitesse maximale de recul constatée depuis 1926	Facteur susceptible d'avoir limité la vitesse observée	Facteur susceptible d'avoir participé à accélérer la vitesse observée	Scénario de recul considéré à 100 ans	Autres considérations particulières
<i>Coulée Blanche</i>	0,4 m/an	s.o.	<p>Pour la côte basse, le rééquilibrage progressif du transport sédimentaire des rivières de la Coulée Blanche</p> <p>Pour la falaise, les surcharges liées à la circulation routière (la route est située à 15 m de distance seulement pour certaines portions)</p>	40 m au niveau de la Coulée Blanche, 25 m au niveau de la côte basse végétalisée	lithologie uniforme
<i>Quartier Sainte Philomène</i>	0,15 m/an	s.o.	Le rééquilibrage progressif du transport sédimentaire des rivières de la Coulée Blanche	15 m (+ 2 m) mais potentiellement plus à <i>terme</i> en considérant la réduction des apports des rivières	Point dur : Falaise de 40 m de hauteur à 40 m en arrière du trait de côte Forte érodibilité des matériaux volcaniques remaniés constituant le cordon volcanique
<i>Quartier du Cimetière</i>	0,4 m/an à l'embouchure de la ravine Charmeuse	La disparition des sédiments issus des éruptions du XX ^{ème} siècle	Le ruissellement diffus lié à l'occupation de l'espace	Au maximum de 40 m au sud et limité à 15 m au nord, avec une vitesse plus lente type Sainte Philomène (0,15 m/an)	Ouvrages de protection considérés ici comme transparents. Très forte érodibilité des alluvions et des matériaux volcaniques

				remaniés constituant le cordon volcanique	
Anse Céron	1 m/an	s.o.	s.o.	60 m (limité à la falaise)	Point dur : une falaise indurée de 50 m de hauteur située à 30 et 60 m de distance.
Anse Chalvet	0,3 – 0,4 m/an sur la partie centrale de l'anse (~500 m)	La disparition des sédiments issus des éruptions du XX ^{ème} siècle	s.o.	30 m sur la partie bordée par les nuées ardentes d'Ajoupa Bouillon	Avancée localisée aux embouchures de ravines Nature du cordon littoral indéterminée

Illustration 62 : Synthèse des considérations prises en compte par secteur

Les résultats cartographiques présentés dans les Illustration 63 à Illustration 67 sont valables au 1/10 000 seulement.

Coulée Blanche (commune de Saint Pierre)



Illustration 63 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur la Coulée Blanche (commune de Sainte Pierre)

Sainte Philomène (commune de Saint Pierre)



Illustration 64 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur le quartier de Sainte Philomène

Quartier du Cimetière (commune du Prêcheur)



Illustration 65 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur le quartier du Cimetière

Anse Céron (commune du Prêcheur)

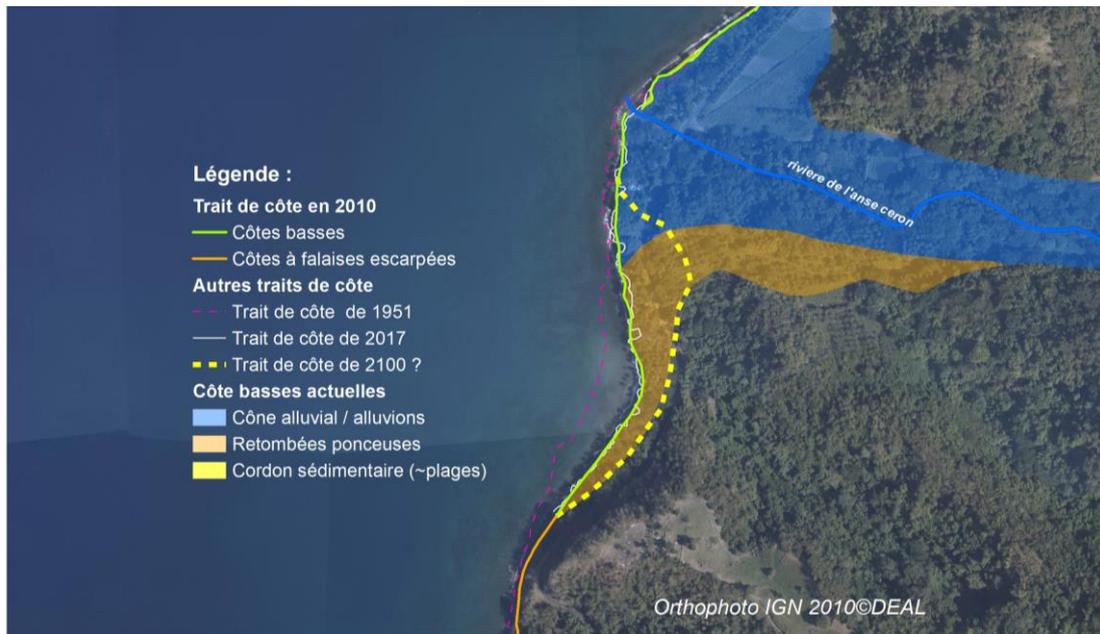


Illustration 66 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur l'anse Céron

Anse Chalvet (commune de Basse Pointe)



Illustration 67 : Projection du trait de côte à l'horizon 2100 sur l'anse Chalvet

8.2. CONCLUSION

Cette étude a montré que le recul du trait de côte observé sur cette partie de la Martinique est, en grande partie, lié à un réajustement sédimentaire suite aux éruptions volcaniques du début du XX^{ème} siècle : la dynamique sédimentaire d'un littoral bordant un massif volcanique explosif est perturbée par l'activité volcanique plusieurs décennies après une éruption.

Il ne reste aujourd'hui, plus aucun vestige du cordon sédimentaire mis en place suite à ces éruptions ; le seul effet encore perceptible de ces éruptions est l'apport sédimentaire excédentaire qu'apportent au littoral, les rivières et ravines qui drainent la Coulée Blanche.

Les scénarios d'évolution qui ont été proposés à moyen (10 ans) et long terme (100 ans) tiennent compte de la disparition de ce cordon et des variabilités géographiques du littoral peléen. Ainsi, le recul du trait de côte pourrait atteindre entre 15 m et 60 m à un horizon de 100 ans suivant les secteurs. Cette projection qui correspond à un scénario plutôt optimiste lié la poursuite d'une dynamique naturelle, ne pourra qu'être plus défavorable avec l'effet réel (mais difficilement quantifiable aujourd'hui) du changement climatique.

Retenons que :

- Les secteurs en recul marqués depuis 1951 tels que le littoral entre les Abymes et Anse Belleville sont désormais rentrés dans une phase de stabilité ;
- D'autres secteurs dont le recul a été moins marqué jusqu'à présent, sont particulièrement vulnérables due à la forte susceptibilité à l'érosion naturelle du cordon volcanique à ces endroits (Sainte Philomène, Quartier du Cimetière ou Anse Chalvet) ;

A partir de ces scénarios, plusieurs secteurs pourraient être menacés dans les prochaines années:

- la route d'accès à l'Anse Céron située aujourd'hui à 50 m du littoral est susceptible d'être menacée dans les 50 prochaines années ;
- le quartier du Cimetière et dans une moindre mesure, Sainte Philomène, fortement habités ;
- entre les rivières Sèche et Claire, une portion de la RD10 et une habitation située aujourd'hui à moins de 15 m de distance de la tête de falaise constituant la Coulée blanche sont susceptibles d'être menacés dans les 5 prochaines années.

9. Bibliographie

Arnaud L., Lanini S (2014). Impact du changement climatique sur les ressources en eau de Martinique. Rapport BRGM/RP-62676-FR, 91 p., 26 ill., 5 ann.

Bosser, K., Levoy, F., et Flageollet, J.-C. (2000). Évolution morphodynamique d'une plage soumise à des épisodes de renforcement des alizés en Martinique/Morphological evolution of a beach under Trade Wind intensification events in Martinique island. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 6(2), 75-86.

Boudon G., Le Friant A., Villemant B. Viode J.P. (2005). Martinique. in: LINDSAY J.M. et al. (eds.), *Volcanic atlas of the lesser Antilles, Trinidad et Tobago*, Seismic Research Unit, UWI -pp. 65 - 102.

Bourdier J.-L., Boudon G. et Gourgaud A. (1989). Stratigraphy of the 1902 and 1929 nuée ardente deposits, Mt Pelée, Martinique, In: Boudon G, Gourgaud A (eds): *Montagne Pelée. J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38, p. 113-130.

Cazenave A., G Le Cozannet G. (2014). Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future* 2 (2), 15-34p.

Charland A., Lajoie J. (1989). Characteristics of pyroclastic deposits at the margin of Fond Canonville, Martinique, and implications for the transport of the 1902 nuées ardentes of Mt.Pelée. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): *Montagne Pelée. J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38:97-112.

De Bélizal E., Lavigne F., Hadmoko D.S., Degeai J.-P., Dipayana G.A., Mutaqin B.W., Marfai M.A., Coquet M., Le Mauff B., Robin A.K., Cholik N., Nurnaning A. (2013). Rain-triggered lahars following the 2010 eruption of Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 261, 330-347

Germa A., Quidelleur X., Lahitte P., Labanieh S. & Chauvel C. (2011). The K-Ar Cassinot-Gillot technique applied to western Martinique lavas: A record of Lesser Antilles arc activity from 2 Ma to Mount Pelee volcanism. – *Quatern. Geochron.*, 6, 3-4, 341-355. doi: 10.1016/j.quageo.2011.02.00.

Gudmundsson M. (2015). Hazards from Lahars and Jökulhaups - in: Sigurdsson H. et al. (éd.) – *The Encyclopedia of Volcanoes – Second Edition*, Academic Press – Chapter 56 - pp. 971 – 984

IPCC (2013) - *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Komorowski, J.-C., Legendre, Y., Christopher, T., Bernstein, M., Stewart, R., Joseph, E., Fournier, N., et al. (2010). Insights into processes and deposits of hazardous vulcanian explosions at Soufrière

- Hills Volcano during 2008 and 2009 (Montserrat, West Indies). *Geophysical Research Letters*, 37, 1-6.
- Lacroix A. (1904). *La Montagne Pelée et ses éruptions* - Paris, Ed. Masson & Cie - 662 p.
- Lacroix A. (1908). *La Montagne Pelée après ses éruptions* - Paris, Ed. Masson & Cie - 136p
- Lajoie J., Boudon G., Bourdier JL. (1989). Depositional mechanics of the 1902 pyroclastic nuée-ardente deposits of Mt. Pelée, Martinique. In: Boudon G, Gourgaud A (eds): *Montagne Pelée. J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38:131-142.
- Lalubie G. (2010). *Les cours d'eau du massif de la Montagne Pelée : une approche multiscale pour appréhender les risques hydro-volcano-géomorphologiques*. Thèse de l'Université Antilles Guyane, deux volumes, 317 et 307 p.
- Lalubie G., Nachbaur A. (2019). *Dynamique du littoral de la Montagne Pelée ; approche géo-historique et géomorphologique*. Case-Pilote, Rapport ANVC : 69 p. + Annexes.
- Lavigne F. et Thouret JC. (2000). Les lahars: dépôts, origine et dynamique - *Bull. Soc. Géol.*, t.171, n° 5 - pp. 545-557.
- Lavigne, F. (2001). Évolution géomorphologique de la vallée Boyong à la suite de l'éruption du 22 novembre 1994 du volcan Merapi (Java, Indonésie). *Géomorphologie*, 3, p. 159-173
- Le Cozannet G., Idier D., De Michele M., Moisan M., Legendre Y., Raucoules D. (in Prep) *Timescales of emergence of recurrent chronic flooding at critical coastal infrastructures in Guadeloupe*.
- Le Cozannet G., JC Manceau JC., J Rohmer J. (2017). *Bounding sea level projections within the framework of the possibility theory*. *Environmental Research Letters* 12 (10)
- Météo France, Direction Interrégionale Antilles Guyane (2012). *Production de scénarios climatiques régionalisés*. Rapport Final.
- Nachbaur A., Paulineau M., Le Roy M. (2015a). *Évolution multidécennale (1951-2010) et décennale (2004 – 2010) du trait de côte de la Martinique*. Rapport final. BRGM/RP-63238-FR, p 95, 66 illustrations, 2 annexes
- Nachbaur A., Balouin Y., Nicolae Lerma A., Douris L., Pedreros R. (2015b). *Définition des cellules sédimentaires du littoral martiniquais*. Rapport final. BRGM/RP- 64499 -FR, p. 95, 46 ill., 2 ann., CD.
- Perret F. (1937). *The eruption of Mount Pelée 1929 –1932*. Carnegie Institution of Washington – 125 p.
- Perret F (1939). *The eruption of Mt. Pelée*, Carn. Inst. Washington, 458, p. 126
- Ponts et Chaussées (1906). *Plan d'ensemble du bourg de Basse-Pointe et délimitation de la zone des cinquante pas géométriques*, 1/1 000e. Fort-de-France, Ponts et Chaussées

- Revert (1949). La Martinique, Étude géographique et humaine. Paris : Nouvelles Éditions latines, 1949, 559 pp. Collection : Bibliothèque de l'Union française.
- Revert E. (1931). La Montagne Pelée et ses dernières éruptions. Annales de Géographie, T. 40, N. 225 : 275-291.
- Saffache P., Desse M. (1999). L'évolution contrastée du littoral de l'île de la Martinique - Revue Mappemonde, n°55.
- Smith et Roobol (1990). Mt. Pelée, Martinique, A study of an active island-arcvolcano - Mem. Geol. Soc. Am., 175 - 105 p.
- Tanguy J.C. (1994). The 1902-1905 eruptions of Montagne Pelée, Martinique: anatomy and retrospection. Journal of Volcanology and Geothermal Research 60, 87-107p.
- Westercamp D. et Traineau H. (1983a). Carte géologique au 1/20 000 de la Montagne Pelée, avec notice explicative. B.R.G.M. eds, Orléans.
- Westercamp D. et Traineau H. (1983b). The past 5,000 years of volcanic activity at Mt. Pelée, Martinique (F.W.I.) : Implications for assessment of volcanic hazards., J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 159-185.
- Westercamp D., Pelletier B., Thibaut P.M., Traineau H., (1990). Carte géol. France (1/50000), feuille Martinique. Orléans BRGM. Notice explicative. WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYSSSE P., COTTEZ S., BATTISTINI R. -1989- 246 p.
- Wilson, C. N., Houghton B. F. (2000). Pyroclast transport and deposition. In: Encyclopedia of Volcanoes, edited by H. Sigurdsson and B.F. Houghton, 545-4554, Academic Press, San Diego.

Annexe 1

Méthode utilisée pour le suivi du trait de côte dans le cadre de cette étude

La méthode choisie pour évaluer la mobilité du littoral est basée sur la comparaison de la position des traits de côte à différentes dates.

Les supports photographiques et cartographiques utilisés

Les supports utilisés sont variés (cartes topographiques, photographies aériennes ou images satellite) et leurs caractéristiques sont présentés dans les Illustration 68 et Illustration 69.

Année	Type	Colorimétrie	Source	Résolution finale / taille du pixel	Echelle de digitalisation	
1926	Carte topographique géoréférencée par G. Lalubie	Noir et Blanc		précision > 5 m	1/8000	Mauvaise qualité topographique. Exploitation plutôt relative de la largeur du cordon et de sa présence ou non, le long du littoral. Distinction délicate entre cordon sableux et haut de plage
1951	photo géoréférencée et orthorectifiée par l'IGN, Attention, reprojection BRGM localement	Noir et Blanc	IGN	50 cm	entre 1/1000 et 1/2000	
1982	photo géoréférencée par G. Lalubie	Noir et Blanc	IGN	?	?	Difficilement exploitable. Déformation de la photo (exemple à Anse Couleuvre et à Anse Morne Rouge, juste avant le bourg de Grand Rivière).
2004	photo géoréférencée et orthorectifiée par l'IGN	Couleur	IGN	?	?	
2010	photo géoréférencée et orthorectifiée par l'IGN	Couleur	IGN	30 cm	digit entre 1/800 et 1/1000	
2014	photo géoréférencée et orthorectifiée par Hélimap	Couleur	Hélim ap	?	?	

Illustration 68 : Caractéristiques des supports utilisés pour la digitalisation des indicateurs

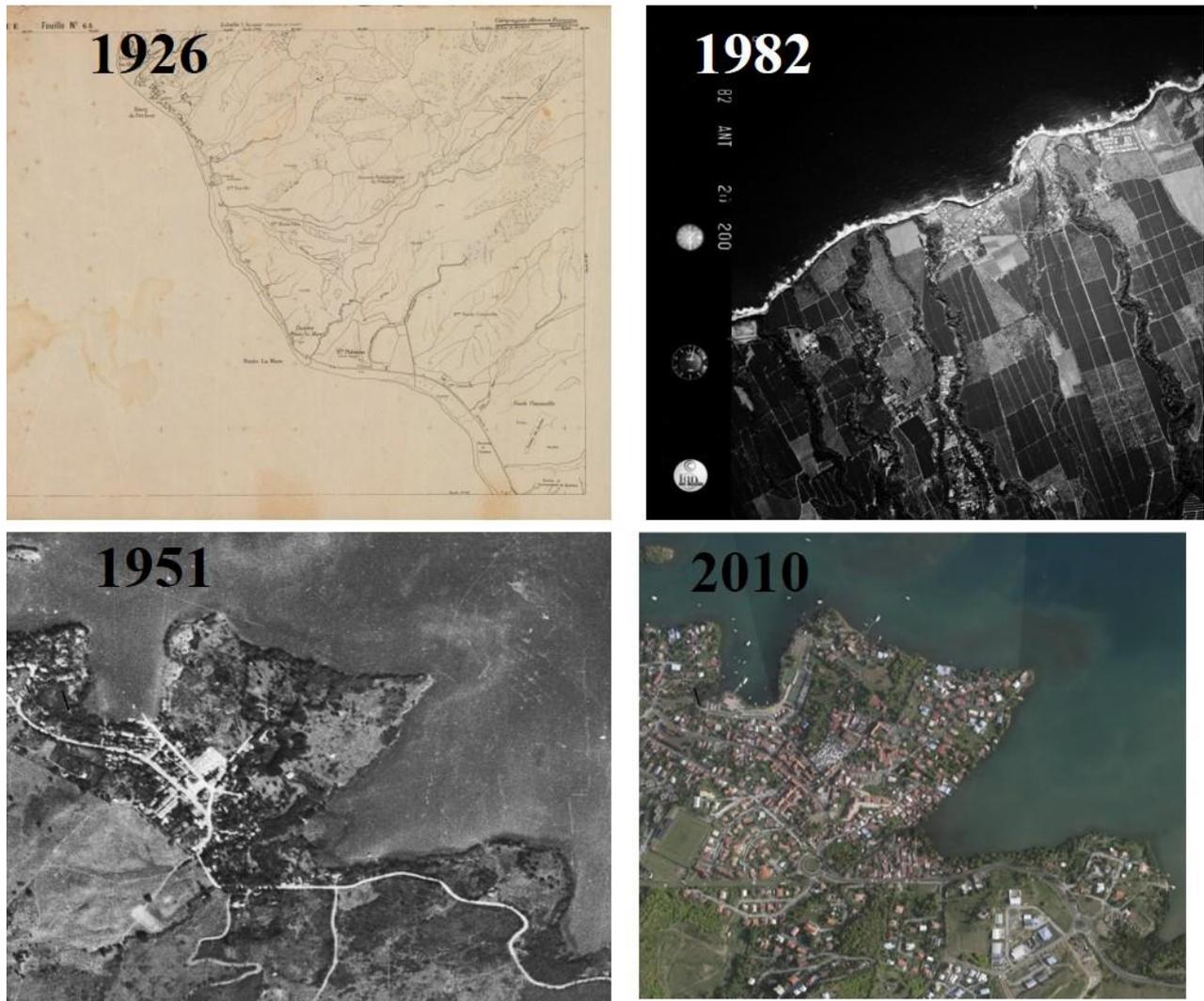


Illustration 69 : Exemples de supports utilisés pour la digitalisation des indicateurs

Définition des indicateurs pour évaluer la mobilité du littoral péleén

Suivre la dynamique spatio-temporelle du littoral péleén signifie suivre la mobilité des entités susceptibles d'évoluer à l'échelle de temps qui nous intéresse, soit ici, le cordon sédimentaire, les côtes basses et les côtes rocheuses. Pour cela, deux indicateurs complémentaires sont nécessaires : la limite de végétation et la limite de sable sec/sable mouillé (ou limite du jet de rive) (cf. Illustration 70).

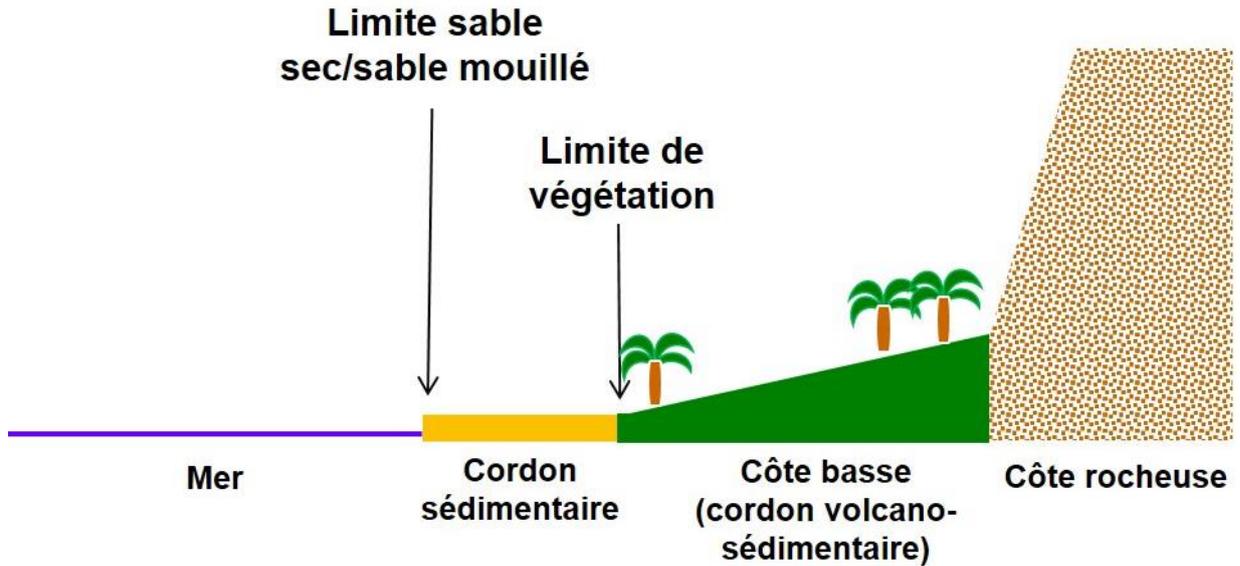


Illustration 70 : Définition des deux indicateurs retenus pour suivre la mobilité du littoral Peléen

a). Indicateur pour les côtes basses (« Limite de végétation ») et les côtes rocheuses (« Pied de falaise »)

A chaque type de côte a été défini un indicateur à partir de critères géomorphologiques spécifiques identiques à ceux utilisés dans l'étude régionale de l'évolution du trait de côte Nachbaur et al., 2015a). Ces critères s'avèrent être les meilleurs marqueurs des évolutions morphologiques pluri-décennales excepté pour les côtes à falaises où la fiabilité reste assez faible (Nachbaur et al., 2015a). Ils sont détaillés dans l'illustration 71.



Illustration 71 : Exemple de trait de côte selon le type de côte : « Limite de végétation » pour les côtes basses et « pied de falaise » pour les côtes rocheuses

b). Indicateur « limite jet de rive » (ou « limite sable sec/sable mouillé »)

L'indicateur « limite jet de rive » permet de délimiter le cordon sédimentaire stricto sensu (cf. Illustration 72) et de suivre ainsi l'évolution de sa largeur et donc du stock sédimentaire émergé.



Illustration 72 : Délimitation du « cordon sédimentaire » sur l'orthophotographie de 2010

Mobilité pluri-décennale du littoral péloéen

A partir de ces définitions, les quatre traits de côte (1926, 1982, 1951 et 2010) ont été digitalisés (cf. exemple de l'illustration 73). Vu la qualité des supports et les difficultés d'orthorectification, les traits de côte de 1926 et 1982 se sont révélés difficilement exploitables.

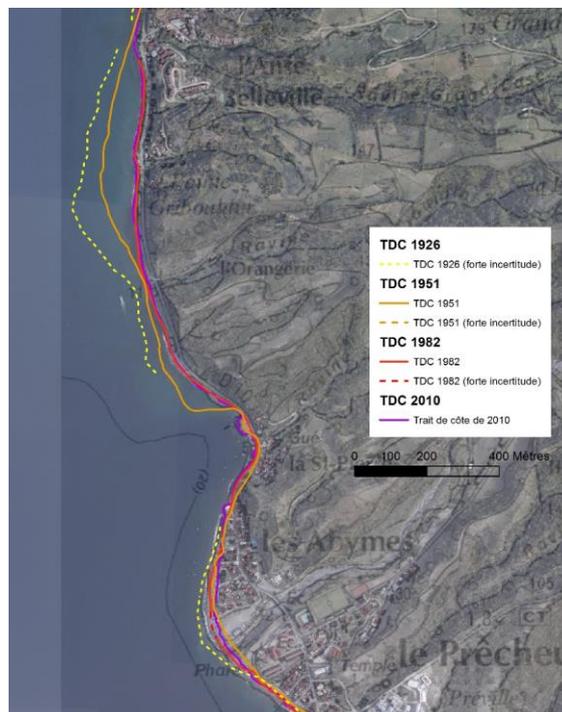


Illustration 73 : Mobilité du trait de côte entre 1926 et 2010 (secteur le Prêcheur - Anse Belleville)

Précision du résultat

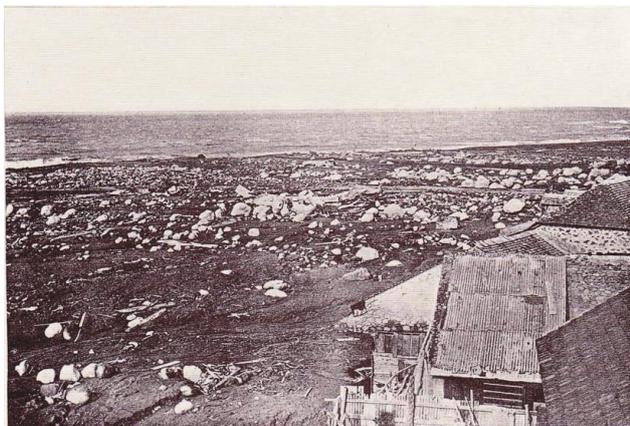
Le trait de côte a été digitalisé sous SIG (Arcmap v.10 ©ESRI), manuellement, à une échelle maximale de 1/1 000 à 1/2 000 selon la qualité du support. L'incertitude sur la position du trait de côte induite par sa numérisation dépend de plusieurs facteurs :

- la résolution de la photographie et l'échelle de la prise de vue initiale ;
- la qualité de la scanérisation ;
- la qualité de géoréférencement de la photographie ;
- la qualité de l'orthorectification, sachant par exemple, que l'erreur est forte pour les côtes à falaises où le gradient de pente est important ;
- la présence d'artéfacts diminuant localement, la visibilité sur la photo ;
 - o le manque de contraste colorimétrique, surtout pour la photographie noir et blanc de 1951 ;
 - o la présence d'ombres projetées sur un grand linéaire de côtes à falaises (essentiellement au nord entre le Prêcheur et Grand Rivière), et ce, quelle que soit la campagne photographique (1951, 2004 et 2010) ;
 - o la présence d'une couverture nuageuse dense sur la photographie de 1951 ;
- l'échelle de la digitalisation ;
- l'erreur commise par l'opérateur en digitalisant.

Annexe 2

Photographie des apports sédimentaires liés aux éruptions volcaniques historiques de la Montagne Pelée collectées dans Lalubie et Nachbaur (2019)

A

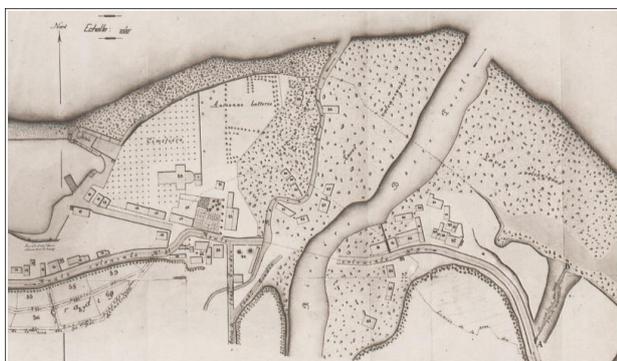


B



Illustration 74 : Vues du front de mer de Basse-Pointe fin 1902 A. Le delta torrentiel ; B. La plage formée par la redistribution de matériaux par la dérive littorale (Photographies : A. Lacroix, 1904). (Source : Ponts et Chaussées, 1906, Arch. Dép.: 1 Fi 131. L'extension des dépôts lahariques dans le bourg de Basse-Pointe

A



B

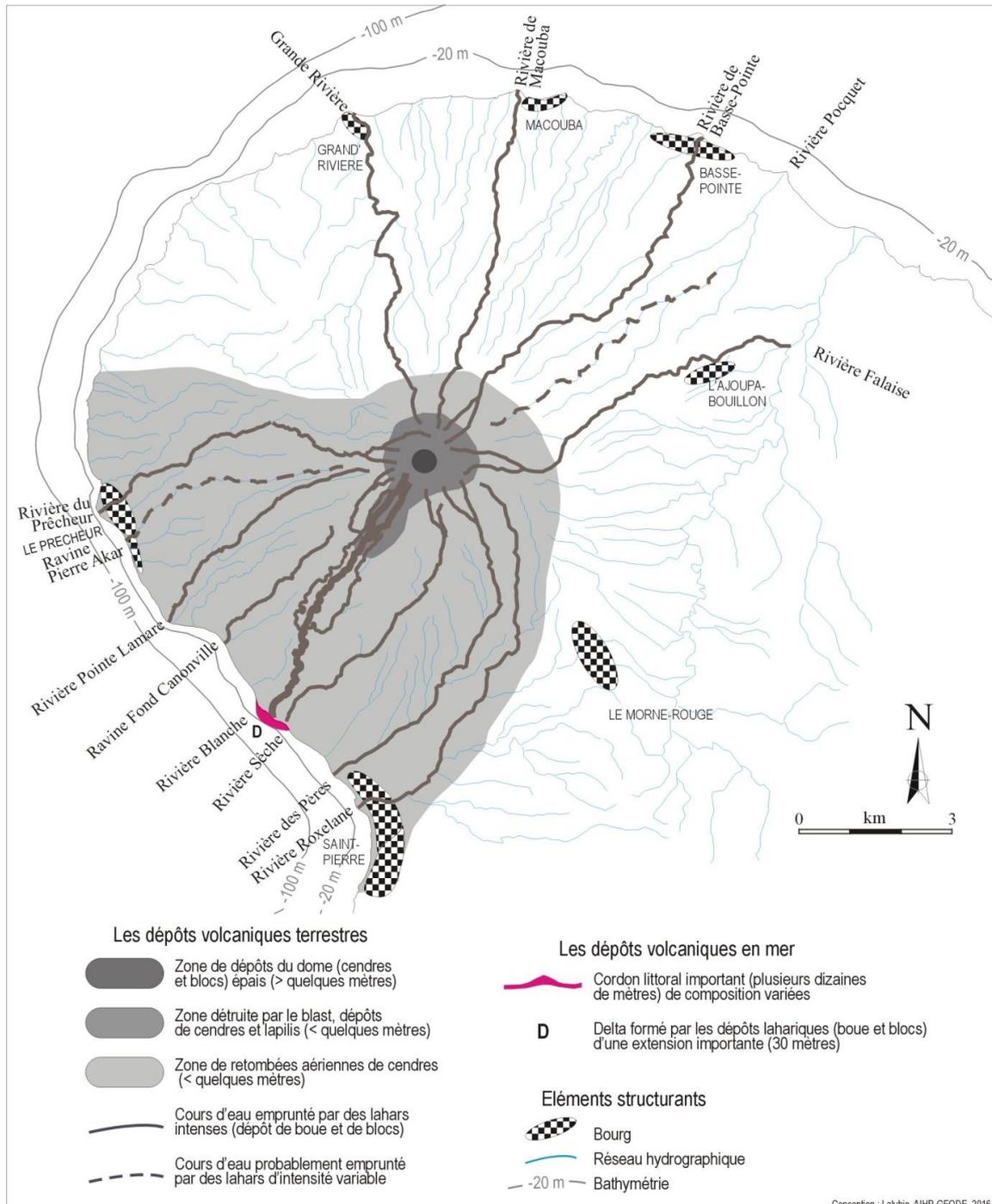


Illustration 75 : Embouchure de la rivière de Basse Pointe en 1906-1907. A) : L'extension des dépôts lahariques dans le bourg de Basse-Pointe en 1906 (Ponts et Chaussées, 1906). B) : La même anse que l'illustration précédente B en 1907 (Lacroix, 1908)

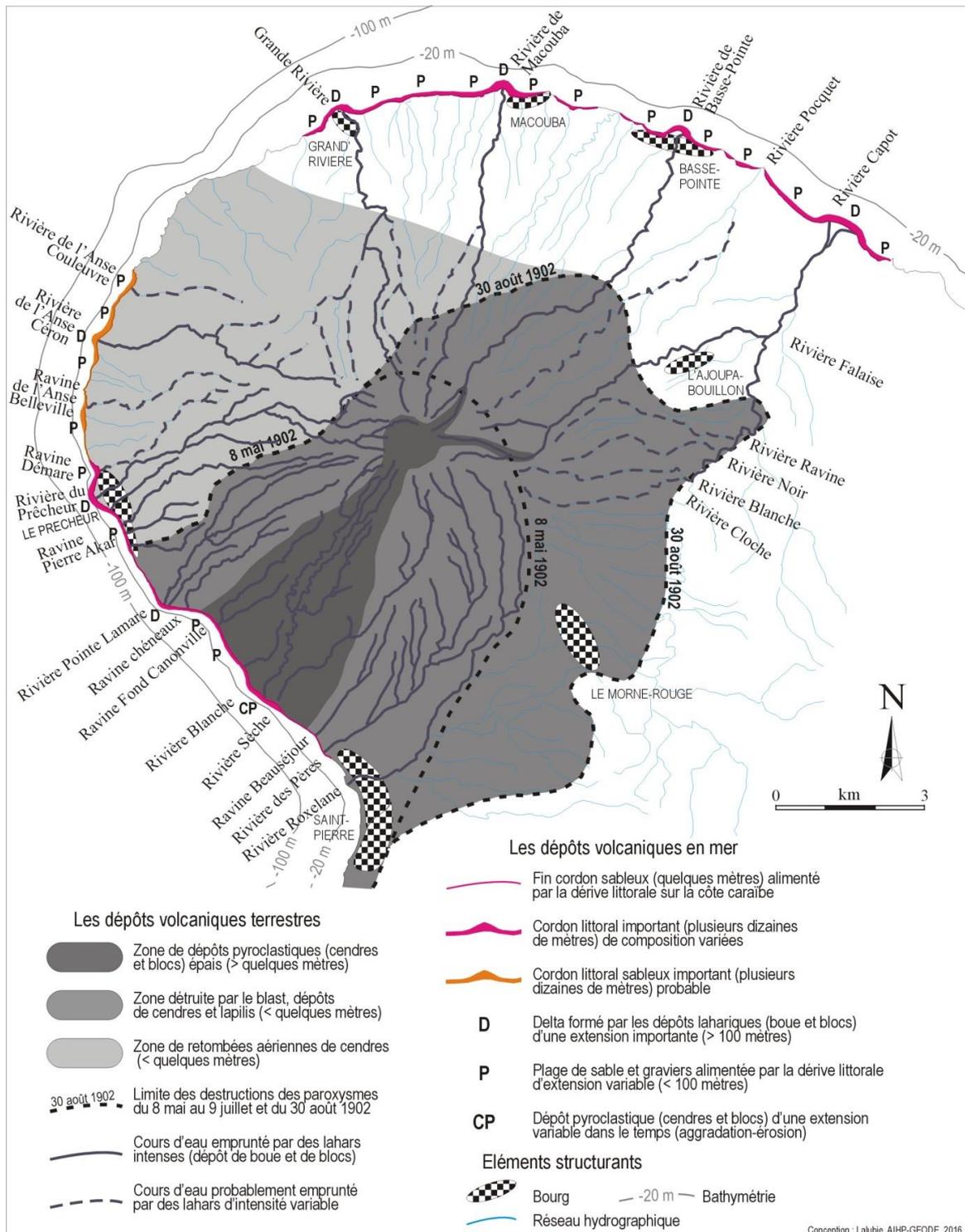
Annexe 3

Reconstitution cartographique de l'impact des éruptions de 1902 et 1929 par Lalubie et Nachbaur (2019)

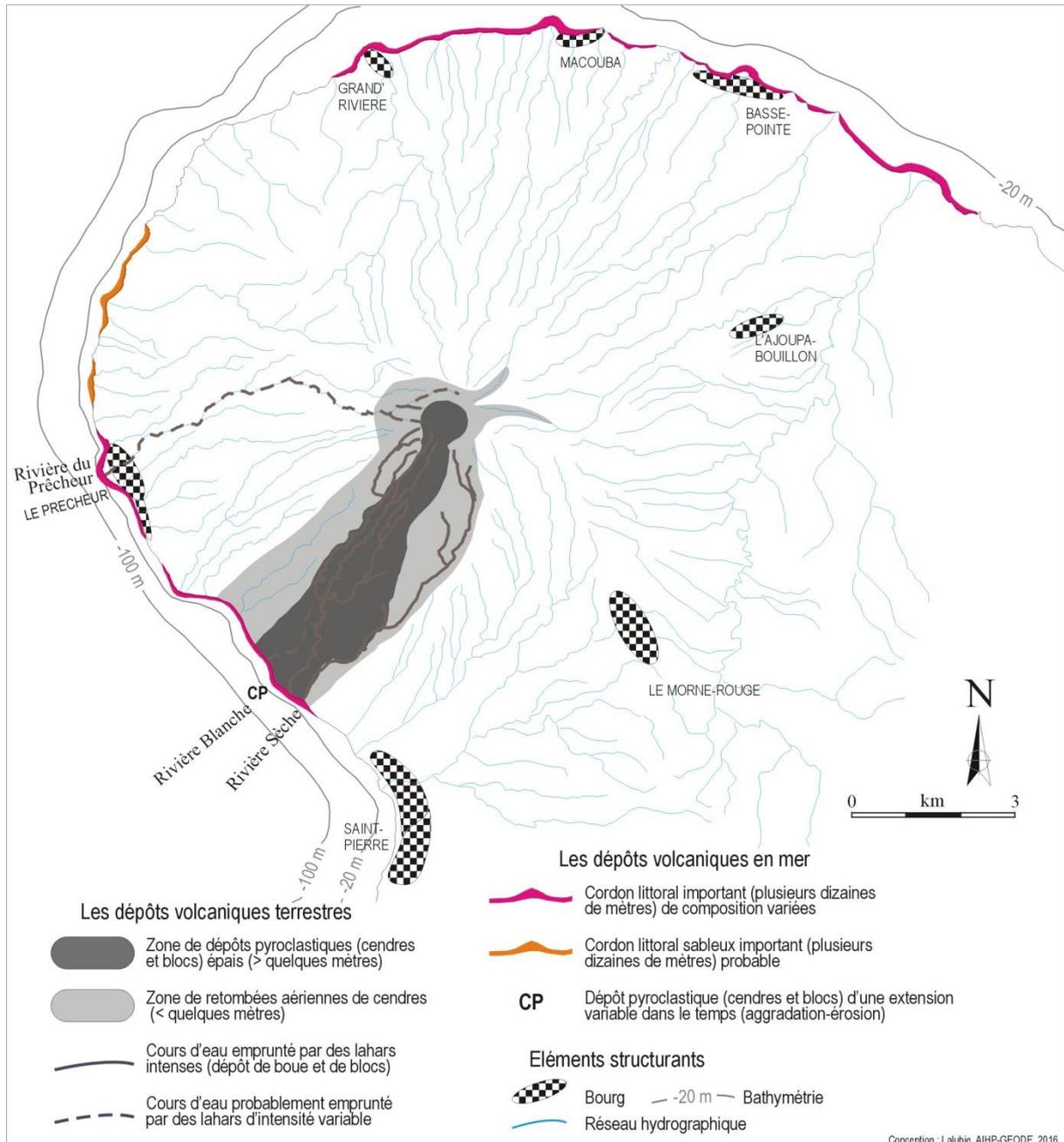
Les dépôts volcaniques durant la phase pré-paroxysmale de l'éruption de 1902 (D'après Lacroix, 1904)



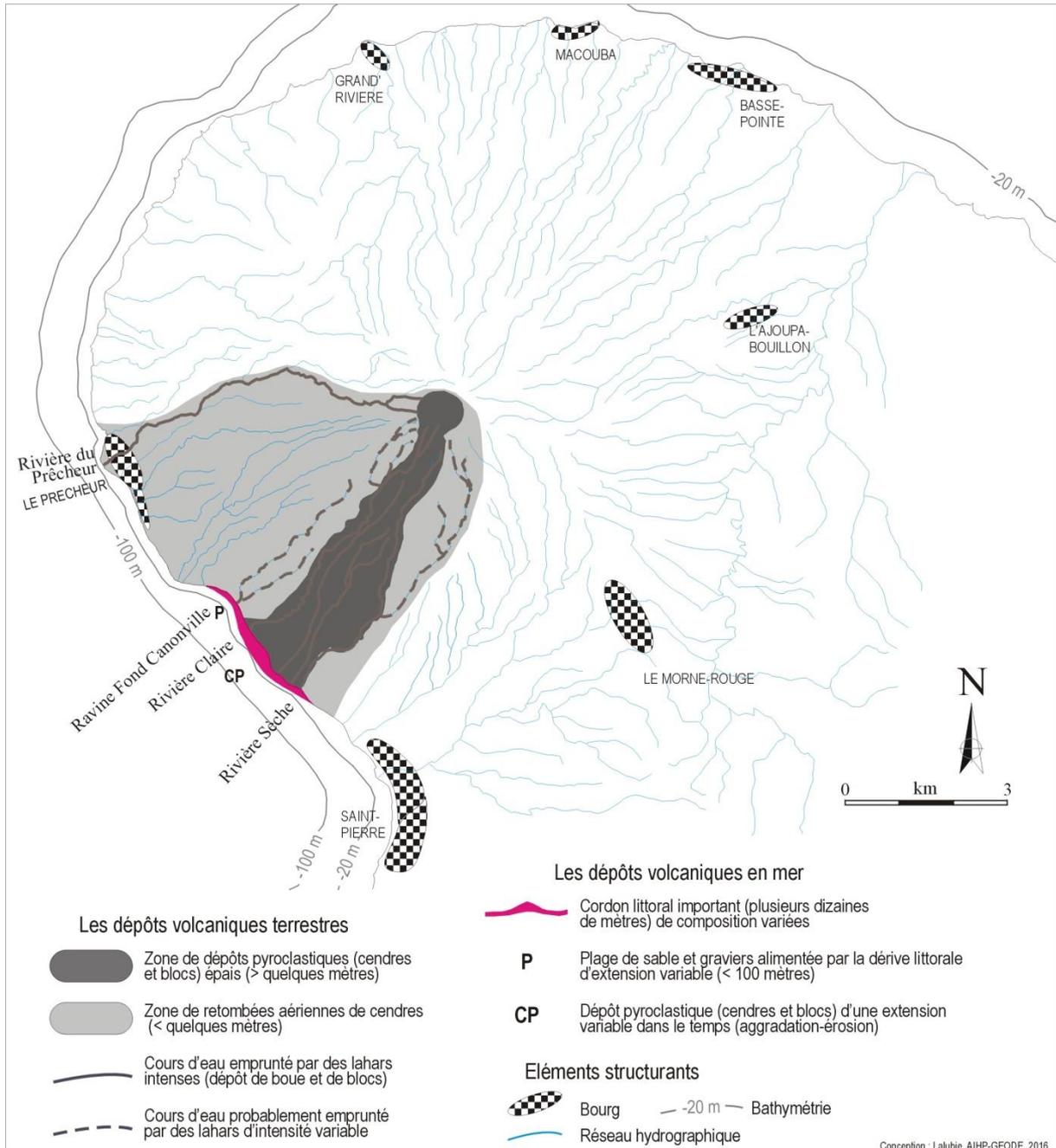
Les dépôts volcanique durant la période paroxysmale de l'éruption de 1902 (D'après Lacroix, 1904)



Le dépôts volcaniques durant la phase post-paroxysmale de l'éruption de 1902 (D'après Lacroix, 1904)



Les dépôts volcaniques durant l'éruption de 1929 (D'après Revert, 1931 ; Perret, 1939)



Annexe 4

Dynamique du littoral Péléén non particulièrement liée aux éruptions volcaniques du XXème siècle

- a). Un battement saisonnier non impacté par l'activité volcanique sur le secteur Conil**
- b). La mobilité particulière sur les deltas aux embouchure de rivières**

Un battement saisonnier non impacté par l'activité volcanique sur le secteur Conil

Les plages de poches qui se succèdent entre Anse Couleuvre et Grand Rivière présentent une relative stabilité de leur limite de végétation mais à première vue, un fort recul (~20m jusqu'à 40 m à l'Anse Souffleur) du stock sableux délimité par le jet de rive (cf. variation de l'étendue des cordons sableux entre 1951 et 2010 sur l'illustration 76). Cependant, l'observation d'autres photographies aériennes (2013, 2017 notamment) témoigne finalement d'un fort battement annuel (et probablement saisonnier) puisque la plage en 2017 a une largeur qui se rapproche de celle en 1951 (cf. la comparaison des photos de l'illustration 77 sur l'anse du Souffleur (à gauche) et rivière Trois Bras (à droite)). L'augmentation d'une quarantaine de mètres de la largeur de la plage entre 1951 et 2010 sur l'Anse Morne Rouge (juste à l'ouest de Grand Rivière) s'expliquerait plus vraisemblablement par l'effet de la construction de l'aménagement portuaire à proximité.

Cette mobilité de la limite de jet de rive est associée à un recul de la végétation limité (10 m) et localisé sur Anse Lévrier, Anse à Voile, Anse La Celle.

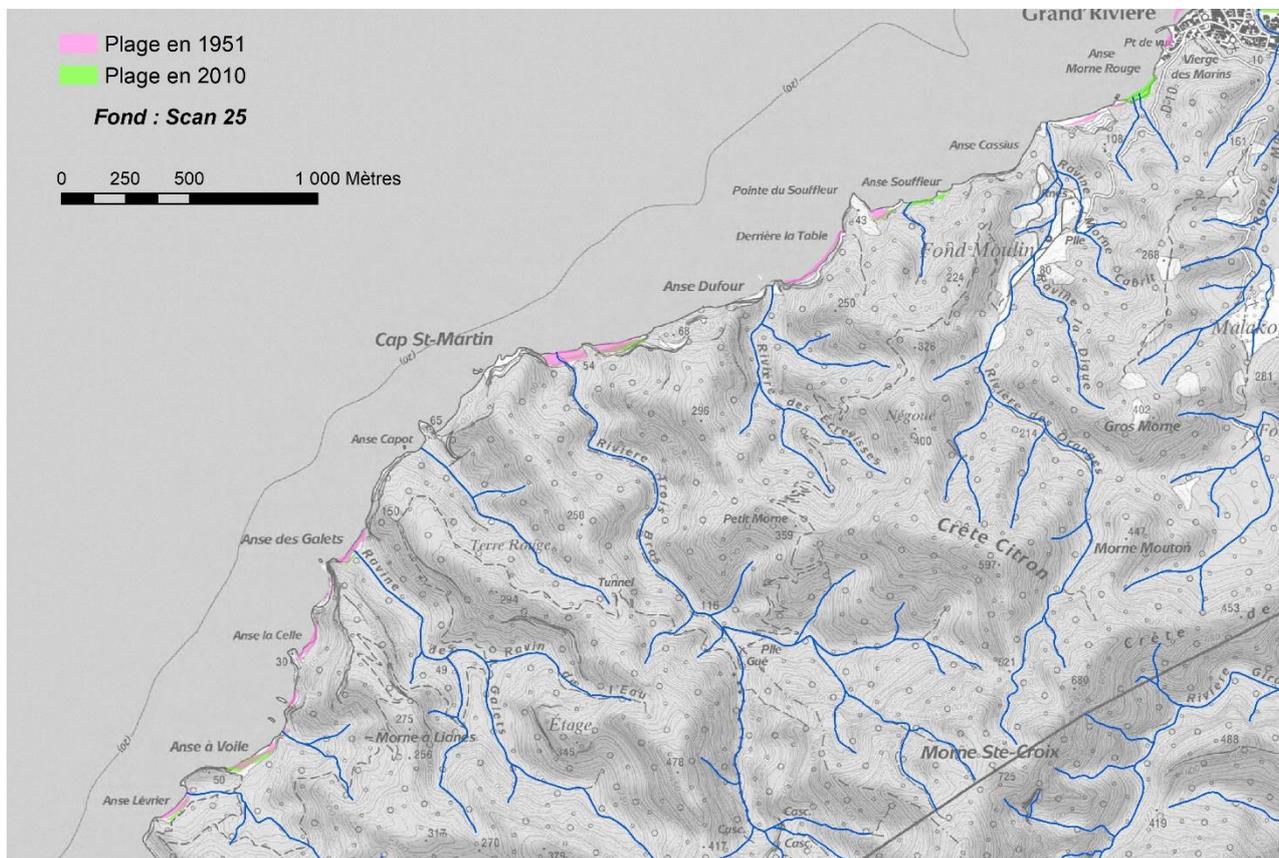


Illustration 76 : Comparaison de l'étendue des cordons sableux entre 1951 et 2010

Evolution du littoral peléen dans un contexte volcanique actif

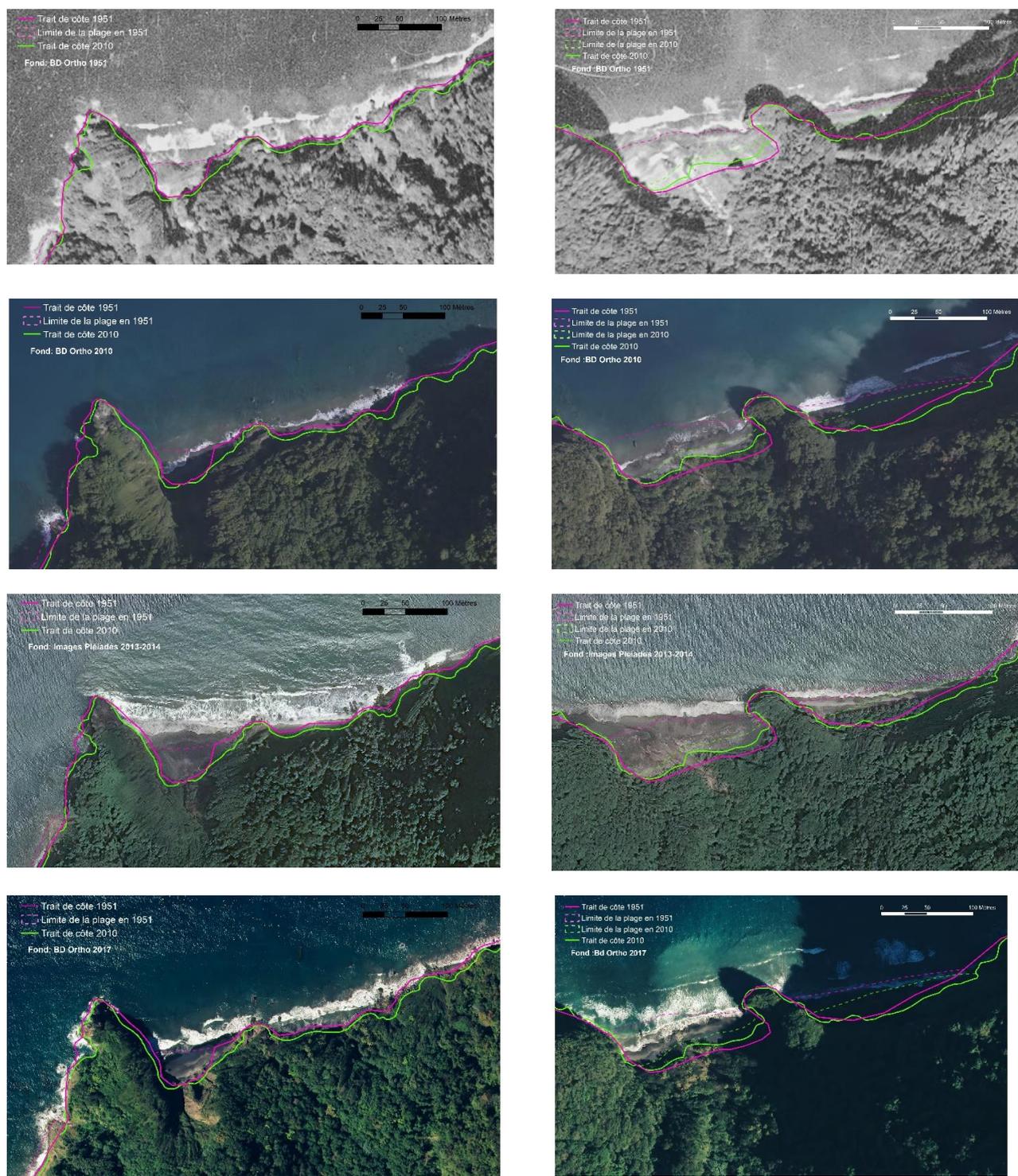


Illustration 77 : Forte variabilité de la limite de la plage (jet de rive) sur l'anse du Souffleur (à gauche) et rivière Trois Bras (à droite) par comparaison des photographies aérienne de 1951, 2010, 2013 et 2017

La mobilité particulière sur les deltas aux embouchure de rivières

La côte Caraïbe présente quatre principales zones d'accumulation de sédiments (deltas) aux embouchures :

- de la Rivière Anse Céron,
- de la Rivière du Prêcheur au quartier des Abymes,
- de la rivière des Pères,
- et de la Roxelane au nord du bourg de Saint Pierre.

Aujourd'hui, trois de ces embouchures (Prêcheur, Rivière des Pères et Roxelane) sont situées en zone urbaine ou péri-urbaine ce qui a conduit à leur artificialisation depuis 1951 (**Illustration 78** , **Illustration 79** et **Illustration 80**). Ces trois embouchures ont progradées à la suite de la réalisation d'aménagements et de travaux de confortement. Toutefois, la limite de végétation a reculé au nord de l'embouchure de la rivière des Pères (de 10 à 15 m) et au nord de la rivière du Prêcheur. Ailleurs, la présence des enrochements le long de la ligne de rivage ne permet plus une libre migration de la limite de végétation.

Seule la rivière Céron a conservé une embouchure naturelle.

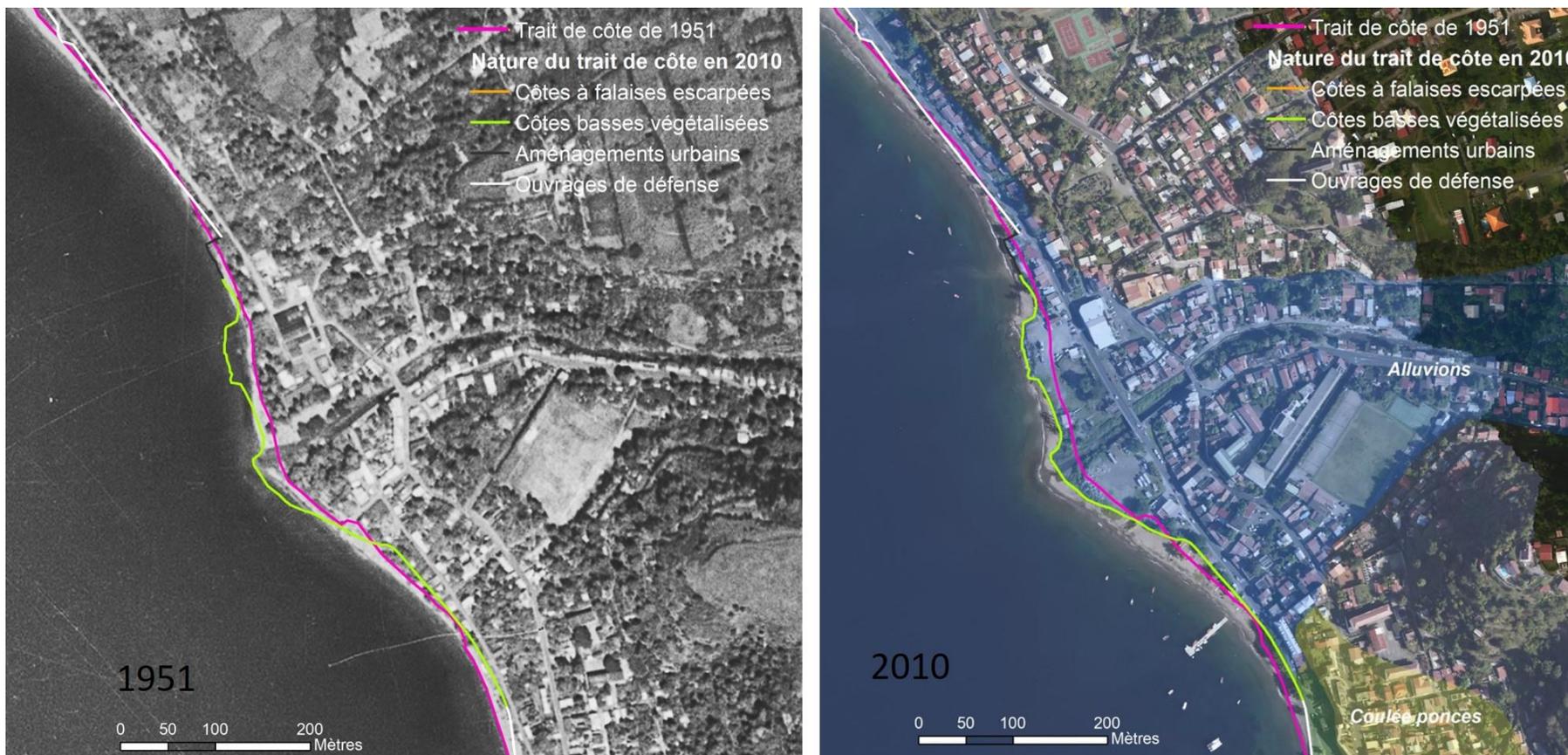


Illustration 78 : Mobilité du trait de côte à l'embouchure de la Roxelane entre 1951 et 2010

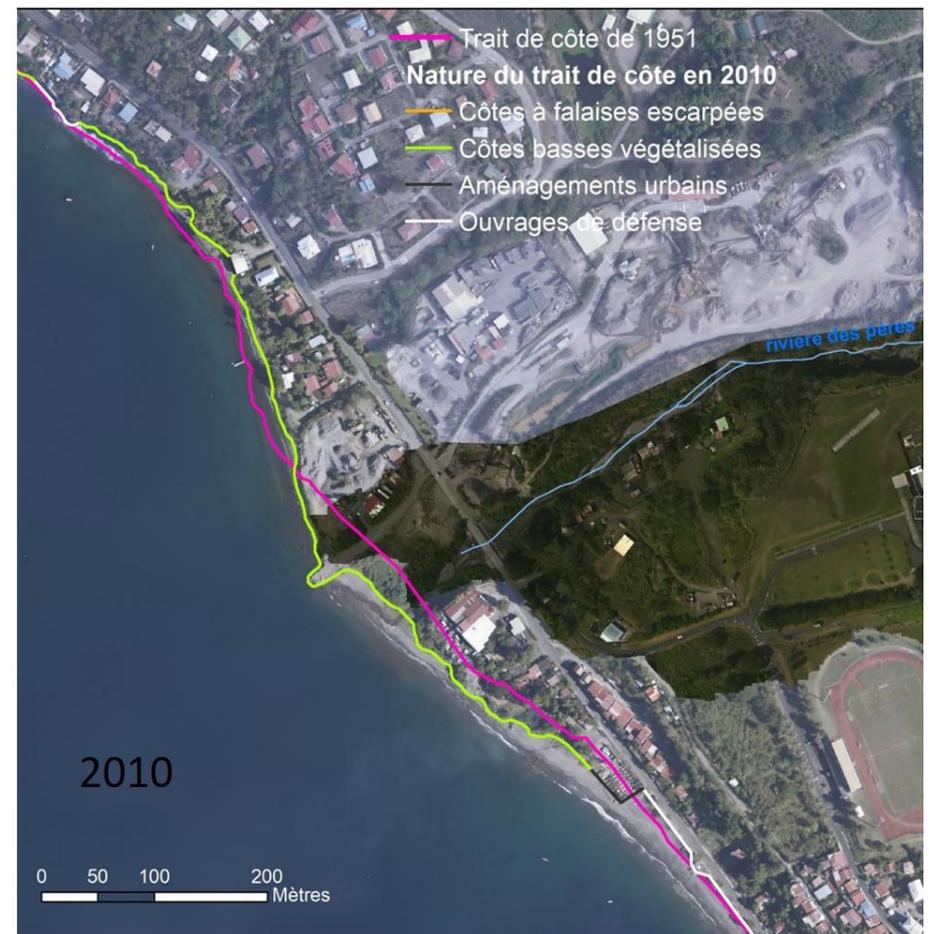
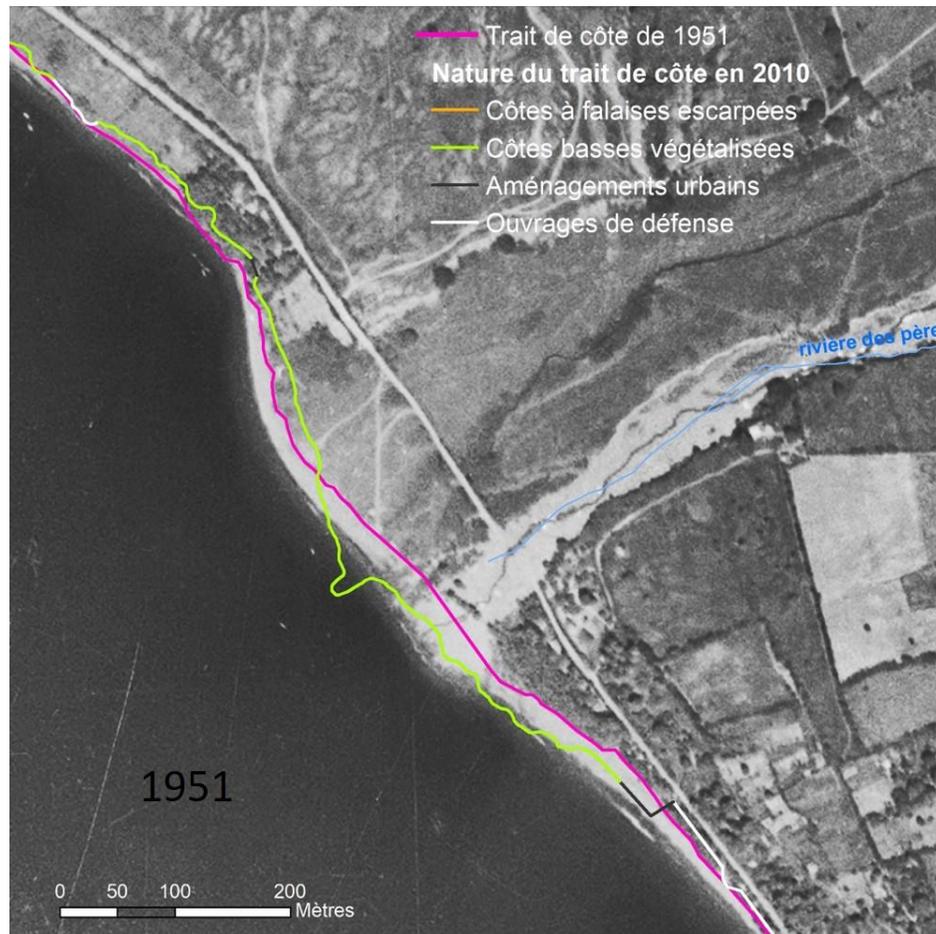


Illustration 79 : Mobilité du trait de côte à l'embouchure de la Rivière des Pères entre 1951 et 2010

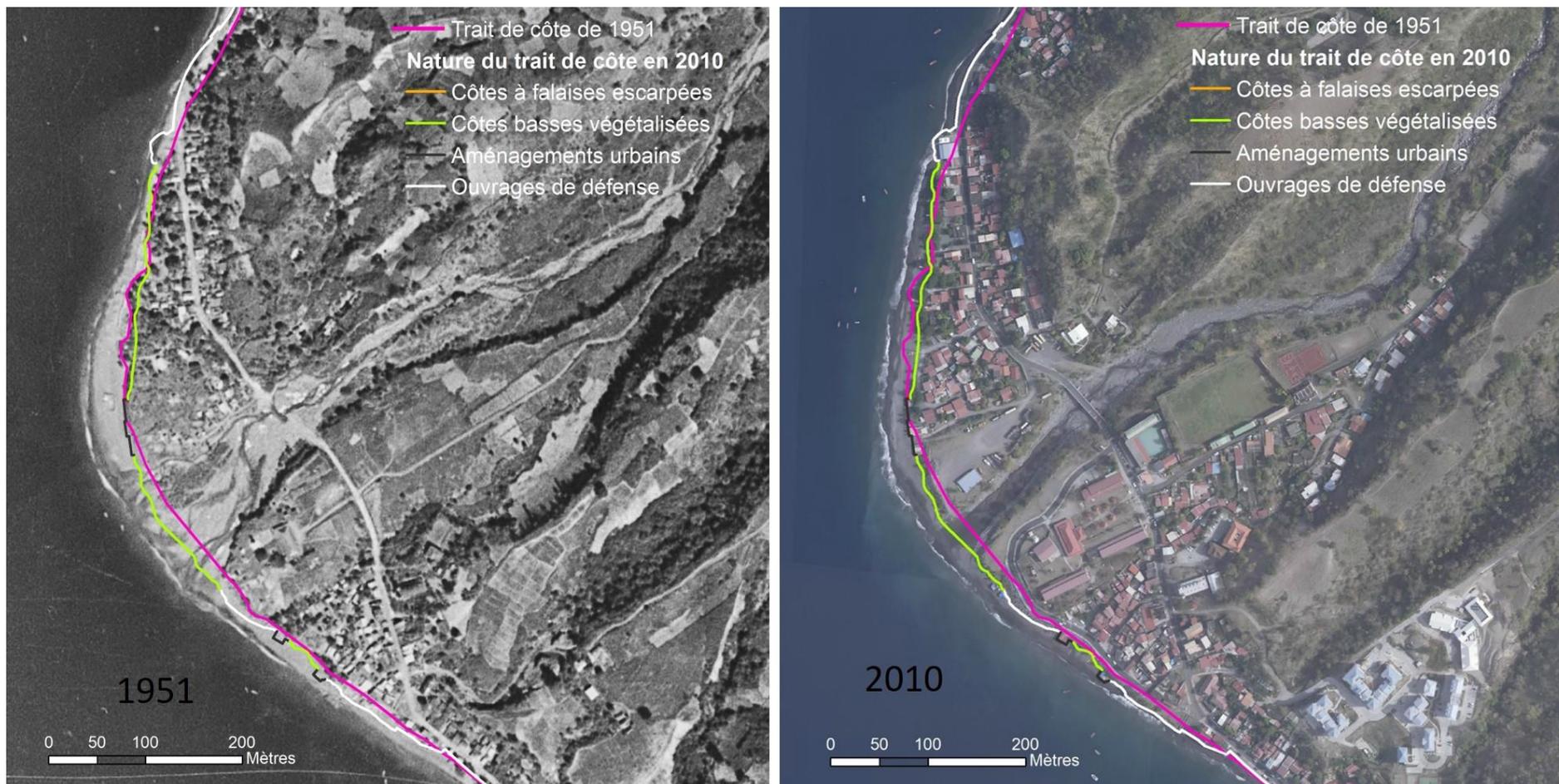


Illustration 80 : Mobilité du trait de côte à l'embouchure de la Rivière du Précheur entre 1951 et 2010



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009

45060 – Orléans Cedex 2 – France

Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Martinique

Villa Bel Azur, 4 Lot. Miramar,
Route Pointe des Nègres,
97200 Fort-de-France

Tél. : 05 96 71 17 70