



OBSERVATOIRE CÔTE AQUITAINE

Document public

Rapport final

Atlas morphodynamique de la côte sableuse aquitaine

BRGM/RP-67152-FR
Août 2018

Auteurs : BRGM et ONF



Atlas morphodynamique de la côte sableuse aquitaine

BRGM/RP-67152-FR

Août 2018

Étude réalisée dans le cadre des opérations de service public du BRGM
AP17AQI015

Vérificateur :

Nom : PALVADEAU E.

Date : 17/07/2018

Signature :



Approbateur :

Nom : PEDRON N.

Directeur régional du BRGM Nouvelle-Aquitaine

Date : 23/07/2018

Signature :



Auteurs : BRGM et ONF

Avertissement

L'atlas morphodynamique a vocation de présenter un état stable et homogène de la connaissance de la côte sableuse aquitaine. Il a été construit sur la base de données et documents connus et reconnus au moment de sa production. Il est par essence destiné à évoluer avec l'amélioration constante de ces connaissances. L'historique des versions publiques est présenté ci-dessous.

Version 1 : publiée en mars 2018.

Version 2 (actuelle) : publiée en août 2018.

Ont participé à la rédaction cet ouvrage :

Pour l'ONF : Jean Favennec, David Rosebery, Francis Maugard

Pour le BRGM : Cyril Mallet, Nicolas Bernon, Julie Mugica, Franck Desmazes, Manuel Garcin, Alexis Stépanian, Ywenn de La Torre

Autres : Christine Clus-Auby, Bastien Millescamps

Mots-clés : côte sableuse aquitaine, morphodynamique, dune, trait de côte, plage, cellule hydrosédimentaire, évolution, Gironde, Landes, Pyrénées-Atlantiques.

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

BRGM et ONF (2018) - Atlas morphodynamique de la côte sableuse aquitaine. Rapport final. BRGM/RP-67152-FR, 280 p., 227 ill., 6 ann.

Synthèse

L'atlas morphodynamique de la côte sableuse de l'ex-Région Aquitaine est le fruit de la collaboration d'un collège d'experts appartenant à l'Observatoire de la Côte Aquitaine qui, pendant plus de 20 ans, se sont succédés pour étudier ce littoral exceptionnel.

L'Observatoire de la Côte Aquitaine est un réseau d'organismes, chargé de suivre le littoral régional, et d'améliorer la connaissance relative aux processus régissant son évolution. Ce projet est cofinancé par l'Europe (FEDER), l'Etat, la Région Nouvelle-Aquitaine, les départements de la Gironde, des Landes, des Pyrénées-Atlantiques, le Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon, le BRGM et l'ONF. Ces deux derniers organismes sont les porteurs techniques de l'Observatoire. Leur rôle est de mettre au service de l'ensemble des acteurs du littoral, un outil scientifique et technique d'aide à la décision, à la gestion et à la prévention des risques côtiers. L'Observatoire de la Côte Aquitaine bénéficie en outre de partenariats étroits avec d'autres organismes menant des actions scientifiques ou œuvrant auprès des collectivités publiques.

Le présent atlas s'inscrit dans le cadre des missions de l'Observatoire de la Côte Aquitaine. L'objectif de cet ouvrage est en effet de partager avec le plus grand nombre la connaissance actuelle des 230 kilomètres de littoral sableux s'étalant entre l'embouchure de la Gironde et le Cap Saint-Martin à Anglet. Il contribue à la diffusion de l'expertise acquise, en présentant les informations disponibles d'une part, et en exploitant les données collectées d'autre part.

Les premiers chapitres de l'atlas morphodynamique de la côte sableuse s'attachent à décrire le contexte géomorphologique, de sa nature intrinsèque jusqu'aux mécanismes responsables de son évolution. L'histoire géologique du territoire et le contexte climatique météo-marin en présence sont détaillés et constituent un socle de connaissances indispensables à la compréhension des morphologies des plages et des dunes observées le long de la côte aquitaine.

Ces quarante dernières années ont vu émerger les principes généraux de fonctionnement des systèmes littoraux à travers le monde. A la fin des années 1990, ces principes sont repris et adaptés pour expliquer les morphologies classiquement observées sur le littoral aquitain. Cinq classes ont ainsi été définies pour caractériser les formes des corps sédimentaires de l'avant-côte, de la plage et du cordon dunaire qui se succèdent du nord au sud.

Par ailleurs, les caractéristiques du cordon dunaire *s.l.*, d'un point de vue morphologique mais aussi des communautés végétales qui le peuplent, sont de précieuses informations concernant son évolution passée et récente. En ce sens, les familles végétales, les formes et les processus dynamiques associés, constituent d'excellents indicateurs des tendances évolutives du milieu. Un chapitre est donc dédié à la description des groupes socio-écologiques qui se développent sur les entités dunaires d'est en ouest.

Ces premiers chapitres dressent ainsi le portrait des multiples paysages du littoral aquitain. Ils fournissent les éléments nécessaires à la compréhension de leurs genèses, de leurs caractéristiques actuelles et de leur évolution. Ces deux derniers sujets constituent la dernière partie de l'atlas. L'évolution des morphologies présentes sur les systèmes littoraux s'explique par la nature même du milieu et les agents dynamiques qui les modèlent. Les flux de sédiments sont conditionnés par ces facteurs, et s'opèrent au sein de portions homogènes du littoral : les cellules sédimentaires. Expliqué en détail, ce concept est ensuite appliqué sur la côte aquitaine, aboutissant à un découpage en sept cellules sédimentaires et dix-sept sous-cellules, qui font l'objet d'une description complète. Enfin, en s'appuyant sur les études récentes menées par l'Observatoire de la Côte Aquitaine, un scénario d'évolution pour chacune d'entre elles est proposé.

L'atlas morphodynamique de la côte sableuse forme ainsi une synthèse et une mise en cohérence d'un maximum d'informations scientifiques, réunies dans l'objectif pédagogique de décrire et d'expliquer l'incroyable diversité du littoral aquitain.

Sommaire

1. Introduction	17
1.1. CONTEXTE ET OBJECTIFS DE L'ATLAS	17
1.2. ORGANISATION DE L'ATLAS	18
2. La côte aquitaine : cadre géomorphologique et processus dynamiques côtiers.....	19
2.1. LE LITTORAL SABLEUX DE L'EX-REGION AQUITAINE	19
2.2. CADRE GEOLOGIQUE	21
2.2.1. Généralités	21
2.2.2. Le Bassin Aquitain	21
2.2.3. Variations du niveau de la mer et paléo-rivages quaternaires	27
2.3. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE	30
2.3.1. Les systèmes dunaires boisés de l'arrière-pays	30
2.3.2. Les fleuves et leurs embouchures	35
2.3.3. Le plateau continental	38
2.3.4. Occupation du sol	41
2.4. AGENTS DYNAMIQUES METEO-MARINS.....	43
2.4.1. Cadre climatique général.....	43
2.4.2. Le vent	46
2.4.3. La marée et les surcotes marines	47
2.4.4. Les vagues et les états de mer.....	49
2.4.5. Les tempêtes	59
2.5. TRANSPORT SEDIMENTAIRE ET MORPHODYNAMIQUE LITTORALE	64
2.5.1. Effets de la transformation des houles	64
2.5.2. Estimation du transport sédimentaire associé à la dérive littorale le long de la côte aquitaine.....	67
2.5.3. Notion de morphodynamique littorale.....	70
3. Typologie des plages et des dunes de l'ex-Région Aquitaine.....	75
3.1. TYPOLOGIE DES PLAGES DE L'EX-REGION AQUITAINE	75
3.1.1. Les structures sédimentaires des plages aquitaines.....	75
3.1.2. Typologie des plages d'Aquitaine	76
3.2. TYPOLOGIE ET ECOLOGIE DES DUNES LITTORALES NON BOISEES D'AQUITAINE.....	86
3.2.1. Le haut de plage	87
3.2.2. L'avant-dune (voir groupe socio-écologique n°1 en Annexe 4)	88
3.2.3. Les cordons dunaires	89

3.2.4. Les arrière-dunes.....	93
3.3. TYPOLOGIE DES CONTACTS ENTRE PLAGE ET DUNE.....	96
3.3.1. Types de contact caractérisant des phases d'érosion marine	96
3.3.2. Types de contacts dune/plage caractérisant des phases de stabilité temporaire ou d'accrétion modérée	103
3.3.3. Types de contacts caractérisant des secteurs de forte accrétion.....	108
3.4. LES SCENARIOS EVOLUTIFS DU SYSTEME DUNAIRE	109
3.4.1. Dans les secteurs côtiers à très fort déficit sédimentaire : SCENARIO 1.....	109
3.4.2. Dans les secteurs côtiers à déficit sédimentaire modéré : SCENARIO 2	111
3.4.3. Dans les secteurs à bilan sédimentaire équilibré, ou légèrement négatif : SCENARIO 3	112
3.4.4. Dans les secteurs à bilan sédimentaire légèrement positif : SCENARIO 4	113
4. Description des cellules sédimentaires de la côte aquitaine	115
4.1. DEFINITION	115
4.1.1. Cellules sédimentaires littorales	115
4.1.2. Bilan sédimentaire	117
4.2. LES CELLULES SEDIMENTAIRES DE LA COTE AQUITAINE.....	118
4.2.1. Définition sur la côte aquitaine.....	118
4.2.2. Répartition des cellules sédimentaires	118
4.2.3. Eléments de caractérisation des cellules sédimentaires et de leurs subdivisions	120
4.3. CELLULE 1 : DE LA POINTE DE GRAVE A LA POINTE DE LA NEGADE	121
4.3.1. Sous-cellule 1.1 : de la Pointe de Grave aux rochers de Saint-Nicolas, commune du Verdon-sur-Mer (3 km, PK -6 à PK -3).....	123
4.3.2. Sous-cellule 1.2 : des rochers de Saint-Nicolas aux Cantines, commune du Verdon-sur-Mer (1,5 km, PK -1,5 à PK -3).....	128
4.3.3. Sous-cellule 1.3 : brise-mer des Cantines aux Arros, sud du Verdon-sur-Mer et nord de Soulac-sur-Mer (3 km, PK -1,5 à PK 1,5)	135
4.3.4. Sous-cellule 1.4 : front urbain de Soulac-sur-Mer (1,5 km : PK 1,5 à PK 3).....	140
4.3.5. Sous-cellule 1.5 : du sud de Soulac-sur-Mer à la Pointe de la Négade (5 km : PK 3 à PK 8)	145
4.3.6. Synthèse de la cellule 1 : Pointe de Grave - Pointe de La Négade	152
4.4. CELLULE 2 : L'ANSE DU GURP.....	153
4.4.1. Type de plage	154
4.4.2. Type de dune	156
4.4.3. Type de contact entre plage et dune.....	157
4.4.4. Évolution passée du trait de côte	157
4.4.5. Scénario évolutif.....	159

4.4.6. Évolution future possible	159
4.4.7. Impact d'un évènement majeur	159
4.5. CELLULE 3 : CENTRE-GIRONDE.....	160
4.5.1. Sous-cellule 3.1 : de Dèpé (Centre Euronat) à Montalivet sud.....	161
4.5.2. Sous-cellule 3.2 : de Montalivet sud à Hourtin	167
4.5.3. Sous-cellule 3.3 : de Carcans à Lacanau.....	172
4.5.4. Sous-cellule 3.4 : de Lacanau sud à Le Porge sud	178
4.5.5. Sous-cellule 3.5 : de Le Porge à Lège.....	182
4.5.6. Synthèse de tendance évolutive de la cellule Centre Gironde, de l'anse du Gurp au Cap Ferret.....	187
4.6. CELLULE 4 : LES PASSES DU BASSIN D'ARCACHON.....	188
4.6.1. Présentation générale	189
4.6.2. Le littoral amont-transit et la pointe du Cap Ferret.....	194
4.6.3. Les passes.....	202
4.6.4. Le littoral aval-dérive et les plages au sud du Bassin d'Arcachon	205
4.7. CELLULE 5 : LES LANDES.....	214
4.7.1. Sous-cellule 5.1 : du sud de Biscarrosse-Plage au nord de Mimizan-Plage.....	216
4.7.2. Sous-cellule 5.2 : de Mimizan-Plage au courant du Huchet.....	223
4.7.3. Sous-cellule 5.3 : secteur du Marensin, de Huchet-Plage à Hossegor (27 km, PK 64 à PK 91).....	234
4.8. CELLULE 6 : SUD DES LANDES	247
4.8.1. Sous-cellule 6.1 : de Capbreton au sud de Labenne (PK 92 à PK 100)	249
4.8.2. Sous-cellule 6.2 : de Ondres à Tarnos et l'Adour (PK 100 à PK 107)	257
4.9. CELLULE 7 : NORD DES PYRENEES-ATLANTIQUES	263
4.9.1. Type de plage	264
4.9.2. Type de dune	264
4.9.3. Type de contact entre plage et dune.....	265
4.9.4. Évolution passée du trait de côte	265
4.9.5. Scénario évolutif	268
4.9.6. Évolution prévisible/aléa	269
4.9.7. Impact d'un évènement majeur	269
5. Conclusion.....	271
6. Bibliographie	273

Table des illustrations

Illustration 1 - Le littoral aquitain, de la Pointe de Grave au Cap Saint-Martin (réseau hydrographique principal en bleu)	20
Illustration 2 - Morphologie caractéristique du système côtier sableux aquitain, de l'avant-côte à l'arrière-pays	21
Illustration 3 - Carte géologique simplifiée du Bassin aquitain (source : http://sigesaqi.brgm.fr/Structure-et-histoire-simplifiees.html)	22
Illustration 4 - Coupe nord-sud du Bassin aquitain, le long du littoral (source : Serrano et al., 2006)	24
Illustration 5 - Les grandes étapes de comblement du Bassin aquitain (d'après Tastet et Londeix, 2002)	25
Illustration 6 - Coupe litho-stratigraphique synthétique du Bassin aquitain	27
Illustration 7 - Variation du niveau marin relatif lors des derniers 150 000 ans (d'après Imbrie et al., 1988 dans D. Menier, 2003)	28
Illustration 8 - Rivages holocènes. Les dates sont issues de la courbe eustatique de Stanley (1995)	29
Illustration 9 - Formation des dunes littorales d'Aquitaine, selon Barrère (1994) (« La Forêt Landaise » - Editions Privat)	31
Illustration 10 - Les différentes formes de dunes côtières en Aquitaine (Tastet, 1998)	31
Illustration 11 - Le système de dunes littorales aquitaines	33
Illustration 12 - La face au vent de la Dune du Pilat après une tempête en 2009	34
Illustration 13 - Coupe théorique de la Dune du Pilat. Les âges indiqués correspondent à la moyenne des âges obtenus au ^{14}C en noir et par OSIRL en rouge.	35
Illustration 14 - Exemple des courants landais de Huchet (en haut) et de Contis (en bas) (© IGN, GIP ATGeRI, 2009)	37
Illustration 15 - Carte morpho-bathymétrique du Golfe de Gascogne (source : BRGM)	39
Illustration 16 - Carte de répartition des faciès sédimentaires sur le plateau continental aquitain (Cirac et al., 2009 dans Mazières, 2014)	40
Illustration 17 - Occupation du sol sur une bande de 1°000 m à l'intérieur des terres au droit de Mimizan (données : GIP ATGeRI, 2009; fond photographique : © IGN, GIP ATGeRI, 2009)	42
Illustration 18 - Catégories et pourcentages d'occupation du sol sur une bande de 1000 m à l'intérieur des terres depuis le trait de côte (source : GIP ATGeRI)	42
Illustration 19 - Normales mensuelles de précipitations, de températures maximales et minimales à la station de Cognac (www.meteofrance.com)	43
Illustration 20 - Normales mensuelles de précipitations, de températures maximales et minimales à la station de Biarritz (www.meteofrance.com)	44
Illustration 21 - Les différents régimes climatiques : la première colonne donne les anomalies en termes de pression au niveau de la mer ; la deuxième montre l'évolution de la fréquence d'apparition de chacun des modes ; les troisième et quatrième colonnes, les variations associées de température et de précipitations (Le Treut, 2013)	45
Illustration 22 - Principaux phénomènes physiques contrôlant le niveau d'eau (échelle du schéma non respectée) ..	48
Illustration 23 - Définition de la mer du vent et de la houle stricto -sensu	49
Illustration 24 - Définition (a) des caractéristiques des vagues et (b) de la distribution de la fréquence des hauteurs à partir de la série de données	49

Illustration 25 - Mouvement d'une molécule d'eau propagée par une vague en fonction de la profondeur d'eau (dans Derruau, 2010)	50
Illustration 26 - Mesures de la période de la houle à la bouée Gascogne de juillet 1998 à juin 2013 (http://www.emodnet-physics.eu/map/)	51
Illustration 27 - Mesures de la hauteur de la houle à la bouée Gascogne de juillet 1998 à juin 2013 (http://www.emodnet-physics.eu/map/)	52
Illustration 28 - Analyse des données de vagues de la base de données BoBWA-10kHz dans le gofle de Gascogne (point Gascogne 9, Bulteau et al., 2013-a).....	53
Illustration 29 - Histogrammes de fréquences des hauteurs des houles significatives et des périodes de pic disponibles sur le site internet Candhis à la date du 05 janvier 2017 pour les bouées Cap Ferret et Anglet (http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/)	54
Illustration 30 - Analyse des données de vagues de la base de données BoBWA-10kHz dans le gofle de Gascogne (point Gascogne 11, Bulteau et al., 2013-a)	55
Illustration 31 - Classification des états de mer et valeurs moyennes des caractéristiques des vagues (H_s , T_p et D_p) établies à partir du jeu de données ERA-40 dans le Golfe de Gascogne (Le Cozannet et al., 2010) ...	56
Illustration 32 - Cartes des corrélations entre l'occurrence des régimes de temps de l'Atlantique Nord et les anomalies de hauteur, période et direction des vagues dans le Golfe de Gascogne en hiver.	57
Illustration 33 - Carte des corrélations entre l'occurrence des régimes de temps de l'Atlantique Nord et les anomalies de hauteur, période et direction des vagues dans le Golfe de Gascogne en été.	58
Illustration 34 - Localisation des points Gascogne 8 (en haut à gauche), Gascogne 9 (en haut à droite) et Gascogne 13 (en bas) dans la base de données BobWA-10kHz (Bulteau et al., 2013-a).....	60
Illustration 35 - Valeurs de retour de hauteur significative des vagues H_s aux points Gascogne 8, 9 et 13 (de haut en bas) (Bulteau et al., 2013-a).....	60
Illustration 36 - Carte de niveaux extrêmes de pleine mer, le long de la côte aquitaine (période de retour 100 ans, SHOM/CETMEF, 2012)	62
Illustration 37 - Hauteurs significatives des vagues observées à la station Cap Ferret et dénomination de situations météorologiques tempétueuses associées (Bulteau et al., 2014).....	63
Illustration 38 - Estimation de la puissance moyenne des houles hivernales (décembre à mars) au niveau du point Cap Ferret (mesures bouée et BoBWA) (Bulteau et al., 2014)	63
Illustration 39 - Transformation des vagues à l'approche de la côte (Desmazes, 2005)	64
Illustration 40 - Schéma des courants et du transport sédimentaire induits par une vague déferlante.	65
Illustration 41 - Formation d'une plage à barres sous l'effet du déferlement multiple des vagues, d'après Dolan et Dean (1985), dans Desmazes (2005)	65
Illustration 42 - Processus dynamiques côtiers et impacts géomorphologiques : a) courant longitudinal (dérive littorale) créé sous l'effet du déferlement de vagues obliques à la côte ; b) système de barre-baïne reflétant le sens dominant de la dérive littorale ; c) dérive de plage liée au jet de rive oblique (source : BRGM).....	67
Illustration 43 - Flux sédimentaires longitudinaux résiduels (\odot), en direction du sud (négatif, $-$) et du nord (positif, \square) le long de la côte aquitaine (source : Idier et al., 2013)	68
Illustration 44 - Directions de la dérive littorale résiduelle annuelle le long des côtes girondines et landaises d'après les résultats de Idier et al., 2013.	69
Illustration 45 - Dynamique saisonnière dans le profil de plage (© Observatoire de la Côte Aquitaine)	70
Illustration 46 - Courants de baïnes (flèches rouges) au travers de la barre sableuse interne sur la plage du Truc Vert (Gironde)	71

Illustration 47 - Niveau de marée h_m et intensité du courant de baie U en fonction du temps au niveau de la bouée virtuelle à la sortie de la baie pour différentes hauteurs significatives de vagues au large H_{s0} , et pour $T_{m0} = 12$ s et $\Theta=0^\circ$ (Castelle et al., 2006)	72
Illustration 48 - Echelles spatiales et temporelles d'action des agents dynamiques sur le système littoral et des évolutions morphologiques associées (d'après Cowell et Thom, 1994, modifié)	73
Illustration 49 - Morphologie des corps sédimentaires sur les plages d'Aquitaine (source : BRGM)	76
Illustration 50 - Abréviations relatives aux corps sédimentaires présents dans les profils de plage aquitains, et utilisées dans les illustrations suivantes, d'après le Nindre et al. (2001)	77
Illustration 51 - Typologie des plages aquitaines, établie en fonction de la morphologie du profil transversal.	78
Illustration 52 - Typologie des plages en ex-Aquitaine, vues en plan (d'après Le Nindre et al., 2001)	79
Illustration 53 - Caractéristiques des plages du type 1 (orthophotographie : ©ONF, 1998)	80
Illustration 54 - Caractéristiques des plages du type 2A	81
Illustration 55 - Caractéristiques des plages du type 2B	82
Illustration 56 - Caractéristiques des plages du type 3	83
Illustration 57 - Caractéristiques des plages du type 4	84
Illustration 58 - Caractéristiques des plages du type 5	85
Illustration 59 - Caractéristiques des plages d'Anglet	86
Illustration 60 - Une succession d'habitats en transformation et en interaction constantes	87
Illustration 61 - Quelques espèces du haut de plage	88
Illustration 62 - Variantes de cordons dunaires anciennement remodelés	90
Illustration 63 - Exemples de remobilisation de cordons anciennement calibrés.	91
Illustration 64 - Faciès écodynamiques des cordons dunaires en secteur côtier à bilan sédimentaire équilibré. A : avec tendance à la stabilisation de la partie arrière. B : avec remobilisation	91
Illustration 65 - Les quatre espèces psammophiles omniprésentes sur les dunes blanches (photographies J. Favennec).....	92
Illustration 66 - Les dunes blanches d'Aquitaine sont riches en espèces endémiques (photographies J. Favennec) ...	93
Illustration 67 - Les deux grands types de physionomie des arrière-dunes non boisées d'Aquitaine.....	94
Illustration 68 - Exemples de falaises sableuses vives (photographies J. Favennec)	96
Illustration 69 - Exemples de falaises sableuses régularisées (photographies J. Favennec)	97
Illustration 70 - Exemples de falaises sableuses éolisées (photographies J. Favennec)	97
Illustration 71 - Exemples de microfalaises d'avant-dune (photographies J. Favennec).....	98
Illustration 72 - Répartition géographique des différents types de falaises à couches géologiques et sols fossiles du Médoc (source : OCA)	99
Illustration 73 - Coupe-type et exemples de falaises de type I (entre l'Amélie et la Négade)	100
Illustration 74 - Coupe-type et exemples de falaise de type II (anse du Gulp). Les couches d'argile et de sables fluviaux y sont réduites, absentes, ou masquées par du sable éolien. La présence de quelques petites avant-dunes démontre une plus faible intensité de l'érosion marine.....	101
Illustration 75 - Coupe-type et exemples de falaises de type III (entre Le Gulp et Dépé)	102
Illustration 76 - Exemples de falaises de type IV (entre Dépé et Le Pin Sec)	103
Illustration 77 - Microfalaise de berme, Carcans, mai 2006 (photo J. Favennec)	103

Illustration 78 - Schéma des divers types d'avant-dunes de la côte aquitaine	104
Illustration 79 - Exemples d'avant-dunes plaquées (photographies J. Favennec)	105
Illustration 80 - Exemples d'avant-dunes précaires.....	105
Illustration 81 - Exemples de pseudo avant-dunes peuplées de végétaux inféodés aux résurgences d'eau douce ...	106
Illustration 82 - Exemples d'avant-dunes établies comblant d'anciennes entailles marines (photographies J. Favennec).....	107
Illustration 83 - Exemples d'avant-dunes superposées (photographies J. Favennec)	107
Illustration 84 - Banquettes en avancée par rapport au pied du corps principal de la dune (photographies C. Laronde (ONF))	108
Illustration 85 - Accrétion rapide par accollement de lignes successives d'avant-dunes	108
Illustration 86 - Exemples d'avant-dunes édifcatrices de bancs d'accrétion	109
Illustration 87 - Scénario d'évolution n°1 : très fort déficit sédimentaire.....	110
Illustration 88 - Scénario d'évolution : déficit sédimentaire modéré.....	111
Illustration 89 - Scénario d'évolution n°3 : équilibre sédimentaire (ou légèrement négatif)	112
Illustration 90 - Scénario d'évolution n°4 : accrétion	113
Illustration 91 - Notions de cellule sédimentaire et de budget sédimentaire d'un système côtier	116
Illustration 92 - Composantes, apports et pertes, du bilan sédimentaire d'un système côtier (source : Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard, 2009).....	117
Illustration 93 - Subdivision du littoral sableux aquitain en cellules sédimentaires	119
Illustration 94 - Origines et extrémités des points kilométriques départementaux (PK) sur le littoral de Gironde et des Landes	120
Illustration 95 - Carte de situation de la cellule 1 et sous-cellules associées (© Scan 100 IGN).....	121
Illustration 96 - Les ouvrages de défenses de la Pointe de Grave à Soulac (Howa, 1987)	122
Illustration 97 - Carte de situation de la sous-cellule sédimentaire 1.1 (© Scan 25 IGN)	123
Illustration 98 - Vues aériennes de la sous-cellule 1.1 et du banc de Saint-Nicolas	124
Illustration 99 - Contacts dune/plage au niveau de la sous-cellule 1.1 (photos J. Hirigoyen, juillet 2007).	125
Illustration 100 - Evolution de la Pointe du Médoc de 1785 à 1935 (d'après Levêque, 1936)	126
Illustration 101 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule sédimentaire 1.1.....	127
Illustration 102 - Carte de situation du la sous-cellule 1.2 (© Scan 25 IGN)	129
Illustration 103 - Morphologie et toponymie de l'estuaire de la Gironde (Mallet, 1998).....	130
Illustration 104 - By-pass sableux sur le secteur des Cantines, des Arros aux rochers de Saint-Nicolas (sous-cellule 1.2, commune du Verdon-sur-Mer).....	131
Illustration 105 - Evolution de la plage et de la dune entre 2008 et 2015, au niveau du profil G1 (PK2, à proximité de la Tour noire). TDC : trait de côte.....	131
Illustration 106 - Morphologie de la dune au sud et au centre de la sous-cellule 1.2, en 1998 (en haut) et en 2016 (en bas)	132
Illustration 107 - Morphologie de la dune au nord de la sous-cellule 1.2 en 1998 (à gauche) et 2016 (à droite)	133
Illustration 108 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule 1.2 de 1985 à 2014.....	134
Illustration 109 - Carte de situation de la sous-cellule 1.3 (© Scan 25 IGN)	136

Illustration 110 - Ouvrage longitudinal des Huttes, vue vers le nord	137
Illustration 111 - Morphologie de la dune au sein de de la sous-cellule 1.3 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)	138
Illustration 112 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule 1.3 de 1985 à 2014	139
Illustration 113 - Localisation de la sous-cellule 1.4 (© Scan 25 IGN)	141
Illustration 114 - Morphologie des plages de la sous-cellule 1.4 (commune de Soulac-sur-Mer) en 2000 et 2016. ..	142
Illustration 115 - Morphologie de la dune au sud et au centre de la sous-cellule 1.4 en 1998 (en haut) et en 2016.	142
Illustration 116 - Contact dune/plage au sud de la sous-cellule 1.4	143
Illustration 117 - Positions historiques du trait de côte de 1985 à 2014 au sein de la sous-cellule 1.4	144
Illustration 118 - Localisation de la sous-cellule 1.5 (© Scan 25 IGN)	146
Illustration 119 - Morphologie des plages sur la sous-cellule 1.5 à l'Amélie (commune de Soulac-sur-Mer) en 2000 et 2016	147
Illustration 120 - Dune perchée sur des horizons géologiques fossiles, falaise au sein de la sous-cellule 1.5 à l'Amélie (© OCA 2003)	147
Illustration 121 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 de la sous-cellule sédimentaire 1.5	149
Illustration 122 - Evolution du littoral au droit de l'Amélie sur la période 1994-2003 (photos J. Favennec)	151
Illustration 123 - Vue aérienne de L'Amélie en 2016 et des ouvrages de protection côtiers mis en œuvre	151
Illustration 124 - Carte de situation de la cellule sédimentaire 2, Anse du Gulp (© Scan 25 IGN)	153
Illustration 125 - La paléovallée du Gulp (d'après Froidefond et al., 1984)	154
Illustration 126 - Morphologie des plages au centre de la cellule 2 du Gulp en 2000 et 2016	155
Illustration 127 - Morphologie et évolution 2008-2015 du profil dune/plage au profil G3 au sud de l'anse du Gulp (PK 12)	155
Illustration 128 - Morphologie de la dune au nord (à gauche) et au sud (à droite) de la cellule sédimentaire 2 de l'anse du Gulp en 2016	156
Illustration 129 - Type de contact dune/plage caractéristique au nord et au centre de la cellule 2 (photos : Pointe de la Négade à gauche ©OCA, 06/02/2017 et J. Favennec à droite)	157
Illustration 130 - Type de contact dune/plage caractéristique au sud de la cellule 2 (photos C. Nalin)	157
Illustration 131 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 au droit de la cellule sédimentaire 2 - anse du Gulp	158
Illustration 132 - Carte de situation de la cellule 3 Centre-Gironde, de Dépé au Cap-Ferret, et sous-cellules associées	160
Illustration 133 - Carte de situation de la sous-cellule sédimentaire 3.1 de Dépé à Montalivet sud (© Scan 25 IGN)	162
Illustration 134 - Morphologie des plages de la sous-cellule 3.1 en 2000 (à gauche) et 2011 (à droite)	163
Illustration 135 - Type de dune au nord de Montalivet, sous-cellule 3.1 (©OCA, 07/06/2016)	164
Illustration 136 - Type de contact dune/plage au niveau de la sous-cellule 3.1	164
Illustration 137 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 au sein de la sous-cellule sédimentaire 3.1	166
Illustration 138 - Carte de situation de la sous-cellule 3.2 de Montalivet sud à Hourtin (© Scan 25 IGN)	167
Illustration 139 - Morphologie des plages au Pin Sec, sous-cellule sédimentaire 3.2 en 2000 et en 2011	168
Illustration 140 - Morphologie et évolution 2008-2015 du profil dune/plage au niveau de la borne G6 (PK 30) ; TDC : trait de côte (pied de dune)	168

Illustration 141 - Type de dune au niveau de la sous-cellule 3.2 (photos: ©OCA 2016).....	169
Illustration 142 - Contact dune/plage au nord du Pin Sec : dune perchée sur des sols fossiles (photo : ©OCA, 16/04/2016)	169
Illustration 143 - Positions historiques du trait de côte au sud de Hourtin-plage, sous-cellule sédimentaire 3.2	171
Illustration 144 - Carte de situation de la sous-cellule 3.3 de Carcans à Lacanau Sud (© Scan 25 IGN)	172
Illustration 145 - Morphologie des plages sur la sous-cellule 3.3 entre Carcans et Lacanau en 2000 et 2016	173
Illustration 146 - Type de contact dune/plage de la sous-cellule 3.3 : développement d'une avant-dune plaquée (forme précaire en cours de stabilisation) à la faveur d'une entaille d'érosion formée lors de l'hiver 2013/2014 (photo : Carcans, © OCA, 07/06/2016).....	174
Illustration 147 - Lacanau Océan en 1962 (photographie : Le Collen, 1962)	176
Illustration 148 - Vue aérienne de Lacanau Océan le 21/07/2015 (© OCA 2015)	176
Illustration 149 - Carte de situation de la sous-cellule 3.4, de Lacanau-sud au nord de Lège (© Scan 25 IGN)	178
Illustration 150 - Morphologie de la plage et de la dune au sud du Porge, sous-cellule 3.4	179
Illustration 151 - Morphologie du contact dune/plage au droit de la sous-cellule 3.4.	180
Illustration 152 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 au sein de la sous-cellule sédimentaire 3.4	181
Illustration 153 - Carte de situation de la sous-cellule 3.5 (© Scan 25 IGN)	182
Illustration 154 - Morphologie des plages de la sous-cellule sédimentaire 3.5, au nord du Truc Vert en 2000 et 2011	183
Illustration 155 - Morphologie et évolution 2009-2016 du profil dune/plage à Lège (PK 89,7)	184
Illustration 156 - Morphologie du contact dune/plage caractéristique de la sous-cellule 3.5 : plage du Truc Vert (photo ©OCA 07/06/2016)	184
Illustration 157 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 au nord de la sous-cellule 3.5 (à gauche) et au sud (à droite)	186
Illustration 158 - Carte de situation de la cellule sédimentaire 4 des passes du Bassin d'Arcachon (© Scan 25 IGN)	188
Illustration 159 - Les entités morphologiques du Bassin d'Arcachon et des littoraux adjacents (Michel et Howa, 1996, modifié)	189
Illustration 160 - Évolution paléogéographique du Bassin d'Arcachon (d'après Bouchet, 1974, modifié)	191
Illustration 161 - Configuration actuelle des passes externes (photo M. Le Collen, 2010).....	192
Illustration 162 - Les quatre stades du cycle d'évolution des passes du Bassin d'Arcachon	193
Illustration 163 - Evolution décennale de l'embouchure du Bassin d'Arcachon sur la période 1986-2009 (scènes SPOT bande XS1 de 1986, août 1997, juin 2009; CNES Kalideos Littoral - ©CNES distribution Spot Image) (Dehouck et al., 2012)	194
Illustration 164 - Morphologie des plages sur le littoral amont-transit de la cellule 4 en 2000 et 2016 (comparaison orthophotos, ©Ortholittorale 2000 et ©IGN, OCA 2016) ;.....	195
Illustration 165 - Morphologie de la dune sur le littoral amont-transit de la cellule 4 (orthophotographie et LiDAR 2016).....	196
Illustration 166 - Photographie de l'envahissement dunaire au Cap Ferret (photographie : J. Favennec, 1994)	197
Illustration 167 - Falaise vive entamant le bombement frontal de la dune, soit l'érosion d'un secteur ayant été en bilan sédimentaire positif sur une période relativement longue (photographie F. Caimail, été 1989).....	197

Illustration 168 - Évolution morphologique de la flèche du Cap Ferret de 1768 à 1998 (d'après Orgeron, 1974 et Gassiat, 1989 ; modifié et complété)	199
Illustration 169 - Évolution de la pointe du Cap Ferret entre 1934 et 2009 (Prévotiaux, 2012)	200
Illustration 170 - Géographie de la zone centrale de la cellule des passes du Bassin d'Arcachon (orthophotographie : ©IGN 2000)	202
Illustration 171 - Évolution des passes du Bassin d'Arcachon de 1825 à 1966 (la zone grisée correspond aux superficies où la profondeur dépasse 5 m)	203
Illustration 172 - Évolution des passes du Bassin d'Arcachon de 1979 à 1998 (la zone grisée correspond aux superficies où la profondeur dépasse 5 m)	204
Illustration 173 - Positions des passes du Bassin d'Arcachon en 2000 (à gauche), 2009 (au centre) et 2011 (à droite)	205
Illustration 174 - Géographie de la zone sud de la cellule sédimentaire des passes du Bassin d'Arcachon	206
Illustration 175 - Morphologie des plages sur le littoral aval-transit de la cellule 4 au droit de la plage de la Salie en 2000 (©Ortholittorale2000) et 2016.	207
Illustration 176 - Types de dune sur le littoral sud aval-dérive de la cellule 4 (photographies ©OCA).....	208
Illustration 177 - Evolution de l'embouchure du Bassin d'Arcachon et des plages adjacentes situées en aval lors de la période 2004-2009 (Dehouck et al., 2012).....	210
Illustration 178 - Schéma de conceptualisation du fonctionnement attendu de la zone d'étude à l'horizon 2045 (Artelia et GEO-Transfert, 2015)	213
Illustration 179 - Carte de situation de la cellule 5 de Biscarrosse-Plage à Capbreton	215
Illustration 180 - Localisation de la sous-cellule 5-1 de Biscarrosse à Mimizan (© Scan 25 IGN).....	216
Illustration 181 - Morphologie de la plage au niveau du Centre d'Essai des Landes (©Ortho-Littorale V2, 2011).....	217
Illustration 182 - Morphologie de la dune au niveau de la sous-cellule 5.1 - au PK 4,5, à 2 km au sud de Biscarrosse-Plage, en 1994 (en haut) et en 2016 (en bas)	218
Illustration 183 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.1 - Situation de 1994 (en haut) et 2016 (en bas) au PK 11,5, à 9 km au sud de Biscarrosse-Plage.....	219
Illustration 184 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.1 - Situation de 1994 (en haut) et 2016 (en bas) au PK 22, à 6 km au nord de Mimizan-Plage	220
Illustration 185 - Positions historiques du trait de côte de 1998 à 2014 au droit de la sous-cellule 5.1, au niveau des maisons forestières de Léougès et de Lamanchs.....	222
Illustration 186 - Localisation de la sous-cellule 5.2 de Mimizan au courant du Huchet (© Scan 25 IGN)	224
Illustration 187 - Morphologie et évolution 2008-2015 du profil dune/plage L7 au niveau de Lespecier (PK 34).....	225
Illustration 188 - Quelques systèmes barres-bâines de la sous-cellule sédimentaire 5.2. Lespecier (à gauche) ; Cap de l'Homy (au centre) et sud de Saint-Girons (à droite) (©IGN, OCA 2016)	225
Illustration 189 - Orthophoto IGN de Mimizan-Plage en 2000 (à gauche), image SPOT 2007 (à droite) et photographie aérienne de 2010 (en bas, © Michel Le Collen)	226
Illustration 190 - Morphologie de la dune au sein de la sous-cellule 5.2 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)	227
Illustration 191 - Morphologie de la dune au sein de la sous-cellule 5.2, au nord de Contis (PK 39) en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)	228
Illustration 192 - Morphologie de la dune au sein de la sous-cellule 5.2, au sud de Contis (PK 44-45) en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)	229

Illustration 193 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.2 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas) - Sud du cap de l'Homy (PK 50-51)	230
Illustration 194 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.2 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas) - Sud de Saint-Girons (PK 61)	231
Illustration 195 - Contact dune/plage progressif au niveau de Arnaoutchot (© OCA)	232
Illustration 196 - Carte de situation de la sous-cellule 5.3, de Huchet-Plage à Hossegor (© Scan 25 IGN)	234
Illustration 197 - Morphologies des plages au sein de la sous-cellule 5.3	235
Illustration 198 - Morphologie des plages au sud de la sous-cellule 5-3	236
Illustration 199 - Vue aérienne de l'exutoire du courant d'Huchet (Photo ©OCA 25/06/2017)	237
Illustration 200 - Morphologie du contact dune/plage le long du courant d'Huchet : transition continue entre le haut de plage et une falaise dunaire éolisée (photo ©OCA 06/08/2016)	237
Illustration 201 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.3, entre Moliets et Messanges en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)	238
Illustration 202 - Cas particulier des dunes au nord de Vieux-Boucau en 2009	239
Illustration 203 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.3.....	240
Illustration 204 - Morphologie et évolution 2008 - 2015 du profil dune/plage L15 au niveau de la plage des Casernes à Seignosse (PK 84 - Illustration 186).....	241
Illustration 205 - Dunes entre les Casernes et la zone urbanisée de Seignosse-le-Penon	242
Illustration 206 - Contact dune/plage sur la commune de Soustons le 08/06/2016 (photo : © OCA)	243
Illustration 207 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule sédimentaire 5.3.....	245
Illustration 208 - Carte de situation de la cellule sédimentaire 6 de Capbreton à l'Adour (© Scan 25 IGN)	247
Illustration 209 - Les plages de Capbreton (© OCA, 08/06/2016).....	248
Illustration 210 - Carte de situation de la sous-cellule 6.1 : des blockhaus de Capbreton au sud de Labenne (© Scan 25 IGN)	250
Illustration 211 - Morphologie des plages sur le tronçon 6.1 en 2000 et 2016.....	251
Illustration 212 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 6.1 en 1998 (en haut) et en 2016 (en bas) - Dune au sud de Capbreton (PK 94)	252
Illustration 213 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 6.1 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas) Dune au nord de Labenne (PK 96-97).....	253
Illustration 214 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 6.1 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas) - Dunes entre Labenne et Ondres (PK 99 à 100).....	254
Illustration 215 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule sédimentaire 6.1.....	255
Illustration 216 - Carte de situation de la sous-cellule sédimentaire 6.2, de Ondres à Tarnos (© Scan 25 IGN)	257
Illustration 217 - Morphologie et évolution 2008-2015 du profil L19 (PK 102).....	258
Illustration 218 - Morphologie des plages au niveau de la sous-cellule sédimentaire 6.2 en 2000 et 2016 (les tirets soulignent la double berme en croissants).....	259
Illustration 219 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 6.2 de Capbreton à l'Adour en 1998 (en haut) et 2016 (en bas).....	260
Illustration 220 - Type de contact dune/plage au droit de la sous-cellule 6.2 (OCA, 20/04/2011)	261
Illustration 221 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule sédimentaire 6.2.....	262

Illustration 222 - Cellule sédimentaire 7, de l'Adour à la Pointe Saint-Martin (© Scan 25 IGN)	263
Illustration 223 - Morphologie des plages sur la cellule 7.....	264
Illustration 224 - Aménagements du littoral sur la cellule 7 (seules les voiries ayant un rôle de protection sont représentées)	266
Illustration 225 - Plage sableuse d'Anglet (©OCA, 2008). Aménagement piétonnier du cordon dunaire	267
Illustration 226 - Positions historiques du trait de côte de 1954 à 2014 sur le littoral d'Anglet	268
Illustration 227 - Plage de Marinella en mars 1971, brèche dans la digue de protection (photographies : à droite : M. Le Collen, à gauche : ULM Sud Bassin, ©OCA 2017)	269

Table des annexes

Annexe 1. Echelle des temps géologiques	281
Annexe 2. Chronologie de la mise en place des massifs dunaires aquitains - évolution des datations	284
Annexe 3. Evolution holocène de l'estuaire de la Gironde	287
Annexe 4. Typologie des dunes littorales non boisées de la côte aquitaine - Tableaux des groupes socio-écologiques	289
Annexe 5. Les principales couches et horizons géologiques observables dans les falaises marines du Médoc (d'après Tastet, 1999)	293
Annexe 6. Atlas cartographique de la côte sableuse aquitaine	295

1. Introduction

1.1. CONTEXTE ET OBJECTIFS DE L'ATLAS

La façade atlantique sableuse aquitaine s'étend sur 230 kilomètres, de l'embouchure de l'estuaire de la Gironde au nord, aux plages d'Anglet au sud. C'est un environnement sauvage, relativement préservé mais également fragile, dont il est nécessaire d'assurer une gestion et une protection efficaces et durables.

L'Observatoire de la Côte Aquitaine (OCA) est un partenariat scientifique et technique régional qui a pour objectif principal de mettre à disposition des acteurs du littoral, un outil de gestion et d'aide à la décision de ce milieu en constante évolution.

Pour cela, cinq actions principales sont menées :

- la mise en œuvre et l'entretien d'un réseau de mesures et d'observations scientifiques et techniques (ex. : suivis de l'évolution du littoral à partir de relevés au DGPS, de photographies aériennes et de données topographiques de haute résolution) ;
- les analyses en lien avec la recherche fondamentale, par exemple via l'encadrement de sujets de thèse (ex. : évolution de la flèche sableuse du Cap Ferret 2013-2017) et des partenariats avec des unités mixtes de recherche ;
- la gestion des données au sein d'un Système d'Information Géographique (SIG) : l'OCA est un « centre de ressources du littoral » (ex. : intégration de données géoréférencées relatives à la biodiversité, ou encore à la géomorphologie) ;
- la diffusion et communication de l'information (ex. : mise à disposition des données de l'OCA, notamment auprès du grand public) ;
- la production d'expertises : l'OCA peut être sollicité par les partenaires et les collectivités pour apporter une expertise technique sur des secteurs du littoral et émettre des recommandations (ex. : aménagements côtiers, suivi d'événements majeurs).

Par ses actions, l'OCA s'inscrit comme un véritable outil de Gestion Intégrée des Zones Côtières, porté techniquement par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) et l'Office National des Forêts (ONF). Ce partenariat, initié en 1996, se poursuit dans le cadre du Contrat de Plan Etat-Région 2015-2020 et réunit l'Union Européenne (FEDER), l'Etat, la Région Nouvelle-Aquitaine, les Conseils Départementaux de la Gironde, des Landes et des Pyrénées-Atlantiques, le Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon (SIBA), l'Office National des Forêts (ONF) et le BRGM.

C'est dans ce contexte que les partenaires de l'OCA ont souhaité la réalisation d'un atlas synthétisant les connaissances essentielles à la compréhension de l'évolution de la côte sableuse, de l'estuaire de la Gironde au Cap Saint-Martin, qui jusqu'alors étaient dispersées au sein de différents documents (rapports d'étude, expertises, posters, diaporamas...). Il faut noter le caractère évolutif de cet atlas, qui pourra faire l'objet d'actualisation en fonction de l'amélioration des connaissances.

Les applications concrètes découlant de l'utilisation de cet atlas sont permanentes au sein de l'OCA. En particulier, le découpage du littoral en cellules sédimentaires, issu de la connaissance de la dynamique des plages et des dunes, est indispensable à la mise en place de tout plan de gestion du littoral.

Cette connaissance est un héritage des études réalisées par la MIACA¹ dans les années 1970. Elle est également le fruit de la collecte de données, organisée et planifiée depuis la naissance de l'OCA, qui lui confère une expertise en constante progression.

A titre d'exemple, les travaux de l'OCA sont utilisés dans les stratégies régionale et locales de gestion de la bande côtière, sous l'animation du GIP Littoral Aquitain, pour l'actualisation des plans plages, la mise en place de plans de prévention des risques littoraux (PPRL), ainsi que de nombreuses expertises pour les partenaires de l'OCA et les collectivités littorales.

L'objet de cet atlas est également d'offrir aux gestionnaires un recueil d'informations concernant l'aléa recul du trait de côte du littoral sableux de l'ex-Région Aquitaine, suivant un niveau de lecture conciliant à la fois pédagogie et technique, de manière à le rendre aussi pratique que possible.

Il est à noter que l'aléa submersion marine n'est pas traité dans ce document. Cet aléa fait l'objet d'analyses complémentaires dans le cadre de l'Observatoire de la Côte Aquitaine, et dans les démarches menées par l'Etat (PPRL, TRI).

1.2. ORGANISATION DE L'ATLAS

Cet atlas est organisé en trois parties :

- une présentation générale de la côte sableuse, de son cadre géologique, de ses particularités géomorphologiques et des processus qui régissent son évolution ;
- une présentation de la typologie des plages et des dunes de la côte sableuse. Cette partie détaille les diverses morphologies des structures littorales et leur lien avec l'évolution du milieu. Elle introduit les notions nécessaires à une meilleure prise en considération de l'évolution littorale, telle que les concepts d'échelles spatiales et temporelles, de flux de sédiments, de cellules sédimentaires... ;
- une description détaillée des différentes cellules sédimentaires de la côte sableuse, en mettant en application les notions générales décrites précédemment et en proposant en particulier des scénarios d'évolution naturelle pour chacune des cellules.

¹ MIACA : Mission Interministérielle d'Aménagement de la Côte Aquitaine, 1970

2. La côte aquitaine : cadre géomorphologique et processus dynamiques côtiers

2.1. LE LITTORAL SABLEUX DE L'EX-REGION AQUITAINE

De la Pointe de Grave au nord au Cap Saint-Martin au sud, la côte sableuse de l'ex-Aquitaine se distingue des autres littoraux français par la présence d'un massif dunaire exceptionnel, long de 230 km et large de 2 à 10 km, dont une majeure partie est boisée. Le présent document concerne uniquement la frange littorale de ce système dunaire. L'embouchure du Bassin d'Arcachon, entre la Dune du Pilat et le Cap-Ferret constitue la principale échancrure dans ce cordon sableux quasi-rectiligne et légèrement incliné de 10° par rapport à l'axe nord-sud. Au sud du Bassin d'Arcachon et jusqu'à l'embouchure de l'Adour, le massif dunaire est régulièrement interrompu par les débouchés de cours d'eau plus modestes : les « courants » landais.

Malgré son apparente homogénéité, la côte sableuse aquitaine présente, du nord au sud, une succession de secteurs aux caractéristiques géomorphologiques variées (Illustration 1) :

- le littoral du Nord-Médoc, de la Pointe de Grave à la Pointe de la Négade, longeant la passe sud de l'estuaire de la Gironde ;
- la côte sableuse girondine, de la Pointe de la Négade au Cap-Ferret, où le massif dunaire a isolé de l'océan les étangs d'Hourtin/Carcans et de Lacanau ;
- l'embouchure du Bassin d'Arcachon ;
- la côte landaise, qui s'étend du Bassin d'Arcachon à l'embouchure de l'Adour, régulièrement percée par les courants landais, exutoires des étangs côtiers ;
- enfin, la côte sableuse basque de l'embouchure de l'Adour au Cap Saint-Martin.

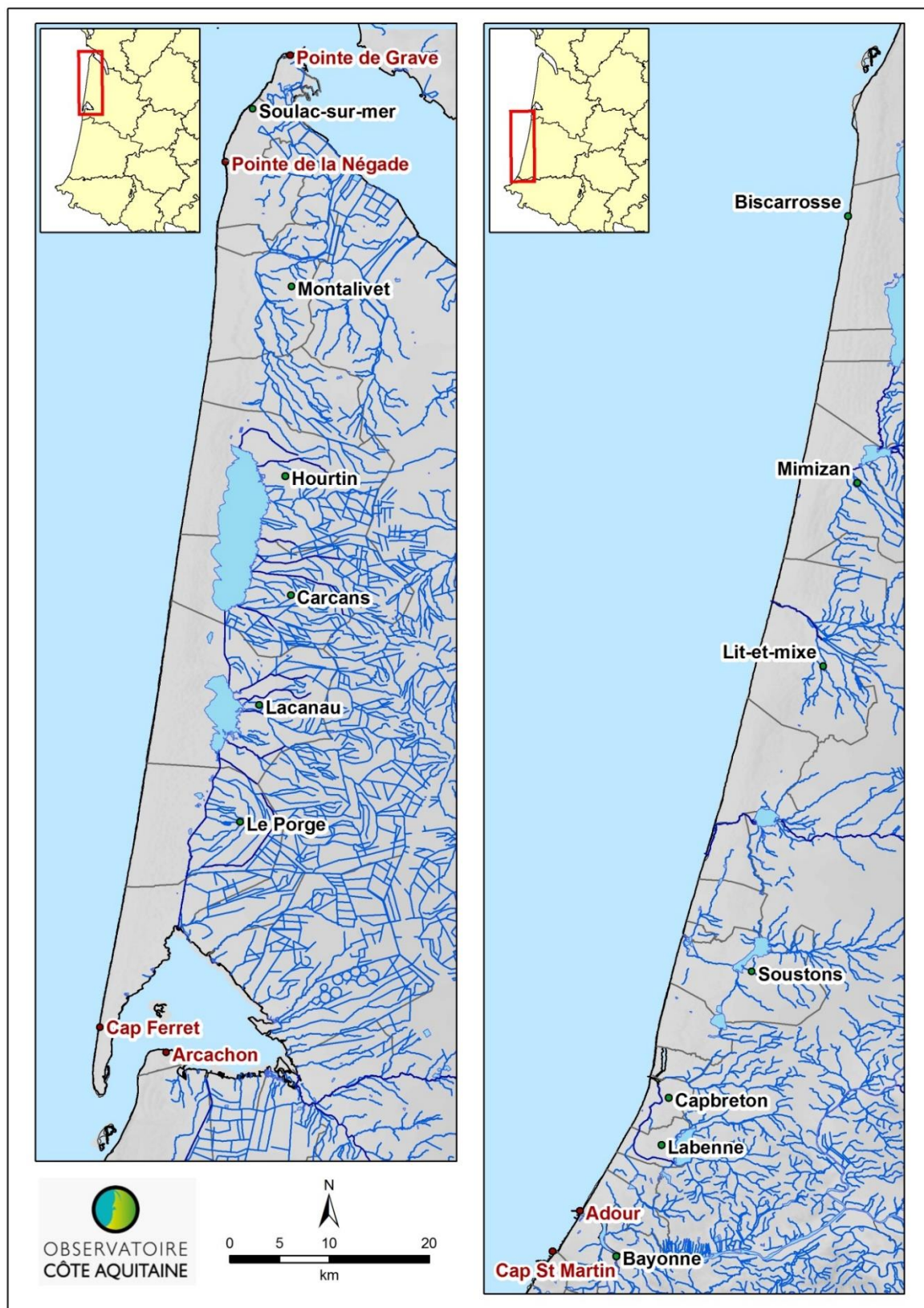


Illustration 1 - Le littoral aquitain, de la Pointe de Grave au Cap Saint-Martin
(réseau hydrographique principal en bleu)

D'ouest en est, le profil morphologique transversal typique de la côte aquitaine est composé (Illustration 2) :

- de l'avant-côte, qui est située entre le point limite d'action des vagues de tempête sur les fonds et les niveaux de pleines mers moyennes. Elle comprend généralement une ou plusieurs barres littorales. La partie inférieure de l'avant-côte est celle qui est soumise à la dynamique des tempêtes, mais qui n'est pas affectée lors de conditions moyennes. La partie supérieure contient le domaine intertidal ;
- de la plage *stricto sensu* (domaine intertidal ou zone de battement des marées), comprise environ entre le pied de la berme et le pied de dune, avec généralement une légère pente orientée vers la terre ;
- d'un cordon dunaire littoral, bourrelet sableux élevé par le vent à partir du sable de la plage et plus ou moins fixé par une végétation spécifique ;
- d'un arrière-pays caractérisé par une zone d'arrière-dune non boisée, puis de dunes boisées.

L'avant-côte, la plage et le cordon dunaire sont trois éléments étroitement solidaires en termes de transferts sédimentaires ; ils forment le système côtier aquitain, qui est présenté en détail dans cet atlas.

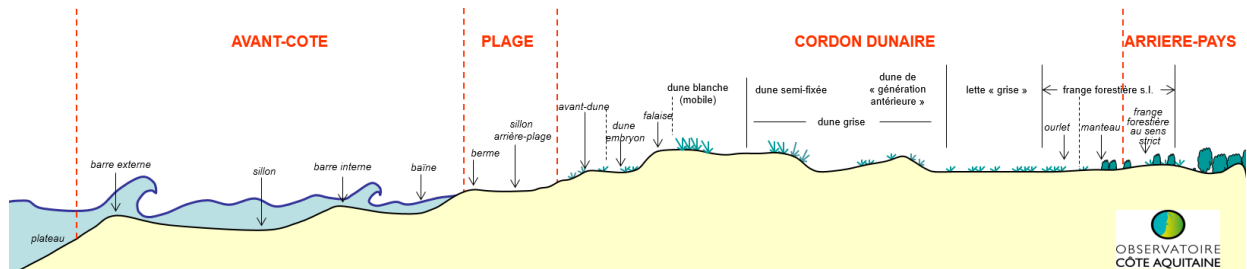


Illustration 2 - Morphologie caractéristique du système côtier sableux aquitain, de l'avant-côte à l'arrière-pays

2.2. CADRE GEOLOGIQUE

2.2.1. Généralités

Entre l'estuaire de la Gironde et celui de l'Adour, le littoral aquitain est constitué de formations géologiques récentes, d'âge tertiaire et quaternaire (cf. échelle géologique, Annexe 1). Le tracé actuel de la côte marque la limite d'action du domaine océanique actuel sur un bassin sédimentaire, dont la mise en place date de l'Ère Secondaire. Le paysage actuel est l'héritage d'une histoire géologique, faite d'une succession de périodes de sédimentation et d'érosion, depuis 250 millions d'années. Les formations affleurant actuellement correspondent à des sédiments continentaux, d'âges pliocène et quaternaire, reposant sur des terrains marins de l'Ère Tertiaire.

2.2.2. Le Bassin Aquitain

Généralités

L'histoire géologique du Bassin aquitain s'est écrite au cours de trois cycles tectono-sédimentaires² majeurs, où des phases d'extension et de raccourcissement de l'écorce terrestre se sont succédées depuis

² Tectono-sédimentaire : associant les mouvements plaques (ou écorces) océaniques et continentales (tectoniques) et l'évolution des sédiments.

l'Ère Primaire. Chaque cycle débute par un amincissement de l'écorce terrestre et des dépôts de sédiments dans les bassins sédimentaires qui en résultent. Leur déformation se poursuit ensuite sous l'effet des mouvements tectoniques. La convergence des plaques de l'écorce terrestre en fin de cycle déforme ces sédiments et forme les chaînes de montagnes (Illustration 3).

Le cycle le plus ancien est le cycle Hercynien. Il a débuté à l'Ère Primaire, il y a 550 millions d'années, avec le dépôt des sédiments au fond de mers chaudes et peu profondes. Ces premiers dépôts ont ensuite été plissés au cours de la formation de la chaîne hercynienne d'Europe, il y a 300 millions d'années. Les structures de ce premier cycle sont visibles de part et d'autre du Bassin aquitain actuel, dans le Massif Central et les Pyrénées.

Le second cycle, dit Alpin, débute avec l'Ère Secondaire et se termine au début de l'Ère Tertiaire. Les dépôts sédimentaires débutent avec la sédimentation lagunaire du Trias (250 - 200 millions d'années). Il s'agit de calcaires, argiles, sels et gypses que l'on peut voir au Pays Basque, sur la plage de Bidart. A partir du Crétacé (145 - 65 millions d'années), s'individualisent des bassins plus étroits et plus profonds. Il s'agit plus particulièrement des golfes de Parentis et de l'Adour et des bassins pré-pyrénéens. Les dépôts qui leur sont associés sont des grès, des flyschs, des calcaires granuleux, roches réservoir du pétrole de Parentis et de Cazaux. Au Crétacé supérieur, des mers chaudes et peu profondes ont été le lieu de la sédimentation de calcaires qui constituent aujourd'hui les falaises de Saint-Palais, de Saint-Georges-de-Didonne, de Meschers et de Talmont, le long de la rive droite de l'estuaire de la Gironde. Les sillons plus profonds du centre et du sud de l'Aquitaine ont connu une sédimentation très épaisse, de l'ordre de 4 000 à 5 000 mètres. Le plissement de cet ensemble sédimentaire dans le sud de l'Aquitaine a ainsi formé la chaîne des Pyrénées, à la fin du Crétacé puis à l'Éocène (30 - 65 millions d'années).

Le troisième cycle débute à l'Oligocène (34 - 23 millions d'années) avec l'érosion de la première chaîne pyrénéenne et se poursuit jusqu'au Pliocène (5 - 2 millions d'années). Jusqu'à l'heure actuelle, les terrains pliocènes n'ont pas subi de déformation tectonique importante. La majeure partie des formations géologiques qui constituent la surface actuelle de l'Aquitaine relève de ce troisième cycle.

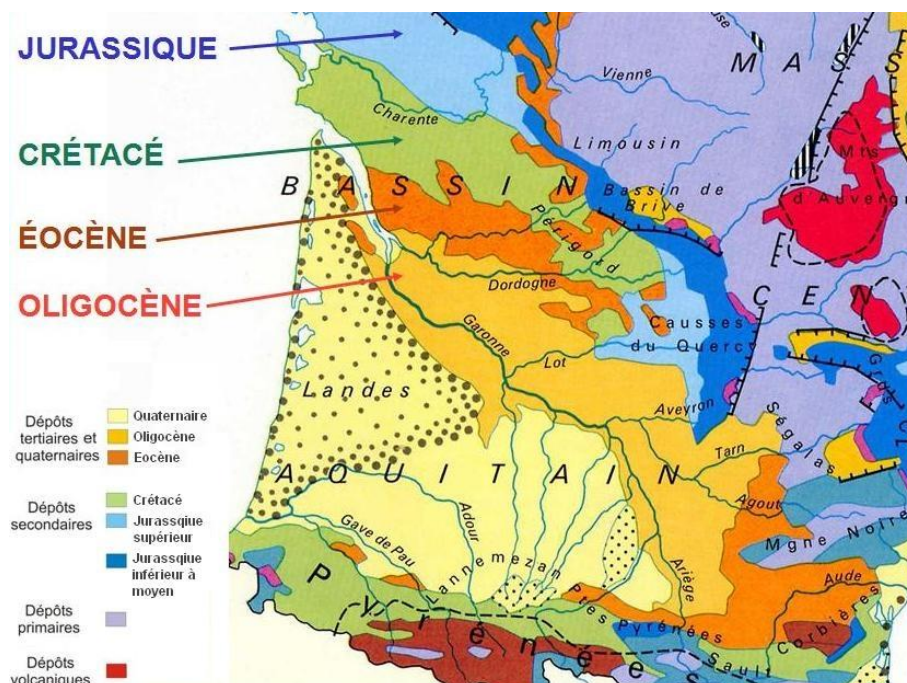


Illustration 3 - Carte géologique simplifiée du Bassin aquitain
(source : <http://sigesaqi.brgm.fr/Structure-et-histoire-simplifiees.html>)

Géodynamique du Bassin aquitain

Le Massif Central et le Massif Armoricain sont les restes plus ou moins érodés des puissants reliefs montagneux qui couvraient une partie de l'Europe, un peu avant la fin du Paléozoïque, alors que l'ensemble des continents actuels formait une masse continentale unique, la Pangée, au sein d'un unique océan, la Téthys (Dercourt *et al.*, 2000). Ces terrains paléozoïques sont hérités de gigantesques soulèvements montagneux anciens (orogénèses), dont le plus récent s'est produit pendant la phase varisque (hercynienne), au cours du Carbonifère, il y a plus de 300 millions d'années (Ma). Encore visibles aujourd'hui dans ces massifs périphériques, ils sont maintenant recouverts par les sédiments du bassin dont ils forment le soubassement.

C'est l'enfoncement (subsidence) de ce soubassement, particulièrement actif pendant une partie des Ères Mésozoïque - ou Secondaire, et Cénozoïque - ou Tertiaire (Brunet, 1984), qui a permis aux sédiments, alimentés par l'altération et l'érosion des reliefs de bordure, de s'accumuler et de se conserver dans le bassin. La distribution actuelle de ces sédiments, aujourd'hui transformés en roches (ou terrains et formations géologiques), de plus en plus récents en allant du Massif Central à la région landaise, atteste de la distinction au cours des temps géologiques d'un domaine septentrional de plateforme, relativement stable et faiblement subsident, d'un domaine méridional très fortement subsident.

Le bassin enregistre, depuis le Trias, les mouvements relatifs des plaques Ibérie et Eurasie et son évolution est fortement contrôlée par les structures héritées de l'histoire hercynienne. Il a enregistré l'évolution successive de deux domaines océaniques, Téthys et Océan Atlantique, et a évolué globalement d'un stade extensif (Trias au Crétacé inférieur) à un stade compressif (Crétacé supérieur au Tertiaire). Son évolution géodynamique comporte au moins cinq stades majeurs, dont certaines limites doivent encore être précisées (Serrano *et al.*, 2006; Canérot, 2008) :

- stade de "rifting"³ intracontinental (Trias à Hettangien) ;
- stade bassin intracratonique (Lias moyen au Tithonien) ;
- stade transtensif (Néocomien à Aptien terminal / intra Albien ?) ;
- stade transpressif (Cénomaniens au Maastrichtien ?) ;
- stade compressif (Paléocène ? à Actuel).

L'histoire du bassin a donc été une suite de tentatives de rifting, dans le contexte de l'ouverture progressive du Golfe de Gascogne, mais ces phases de rifting n'ont jamais abouti à l'océanisation en Aquitaine. Les mouvements relatifs des plaques ont néanmoins conduit à la formation du Bassin d'Aquitaine puis à l'émergence de la chaîne des Pyrénées. Il faut cependant garder à l'esprit que la chaîne des Pyrénées et le Bassin aquitain sont les héritiers de la chaîne varisque, et que de nombreuses structures mésozoïques et cénozoïques, en particulier la faille nord-pyrénéenne, sont issues des structures varisques ou tardi-hercyniennes.

Il faut attendre la limite Crétacé-Tertiaire pour que s'amorce une autre grande orogénèse, avec la phase pyrénéenne de l'orogénèse alpine, induite par le rapprochement puis l'affrontement des plaques tectoniques Afrique et Europe. La partie sud de l'Aquitaine est directement concernée par cette orogénèse, qui a donné naissance aux Pyrénées il y a 40 Ma (Canérot, 2008). Entre les deux orogénèses varisque et alpine, la structuration du socle et des dépôts qui le recouvrent, les mouvements de la mer et la dynamique des sédiments qui s'y accumulent, sont dépendants de la dynamique d'ouverture de deux grands océans, Téthys et Atlantique, en relation avec la tectonique distensive, qui s'installe au Permien et s'achève pendant le Crétacé supérieur.

³ Rifting : Formation de rifts (fossés d'effondrement limités par des bords surélevés avec une activité volcanique plus ou moins forte) dans le stade précoce d'une ouverture océanique

Ce sont les contrecoups de cette distension, appliquée aux segments ou aux branches NW-SE des cassures téthysienne et atlantique, qui vont induire les premières structures subsidentes où sont piégés les dépôts évaporitiques du Trias (Curnelle et Dubois, 1986).

La progression vers le nord de l'ouverture de l'Atlantique, à partir de l'Atlantique central, est d'abord responsable de l'orientation nord-sud des domaines sédimentaires marins, lors de la première grande transgression jurassique. En atteignant le Golfe de Gascogne, au Crétacé inférieur, et en s'appliquant à la branche Biscaye-Gascogne de la cassure atlantique, l'ouverture océanique provoque la rotation du bloc ibérique vers l'est le long d'un réseau de failles parallèles aux futures Pyrénées (« failles nord-pyrénéennes », de direction dominante est-ouest).

A partir de ce moment et jusqu'aux ultimes phases post-orogéniques pyrénéennes de l'Oligocène, cette nouvelle direction est-ouest gouverne de plus en plus l'histoire du domaine méridional aquitain : subsidence des grandes fosses et diapirisme des masses salifères du Trias (Illustration 4).

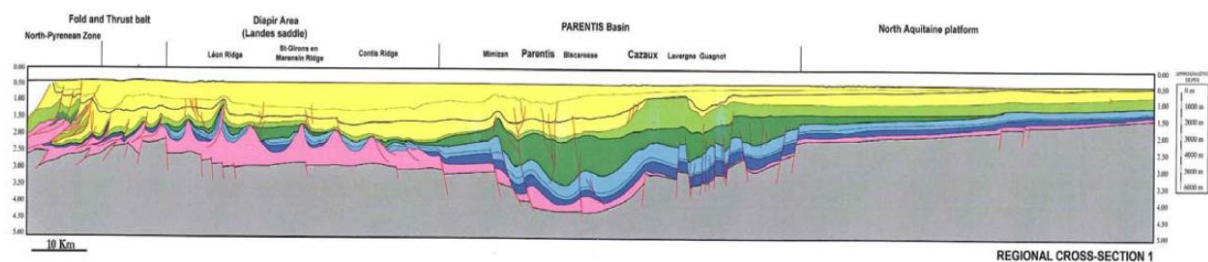


Illustration 4 - Coupe nord-sud du Bassin aquitain, le long du littoral (source : Serrano et al., 2006)

C'est au cours du Crétacé supérieur, alors que l'Atlantique-Nord est en pleine ouverture, que se produit la deuxième et dernière grande transgression marine dans le bassin, contemporaine d'une élévation du niveau des mers à l'échelle mondiale (eustatisme).

Avec le Tertiaire, alors que se structurent, surgissent puis s'érodent les Pyrénées, commence une longue période globalement régressive de la mer ; la continentalisation du bassin va progresser et s'achever pour l'essentiel au début du Quaternaire, par le comblement définitif de la dépression landaise.

Au cours du Quaternaire, le bassin acquiert peu à peu sa physionomie actuelle ; les dernières retouches, contemporaines des grandes glaciations qui s'achèvent en Europe du Nord, il y a quelque 11 000 ans, induisent la structuration actuelle du réseau hydrographique, ainsi que le modelé des paysages par les sables éoliens qui se répandent sur les Landes et le long du littoral.

Si, à l'heure actuelle, les phases les plus dynamiques de la subsidence et du diapirisme peuvent être considérées comme achevées, la poussée de la plaque Afrique sur la plaque Europe, qui se poursuit toujours, induit cependant encore des mouvements néotectoniques au niveau des structures anciennes.

Les grandes étapes du comblement du Bassin aquitain

La formation de la chaîne des Pyrénées, au Crétacé supérieur, qui ferme au sud les bassins profonds du Crétacé, crée la limite sud du Bassin aquitain actuel. Sa limite nord et nord-est s'individualise plus tard par la surrection tertiaire et plio-quaternaire du Massif Central et du Massif Armoricain. Son comblement est progressif, alimenté par les reliefs qui s'érodent à sa périphérie (Illustration 5).

Il y a **40 millions d'années**, la mer occupe une vaste zone qui va de l'estuaire actuel de la Gironde jusqu'au pied des reliefs pyrénéens et au Pays Basque. Les reliefs régionaux sont constitués par des dorsales est-ouest qui correspondent à la partie supérieure des plis provoqués par une compression pyrénéenne persistante. Le golfe d'Aquitaine est alimenté par des fleuves qui arrivent de l'est et déposent dans la plaine

littorale des sédiments sableux et argileux. La partie nord, moins affectée par la tectonique est le lieu d'une sédimentation de calcaires riches en fossiles, sous un climat de type tropical.

Le comblement du Bassin aquitain se poursuit pendant 30 millions d'années avec de nombreuses fluctuations de la position du rivage correspondant à des variations de température et du niveau marin. Pendant les périodes à dominante chaude et humide, des récifs coralliens se sont développés sur la plateforme. Des fleuves ont déposé dans des deltas des conglomérats, sables et vases.

Il y a **3 millions d'années**, le littoral atteint approximativement sa position actuelle. Au sud-est, la progression de la sédimentation, qui forme progressivement le plateau de Lannemezan, comble le bassin. Le canyon de Capbreton, dont le creusement par des écoulements gravitaires à l'Éocène supérieur a probablement été favorisé et orienté par la présence de la faille nord-pyrénéenne, représente au Quaternaire le principal exutoire de l'Adour. Ce dernier est actuellement localisé plus au sud.

Il y a **18 000 ans**, c'est le dernier maximum glaciaire du Quaternaire. L'eau des océans étant partiellement stockée dans les calottes glaciaires, les lignes de rivage ont régressé considérablement, découvrant une grande partie du plateau continental. Le gel a favorisé la fracturation et l'érosion des sédiments présents en surface. L'homme chassait déjà dans ces paysages de neige et de glace.

A l'heure actuelle, le Bassin aquitain est principalement constitué d'une immense étendue de sable (le triangle landais), résultat de l'érosion de la chaîne pyrénéenne, dont la surrection est toujours en cours. La répartition et la nature des sables dépendent de la dynamique fluviale, éolienne et océanique. Depuis la fin de la dernière période glaciaire et la remontée du niveau marin qui s'en est suivie, la ligne de rivage, concave vers l'océan et continue sur 230 kilomètres, est principalement le résultat d'une longue période de façonnement par la houle et le vent.

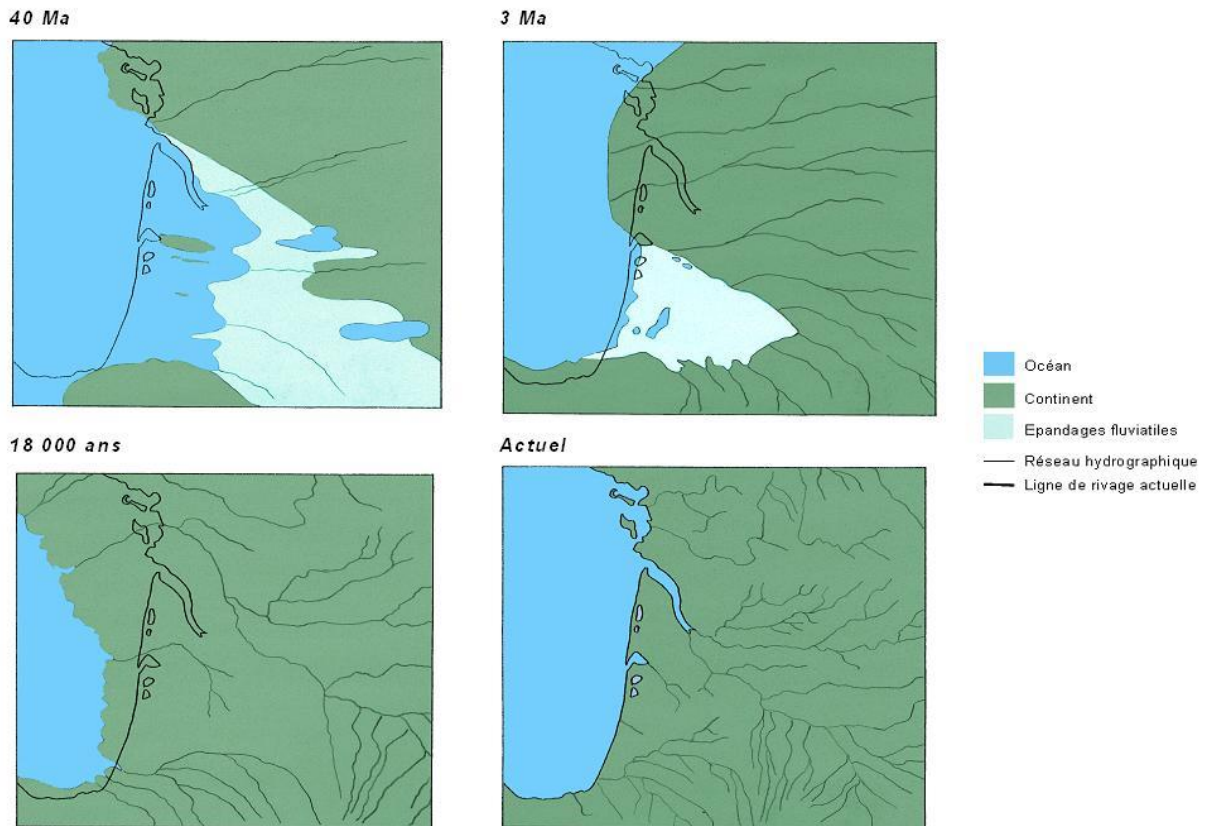


Illustration 5 - Les grandes étapes de comblement du Bassin aquitain (d'après Tastet et Londeix, 2002)

Formations géologiques de la zone côtière

Dans la partie de territoire couverte par cet atlas, la zone côtière du Bassin aquitain est constituée de formations géologiques récentes, tertiaires et quaternaires (Illustration 6). Ces formations sont décrites dans les cartes géologiques de la France au 1/50 000⁴. Le substratum marin, d'âge Oligocène (34-23,5 Ma) à Miocène (23,5-5,3 Ma) est couvert de sédiments en grande partie continentaux, d'âge plio-quaternaire (moins de 5 millions d'années ; Illustration 6).

Au cours du Miocène supérieur (11-5,3 Ma) et du Plio-pléistocène (1,65 Ma-10 000 ans B.P. ⁵), le triangle landais a été progressivement comblé, de l'est vers l'ouest, par la progradation de dépôts alluviaux et lacustres recouverts ensuite d'un nappage éolien. On y reconnaît 5 séquences majeures de dépôt (Illustration 6) :

- Formation des Sables fauves et des Glaises bigarrées (10 m d'épaisseur environ) : sables plus ou moins fins, ocre et blanchâtres, lignite (type Arjuzanx), argiles bariolées ;
- Formation d'Arengosse inférieure dite Solférino (0-15 m) : sables et graviers roux, sables organiques brun foncé, lignite, argiles gris bleuté à marbrures rouille ;
- Formation d'Arengosse supérieure dite Mézos (0-20 m) : sables et graviers blanchâtres kaoliniques, argiles silteuses kaoliniques blanchâtres à taches rouille, lignite, argiles grises et rouille à rares graviers emballés ;
- Formation d'Onesse (quelques m à 30 m) : sables blanchâtres et graviers, silts et argiles gris sombre micacés, lignites (type Mimizan), argiles silteuses gris-bleuté ;
- Formation du Sable des Landes s.l. (10-30 m) : sables grossiers blanchâtres fluviaux (formation de Castets) éolisés au sommet (Sable des Landes s.s.), argiles gris sombres à débris organiques, argiles et sables gris.

⁴ Les cartes correspondantes sont du nord au sud : Royan - Tour de Cordouan, Soulac-sur-Mer, Le Junca, Carcans, Le Porge, Arcachon, La Teste-de-Buch, Biscarrosse, Mimizan, Lit-et-Mixe, Soustons, Saint-Vincent-de-Tyrosse, Bayonne.

⁵ BP : pour Before Present, est une référence temporelle utilisée dans diverses disciplines scientifiques pour situer un événement dans le passé. Le présent a été arbitrairement fixé à l'année 1950.

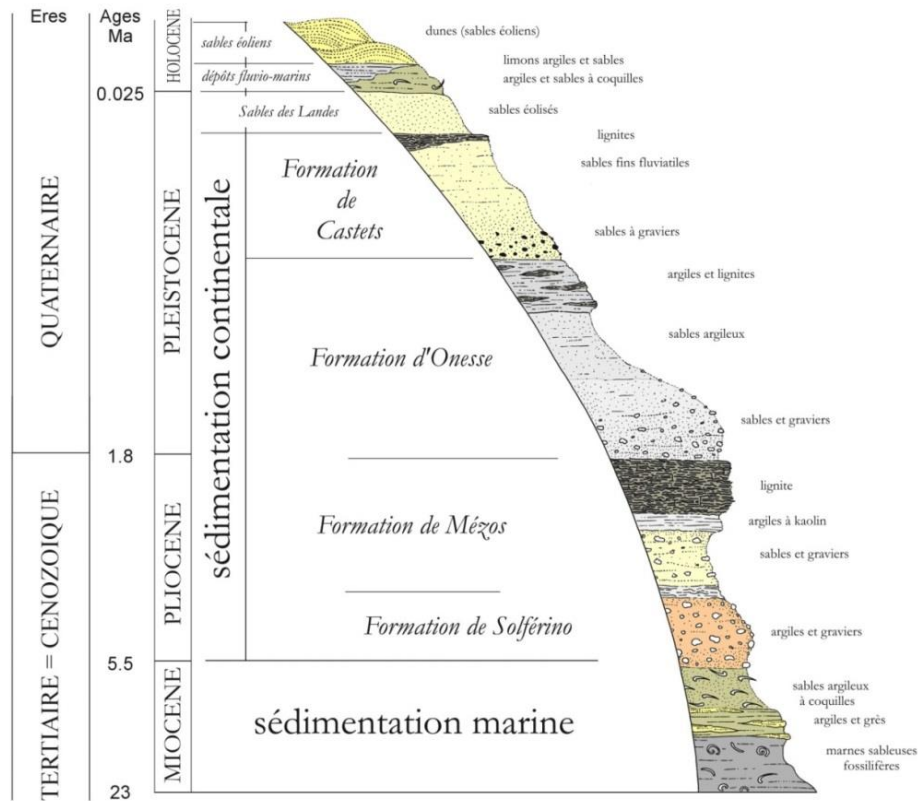


Illustration 6 - Coupe litho-stratigraphique synthétique du Bassin aquitain

Au début de l'Holocène, à partir de 12 000 ans BP environ, la fin des dernières glaciations provoque une remontée du niveau marin. C'est la transgression flandrienne, qui atteint son maximum aux environs de 6 500 ans B.P. et ennoie les vallées incisées à l'époque glaciaire. Celles-ci sont peu à peu comblées par des dépôts tout d'abord marins, puis, plus tard, fluvio-lacustres (~ 30 m). On associe à cette dernière phase la formation des marais et les tourbes des étangs recouvertes par les dunes éoliennes protohistoriques.

Les cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 distinguent au-dessus du Sable des Landes (Pléistocène) des formations dunaires holocènes de différents âges. De nombreux travaux⁶ permettent de classer et de répertorier les différents systèmes dunaires aquitains.

2.2.3. Variations du niveau de la mer et paléo-rivages quaternaires

La position de la ligne de rivage de la côte sableuse de l'Aquitaine évolue au cours du Quaternaire sous le contrôle de deux principaux phénomènes : les variations du niveau de la mer liées aux cycles climatiques et les apports de sédiments. Les mouvements tectoniques verticaux récents à l'échelle régionale sont actuellement restreints à la réactivation de structures anciennes suite à la poussée de la plaque africaine sur la plaque européenne ; leurs impacts sur le niveau eustatique à la côte sont mineurs.

⁶ Froidefond (1982), Froidefond et al. (1979), Barrère et Duparc (1981), Froidefond et Legigan (1985), Pouget, Barrère et GEOSYS (1990)

Conséquences des variations du niveau marin

Les variations du niveau de la mer, également appelées variations eustatiques, dépendent principalement du climat au cours du Quaternaire, qui est une période ponctuée par la succession des périodes glaciaires et interglaciaires.

Lors des périodes interglaciaires, le réchauffement global provoque la fonte des calottes glaciaires continentales (Laurentides en Amérique du Nord, Fennoscandie en Europe du Nord, Groenland et Antarctique) entraînant une remontée du niveau marin global (transgression marine). Ces périodes de transgression, où la ligne de rivage est plus à l'est que l'actuelle, correspondent à des périodes où l'érosion des terrains par les rivières est moindre, du fait de l'altitude élevée de leurs niveaux de base. Les dépôts sédimentaires associés (matériaux charriés par les cours d'eau) sont alors peu abondants et n'atteignent plus la partie occidentale du plateau continental.

Lors des phases glaciaires, le phénomène inverse se produit et le niveau marin global s'abaisse (régression marine). La ligne de rivage est dans ce cas située plus à l'ouest que l'actuelle. Les rivières parcourent une distance plus grande et ont ainsi un potentiel érosif important. Les dépôts sédimentaires associés se font alors plus à l'ouest sur la plateforme continentale.

La dernière époque glaciaire s'est achevée vers 18 000 ans BP. Le niveau marin global se situait alors à 120 m environ en dessous du niveau actuel. Depuis lors, la mer est remontée plus ou moins régulièrement. Il y a 14 000 ans, son niveau était à -80 m par rapport à l'actuel, il y a 11 500 ans à -40 m, il y a 9 000 ans à -20 m. Depuis 5 000 ans environ, le niveau actuel est atteint (Illustration 7).

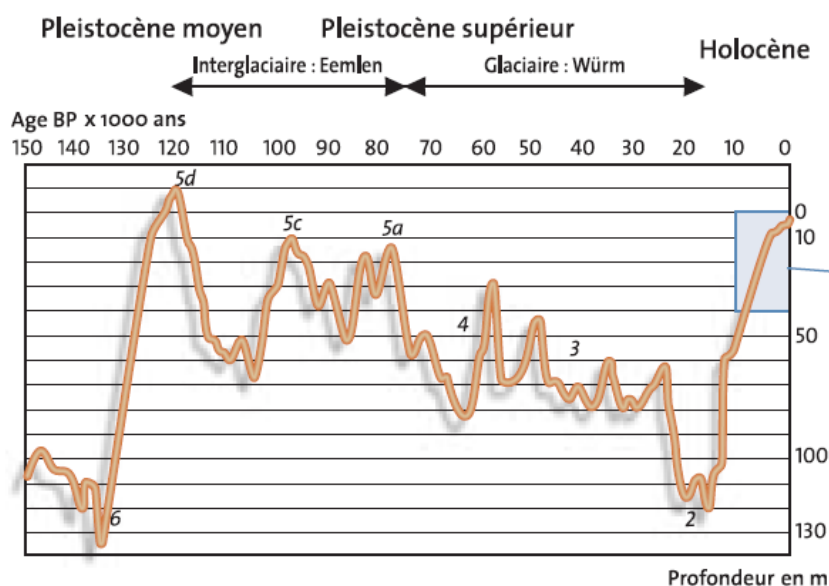


Illustration 7 - Variation du niveau marin relatif lors des derniers 150 000 ans
(d'après Imbrie et al., 1988 dans D. Menier, 2003)

L'illustration 8 montre les positions successives du rivage aquitain au cours de cette remontée, d'après la courbe de variation eustatique de Stanley (1995). De nos jours, le niveau marin global continue de monter. Son évolution moyenne est de l'ordre de 15 à 20 cm depuis la fin du XIX^{ème} siècle (Church et White, 2011 ; Hay, 2015) mais en 2013, les experts du Groupe Intergouvernemental d'Etude du Climat (GIEC) estiment que les changements climatiques actuels, d'origine anthropique, pourraient entraîner une hausse comprise entre 50 cm et 1 m à l'échéance 2100 (depuis 2000). Ceci n'exclut pas des scénarios de hausse du niveau de la mer plus rapide, si la fonte des calottes groenlandaise et antarctique s'accélère (Church et al., 2013,

Kopp *et al.*, 2014, Horton *et al.*, 2014). Au niveau global, Nerem *et al.* (2018) estime à l'aide des données spatiales, une élévation du niveau marin de $2,9 \text{ mm/an} \pm 0,4 \text{ mm/an}$ sur la période 1993 - 2017. En Nouvelle-Aquitaine, selon les différents scénarios du GIEC (RCP 2.1, RCP 4.5 et RCP 8.6) où des hypothèses sur l'augmentation de la température globale et les émissions futures des gaz à effet de serre sont notamment prises en compte, l'élévation du niveau marin à l'échéance 2100 (par rapport à un niveau marin de référence moyen sur la période 1986-2005) serait vraisemblablement comprise entre 21 cm et 86 cm (Bernon *et al.*, 2017).



Illustration 8 - Rivages holocènes. Les dates sont issues de la courbe eustatique de Stanley (1995)

Apports sédimentaires à l'échelle du cycle climatique

Les plages du littoral aquitain ont pu se former grâce à la présence de sables en quantité suffisante pour que les vagues et les courants littoraux les accumulent sur le rivage.

Les apports sédimentaires récents dans le bassin aquitain ont atteint leur maximum pendant le dernier stade glaciaire (le Würm), quand le niveau marin se situait à 120 m environ au-dessous de sa position actuelle (Illustration 7). La plateforme continentale était alors largement exondée et les fleuves charriaient des sédiments grossiers. Un volume considérable de sables et de galets s'est ainsi accumulé sur la plateforme externe. Lors du dernier maximum glaciaire, la Gironde se jetait à 135 km au large de son embouchure actuelle. Grâce aux techniques d'exploration géophysique, on peut reconnaître aujourd'hui dans l'estuaire et sur le plateau continental le tracé de l'ancien lit, marqué par une zone sur-creusée (Allen *et al.*, 1970 ; Lericolais *et al.*, 2001).

Lorsque les grands glaciers continentaux ont commencé à fondre sous l'effet du réchauffement climatique naturel et cyclique, vers 15 000 ans BP environ, le niveau marin s'est progressivement élevé. En remontant, la mer a envahi la plateforme continentale et a remanié une partie des matériaux qui s'y étaient déposés. Parallèlement, les débits fluviaux étaient alors plus importants qu'actuellement en raison d'une plus forte pluviosité. Ces caractéristiques ont continué à favoriser les apports de sables grossiers, de graviers et de galets par les fleuves.

Au fur et à mesure de la transgression, la capacité de transport sédimentaire des fleuves a diminué. Cette évolution progressive s'est traduite par une variation des dépôts sédimentaires : les galets ont été remplacés par des sables. C'est à la fin de cette remontée, vers 6 000 ans BP environ, quand le niveau marin s'est globalement stabilisé aux alentours de sa position actuelle, que les plages contemporaines se sont formées sous l'action des vagues.

Dans les fleuves et en particulier dans la Gironde, l'apport de sables à l'océan est devenu très faible. A l'heure actuelle, on considère que les apports de sables fluviaux à l'embouchure de la Gironde sont négligeables par rapport aux volumes transportés par les processus dynamiques littoraux.

2.3. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE

Le littoral sableux aquitain s'étend sur 230 km entre l'embouchure de la Gironde au nord et le Cap Saint-Martin au sud, situé à quelques kilomètres au sud de l'embouchure de l'Adour. C'est un littoral relativement préservé de l'artificialisation avec seulement 10 % du linéaire urbanisé environ.

Il est composé de plages sableuses, dont les caractéristiques varient du nord au sud, et d'un cordon dunaire littoral non boisé. Vers les terres, le cordon littoral protège un arrière-pays constitué de dunes boisées, de zones relativement basses et de lacs. Vers le large, au-delà de l'avant-côte, le plateau continental est une vaste étendue sous-marine façonnée par les phénomènes eustatiques (cf. chapitre 2.2.3) et les processus marins actuels. L'incision du plateau continental par un canyon (ou Gouf) au droit de Capbreton est remarquable. Entre les deux grands estuaires, la côte apparaît globalement rectiligne sur toute sa longueur. Par ailleurs, ce linéaire est interrompu au niveau du Bassin d'Arcachon puis, plus au sud, au niveau des petites embouchures des « courants » landais.

2.3.1. Les systèmes dunaires boisés de l'arrière-pays

Au-delà du cordon littoral, les systèmes dunaires (Illustration 9), pouvant former de grands massifs, sont présents dans tout l'arrière-pays de la côte aquitaine. Ces systèmes, larges de 0,2 à 10 km sont constitués par plusieurs types de dunes qui se sont formées il y a 4 000 ans, pour les plus anciennes, jusqu'au XIX^{ème} siècle pour les plus récentes (Tastet et Pontee, 1998 ; Tastet, 1998 ; Tastet, 2004). Quatre générations de dunes ont été identifiées au sein de la Dune du Pilat, témoignant de l'histoire complète des systèmes

dunaires aquitains (cf. paragraphe dédié dans ce chapitre). A l'échelle régionale, seules les deux dernières générations sont représentées sur une majorité du littoral sableux aquitain.

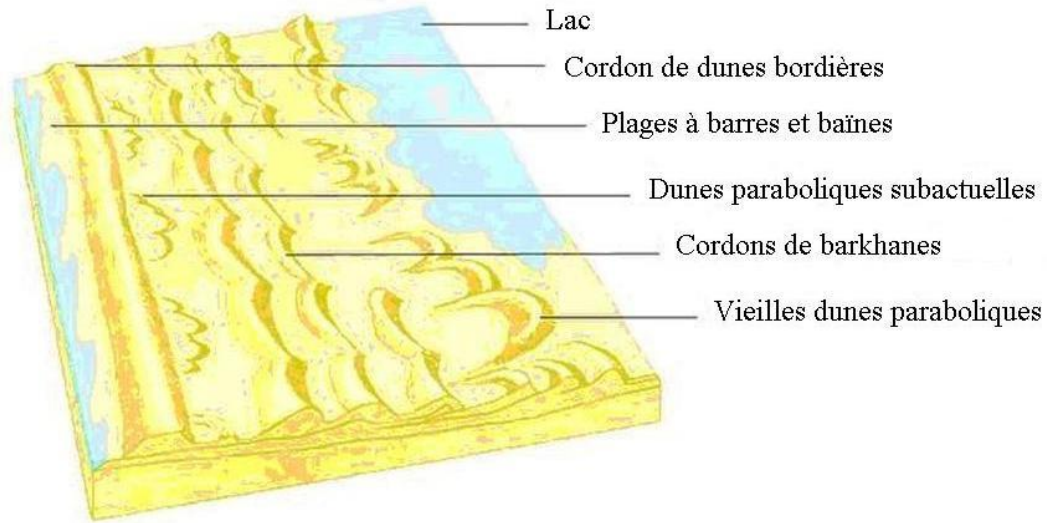


Illustration 9 - Formation des dunes littorales d'Aquitaine, selon Barrère (1994)
(« La Forêt Landaise » - Editions Privat)

Les différents types de dunes boisées

Les dunes de l'arrière-pays sont actuellement couvertes de forêts. Elles ont en général la forme de croissants, et sont soit isolées, soit groupées en chaînes ou en « massifs ».

Ces systèmes sont constitués de deux types de formes majeures : les dunes paraboliques et les barkhanes (Illustration 10).

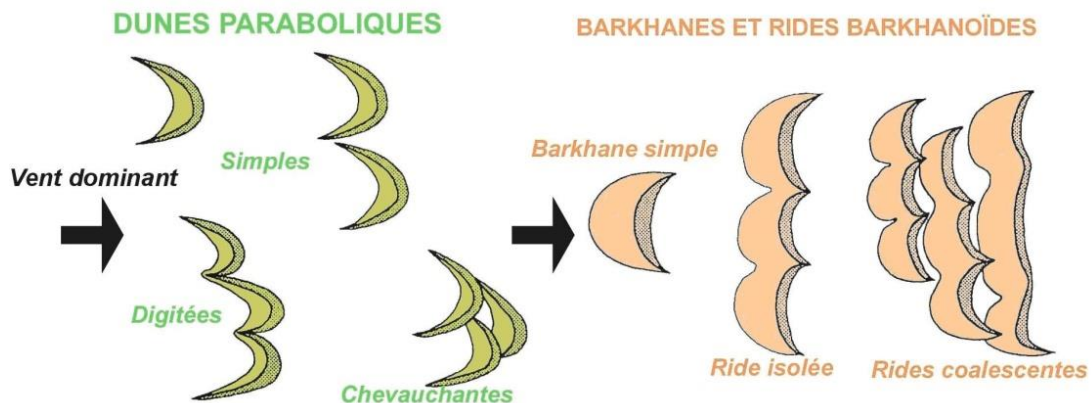


Illustration 10 - Les différentes formes de dunes côtières en Aquitaine (Tastet, 1998)

Le système de dunes paraboliques (dénommées aussi dunes anciennes, vieilles dunes ou dunes primaires) a été mobile entre l'an 500 et l'an 1200 (Tastet, 2004), sous un climat relativement humide, permettant une végétalisation partielle pendant leur phase de mobilité. Ce sont le plus souvent des formes de remaniement d'accumulations sableuses de l'arrière-pays. Boisées naturellement, elles étaient dénommées « montagnes », en raison de leur relief et peut-être par analogie avec les montagnes dans lesquelles transhumaient les troupeaux en période estivale. Les vieilles dunes sont en forme de U, avec une concavité du côté des vents dominants. Les paraboles sont soit isolées, soit, le plus souvent, groupées.

Le système de dunes barkhanoïdes aquitain est plus récent, il s'est développé entre l'an 1500 et le début du XIX^{ème} siècle, pendant des phases climatiques plus sèches. Alimenté à la fois de sables, venant de la plage et des dunes bordières, et de produits de remaniement des systèmes antérieurs, il a en grande partie recouvert les dunes anciennes. Ces dunes, dites modernes, sont le plus souvent organisées en cordons barkhanoïdes perpendiculaires aux vents dominants. Les barkhanes, croissants à concavité opposée aux vents dominants, présentent une face au vent en pente douce (10 à 15 degrés) et un talus sous le vent à « sable croulant » (32 degrés). Les cordons en nombre variable (de un à dix) sont larges de quelques centaines de mètres et longs de plusieurs kilomètres, leur hauteur varie de 30 à 80 mètres.

Les grands massifs de dunes boisées

Tout au long du littoral sableux aquitain, ces deux types de systèmes dunaires sont organisés en grands massifs. Leur surface est de l'ordre de 25 000 ha pour les dunes anciennes et de 85 000 ha pour les dunes modernes (Illustration 11).

Les massifs de dunes boisées anciennes, paraboliques, sont situés pour les plus conséquents :

- au sud du Bassin d'Arcachon, avec la forêt usagère de La Teste-de-Buch ;
- en pays de Born, avec la « montagne » de Biscarrosse ;
- dans le Marensin, entre Soustons et le courant de Contis.

Les massifs de dunes boisées modernes sont de type barkhanoïde, avec une forme en croissants de 500 m à 800 m d'ouverture et des pointes tournées vers l'est. Tout le long du littoral, leur présence est variable ; on observe ainsi depuis le nord vers le sud :

- une seule ligne de barkhanes isolées entre le Verdon et Soulac-sur-Mer ;
- un long cordon barkhanoïde au sud de Montalivet ;
- à partir d'Hourtin, leur volume augmente et elles s'organisent en cinq rides parallèles sur une largeur de 4 à 5 km ;
- au sud de Lacanau, leur volume diminue ;
- à l'ouest du lac de Biscarrosse-Parentis, on compte jusqu'à 10 cordons ;
- au sud de Mimizan, le nombre de cordons diminue ;
- à l'approche du courant d'Huchet, il ne reste qu'un seul cordon ;
- au sud du courant d'Huchet, leur présence se réduit fortement et elles disparaissent vers Vieux-Boucau, qui se situe à la limite nord des divagations historiques de l'Adour.

La mise en place d'un tel volume dunaire a été permise par la permanence de vents d'ouest suffisamment énergiques. En effet, le sable qui constitue les dunes modernes provient de sables « marins » qui viennent depuis la plage alimenter la dune, mais aussi du remaniement des dunes paraboliques plus anciennes.

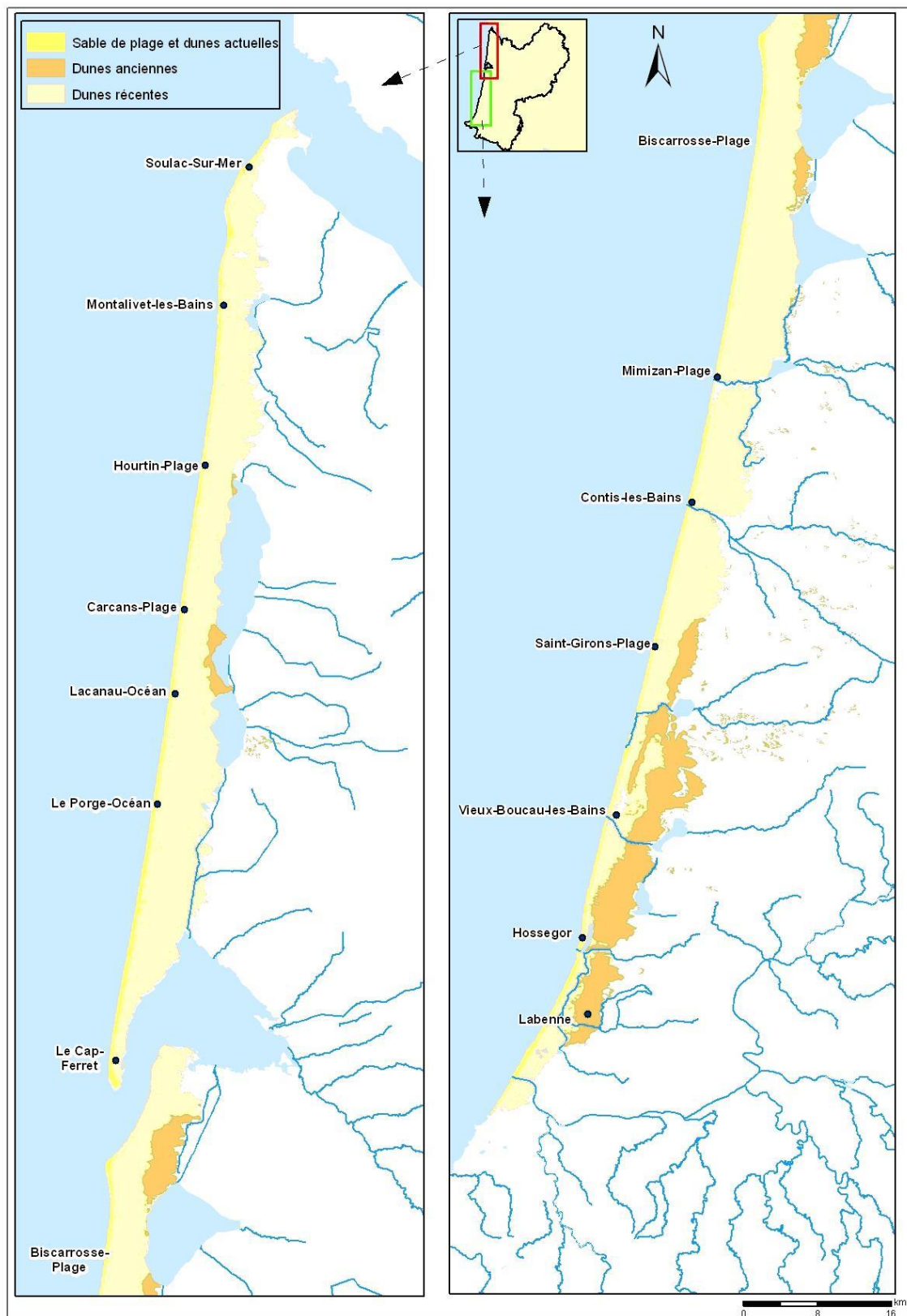


Illustration 11 - Le système de dunes littorales aquitaines

La Dune du Pilat (Tastet, 2004 et 2016)

Le texte et les illustrations qui suivent sont extraits d'un guide d'excursion, réalisé en 2016, dans le cadre du colloque EUCC intitulé *LITTORAL 2016 - The changing littoral. Anticipation and adaptation to climate change*. Biarritz 25-29, October 2016.

« L'histoire complète des dunes côtières est enregistrée dans la Dune du Pilat. La face au vent de la dune est en érosion et elle montre de nombreuses discontinuités, particulièrement visibles après les tempêtes (Illustration 12). Ces discontinuités sont les témoins de l'histoire de la dune. Il s'agit de paléosols (ou sols fossiles) qui marquent des périodes de développement de la végétation, alternant avec des périodes d'accumulation de sable éolien. Des datations au ^{14}C sur les paléosols (Froidefond et Legigan, 1985 ; Tastet et Pontee, 1998) et surtout de nouvelles datations par luminescence Infra Rouge (Clarke *et al.*, 1999, 2002 ; Tastet, 2004), ainsi que des témoins archéologiques, ont permis de reconstituer la chronologie absolue de l'histoire de la dune.



Illustration 12 - La face au vent de la Dune du Pilat après une tempête en 2009

A sa base, au niveau de la haute mer (Illustration 12 et Illustration 13), on rencontre un premier paléosol (P1) horizontal. Il s'agit d'un « podzol » présentant une épaisse croûte ferrugineuse (alios) recouverte d'un niveau organique, sur lequel on peut trouver des souches d'arbre en position de vie. La moyenne de nombreux âges au ^{14}C sur les troncs et les niveaux organiques montre que ce sol a été enfoui sous des sables éoliens après 1860 ans BC⁷. Ce niveau est interprété comme l'affleurement de la surface de la plaine aquitaine du Sable des Landes, sous la barrière des dunes côtières. Environ 2 à 4 m au-dessus du paléosol 1, deux niveaux de paléosols horizontaux (Illustration 12 et Illustration 13), datés entre 1350 et 1200 BC constituent le paléosol 2 (P2).

Environ 10 m plus haut, un fin niveau de diatomées a pu être attribué, par des restes archéologiques, à l'Age du fer (700-600 BC). Tous ces niveaux horizontaux sont d'âge préhistorique et correspondent aux « affleurements d'anciens sols », cités par Buffault (1942).

⁷ BC : Before Christ. L'âge BP est obtenu en ajoutant 1950. Différence négligeable pour les âges ^{14}C longs

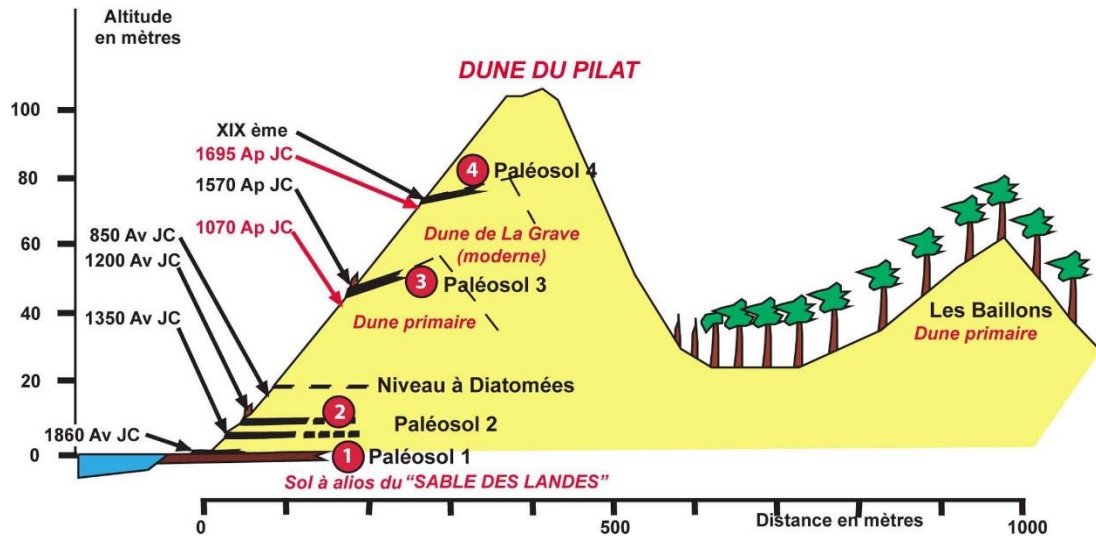


Illustration 13 - Coupe théorique de la Dune du Pilat. Les âges indiqués correspondent à la moyenne des âges obtenus au ^{14}C en noir et par OSIRL en rouge.

Au milieu environ de la face au vent, le paléosol 3 (P3) montre d'importantes ondulations qui prouvent qu'il représente l'affleurement de la surface de dunes plus anciennes. Celles-ci ont été naturellement couvertes d'une végétation forestière après 1070 AD⁸ et avant 1570 AD ; elles sont attribuables au système des dunes primaires que l'on retrouve en arrière de la Dune du Pilat (Illustration 12 et Illustration 13).

Près du sommet, un dernier paléosol (P4) s'est développé sur des sables qui étaient mobiles à la fin du XVII^{ème} siècle. Il s'agit de la surface de la « Dune de La Grave » qui avait été artificiellement stabilisée par semis de pins maritimes au début du XIX^{ème} siècle. Le sable du sommet de la Dune du Pilat provient donc du remaniement de la Dune de la Grave, qui a vraisemblablement débuté après un incendie survenu au milieu du XIX^{ème} siècle. »

2.3.2. Les fleuves et leurs embouchures

Le modelé de l'arrière-pays est marqué par l'existence de trois grands bassins versants :

- celui de la Garonne au nord ;
- celui de l'Eyre⁹, qui se jette dans le Bassin d'Arcachon, et des ruisseaux côtiers qui se jettent dans les étangs landais et débouchent en mer par les « courants », au centre ;
- celui de l'Adour, adossé aux Pyrénées, au sud.

La configuration actuelle du réseau hydrographique résulte à la fois des divagations des rivières en arrière des dunes et des travaux entrepris par l'homme pour fixer leurs débouchés à l'océan, notamment celui de l'Adour. La présence de lacs et d'étangs liés aux divagations des rivières en arrière des massifs dunaires est également une caractéristique du littoral aquitain.

⁸ AD : Anno Domini. Abréviation utilisée par les anglophones pour désigner les âges postérieurs à la naissance du Christ, donc Ap JC (après Jésus-Christ)

⁹ L'Eyre résulte de la confluence de la Grande Leyre et de la Petite Leyre, à Moustey dans les Landes.

La Gironde

L'estuaire de la Gironde, long de 70 km du Bec d'Ambès à l'océan, occupe 450 km² à marée haute. Le débit fluvial moyen est de 900 m³/s, avec un minimum de 235 m³/s en août et un maximum de 1 450 m³/s en janvier. Lors des crues exceptionnelles, il peut atteindre 7 500 m³/s (Allen, 1972 ; Castaing, 1981 ; Latouche et Jouanneau, 1994). L'estuaire est un lieu d'échange entre les eaux continentales et marines. D'un point de vue hydrodynamique, les actions des marées et de la houle se conjuguent à celle du fleuve pour modeler les dépôts sédimentaires.

La granulométrie des sédiments augmente à mesure que l'on se déplace vers l'embouchure, où l'on trouve des plages de sable et des barres sableuses plus développées. On peut noter également par endroits la présence de graviers, issus de l'érosion des terrasses quaternaires. Le plateau rocheux de Cordouan sépare la passe principale dite « ouest » et la passe sud, qui borde le littoral du Nord-Médoc.

L'Eyre et les fleuves côtiers landais

Entre la Gironde et l'Adour, de nombreux cours d'eau drainent l'arrière-pays. Ils ont établi leur tracé à une époque récente, après le dépôt du sable des Landes. En particulier, les rivières, dont le débit est très faible (quelques dizaines de m³/s maximum en période de hautes eaux), n'ont pas pu percer durablement le massif dunaire. Leurs eaux se sont accumulées contre ce barrage naturel pour former toute une chaîne de lacs, d'étangs et de zones humides. Les étangs girondins ont été artificiellement reliés entre eux et leurs eaux rejoignent aujourd'hui le Bassin d'Arcachon. Il en est de même pour l'étang de Biscarrosse dans les Landes.

Dans les Landes, les étangs rejoignent difficilement l'océan par de petits cours d'eau, appelés localement « courants ». C'est le cas à Mimizan, Contis, Huchet (commune de Moliets et Mâa) et Vieux-Boucau. Les divagations incessantes des courants landais et les occlusions périodiques de leurs embouchures sont restées dans la mémoire locale en raison de leur effet désastreux sur l'économie agricole (Taillantou, 1999). Les opérations de fixation et de rectification des embouchures ont été maintes fois remises en cause par le contournement des ouvrages insuffisamment entretenus (cas de Contis en 1950).

Les seuls exutoires actuellement naturels de Gironde et des Landes sont ceux du courant d'Huchet dans l'océan au niveau de Moliets-et-Mâa (Illustration 14) et de l'Eyre, débouchant sous la forme d'un delta au niveau du Teich, dans le Bassin d'Arcachon.



Illustration 14 - Exemple des courants landais de Huchet (en haut) et de Contis (en bas) (© IGN, GIP ATGeRI, 2009)

L'Adour

Les divagations historiques de l'estuaire de l'Adour ont profondément marqué le paysage côtier entre Bayonne et le sud des Landes. Il y a environ 2 000 ans, le fleuve rejoignait l'Océan Atlantique à Capbreton, quinze kilomètres au nord de son embouchure actuelle, après un parcours d'environ 350 km. En 910, on le signalait à Port-d'Albret (Vieux-Boucau), c'est-à-dire quinze kilomètres plus au nord. En 1164, à l'occasion d'une crue de la Nive, son affluent, l'Adour perça la dune à la hauteur de Bayonne et y trouva son embouchure. Dix ans plus tard, le fleuve rejoignait à nouveau l'océan à Capbreton, puis à Port-d'Albret à partir de 1390. Afin de rétablir la prospérité économique de Bayonne et faire revivre son port, Charles IX ordonna de creuser une tranchée dans la dune, en face de la ville. L'opération, dirigée par Louis de Foix, fut réalisée par les habitants sous Henri III et, le 28 octobre 1578, l'Adour rejoignait définitivement l'océan au droit d'une ville nouvelle, Boucau-Neuf, accolée à Bayonne.

Le débit moyen de l'Adour est d'environ 305 m³/s. L'étiage a généralement lieu en août et en septembre. On note en moyenne trois crues supérieures à 1 000 m³/s chaque année : deux en hiver (en novembre/décembre et en janvier/février) et une au printemps (en avril/mai, voire en juin).

2.3.3. Le plateau continental

Morphologie

La morphologie du plateau continental (ou plateforme continentale) reflète un certain nombre de traits de la structure profonde de l'Aquitaine, mais surtout elle conditionne largement le régime des houles régionales et la distribution actuelle des sédiments.

On distingue très nettement deux grands ensembles situés respectivement au nord et au sud du Bassin d'Arcachon (Illustration 15). Au nord, le plateau est large (~ 150 km) et le talus est orienté nord-ouest - sud-est. Au sud, le plateau est étroit (~ 50 km) et le talus orienté nord-sud. La pente vers la plaine abyssale (entre 200 et 4 000 mètres de profondeur) est plus douce au sud. La limite du plateau est entaillée par deux canyons : celui du Cap-Ferret et celui du Gouf de Capbreton. Ce dernier, dont la tête se situe à moins de 1 km de la côte, favorise le développement de houles puissantes et rapides dont il modifie la direction.

De la côte vers le large, le plateau continental comprend deux domaines : le plateau interne, de profondeur inférieure à 100 m et à pente forte, et le plateau externe, de profondeur comprise entre 100 et 200 m et à pente plus faible. De manière générale, la pente du plateau continental aquitain augmente du nord vers le sud, passant de 0,05 % à 0,15 % sur le plateau externe et de 0,15 % à 0,7 % sur le plateau interne (Bellec, 2003).

Sédimentologie du plateau continental

La carte de répartition des sédiments superficiels (Cirac *et al.*, 2009 dans Mazières, 2014) synthétise les données granulométriques concernant le plateau continental du Golfe de Gascogne (Illustration 16). De manière générale, le plateau est couvert de sédiments dominés par des sables fins (125-250 µm) au sud et des sables moyens (200-500 µm) au nord. Le Gouf de Capbreton contient surtout des vases silteuses¹⁰.

¹⁰ Les silts sont des roches meubles dont la granulométrie est comprise entre 39 et 62,5 µm (soit entre les argiles et les sables).



Illustration 15 - Carte morpho-bathymétrique du Golfe de Gascogne (source : BRGM)

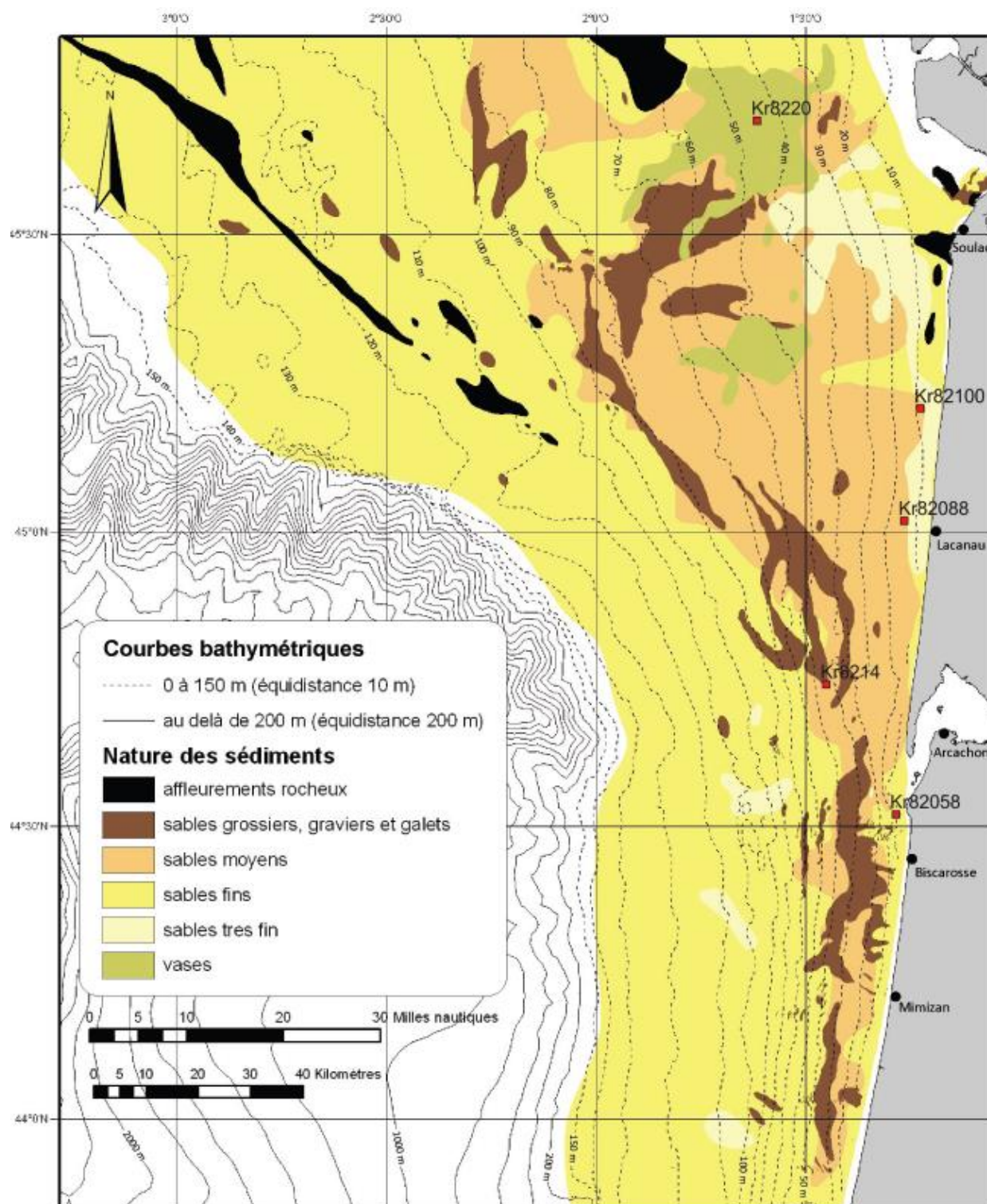


Illustration 16 - Carte de répartition des faciès sédimentaires sur le plateau continental aquitain
(Cirac et al., 2009 dans Mazières, 2014)

Le plateau interne est recouvert par des dépôts sédimentaires du Würm et de l'Holocène, qui sont répartis selon trois zones distinctes, allongées selon les courbes bathymétriques :

- une zone externe correspondant à des fonds compris entre 100 et 200 m de profondeur, essentiellement occupée par des vases et des sables littoraux d'âge tardiglaciaire et début holocène ;
- une zone médiane, située entre 40 et 80 m de profondeur, où se trouvent les sables grossiers et les graviers et galets apportés par les fleuves lors des périodes de bas niveau marin (régressions würmienne et antérieures). Cette zone est caractérisée par une topographie marquée par des ondulations de 1 à 6 m d'amplitude étalées sur plusieurs centaines de mètres de largeur (Cirac *et al.*, 2000) ;
- une zone interne, dont la profondeur n'excède pas 40 m, où se déposent la plupart des sédiments fins actuels, comme par exemple, au niveau de la vasière « Ouest-Gironde » au large de l'estuaire de la Gironde (Lesueur, 1989).

Le plateau externe est entièrement recouvert de sables qui deviennent de plus en plus fins du nord-ouest vers le sud-est. Au cours de l'Holocène, les sables les plus fins de la zone nord-ouest ont vraisemblablement été entraînés vers le sud-est par les houles et les courants de marée.

2.3.4. Occupation du sol

La carte d'occupation du sol du territoire de l'ex-région Aquitaine est disponible sur la plateforme PIGMA (Plateforme d'Information Géographique Mutualisée en Aquitaine). Elle a été créée par le Groupe d'Intérêt Public ATGeRI, par photo-interprétation, sur la base de données de 2000 et 2009.

Afin d'identifier l'occupation du sol sur le secteur géographique auquel s'intéresse cet atlas, une bande forfaitaire de 1 000 mètres a été générée à l'ouest (vers les terres) du trait de côte de 2014. L'occupation du sol au sein de cette bande a été succinctement étudiée. Un extrait de cette cartographie est présenté sur l'illustration 17.

Les résultats (Illustration 18) indiquent que cet espace littoral est composée à plus de 80,5 % par de la forêt et 11,4 % par la dune littorale (espaces ouverts, sans ou avec peu de végétation). Les autres espaces naturels (eaux continentales, prairies, zones humides, milieux à végétations arbustive et/ou herbacée) couvrent 1,6 % de cet espace.

Les zones artificialisées occupent au total 5,5 % environ. Elles comprennent notamment les secteurs urbanisés (2,5 %), les espaces verts artificialisés non agricoles (2 %), les zones industrielles ou commerciales et réseaux de communication (1 %).

Enfin, 1 % de ce territoire n'est pas renseigné.

Cette analyse révèle le caractère exceptionnellement peu aménagé du littoral aquitain, couvert à plus de 90 % par des espaces de dunes et de forêt. A l'inverse, les activités humaines et l'urbanisation sont très réduites. Elles se concentrent sur les communes littorales à destination essentiellement touristique, parmi lesquelles Anglet, Seignosse, Capbreton, Soorts-Hossegor, Lège - Cap Ferret, Lacanau et Soulac-sur-Mer se démarquent par leur taille et leur développement à proximité du trait de côte. Il convient de rappeler que si les dunes littorales sont très peu urbanisées, elles ont néanmoins fait l'objet de travaux de fixation dès le XVIII^{ème} siècle (par plantation de pins maritimes notamment). Elles sont actuellement en majeure partie entretenues et gérées par l'ONF.

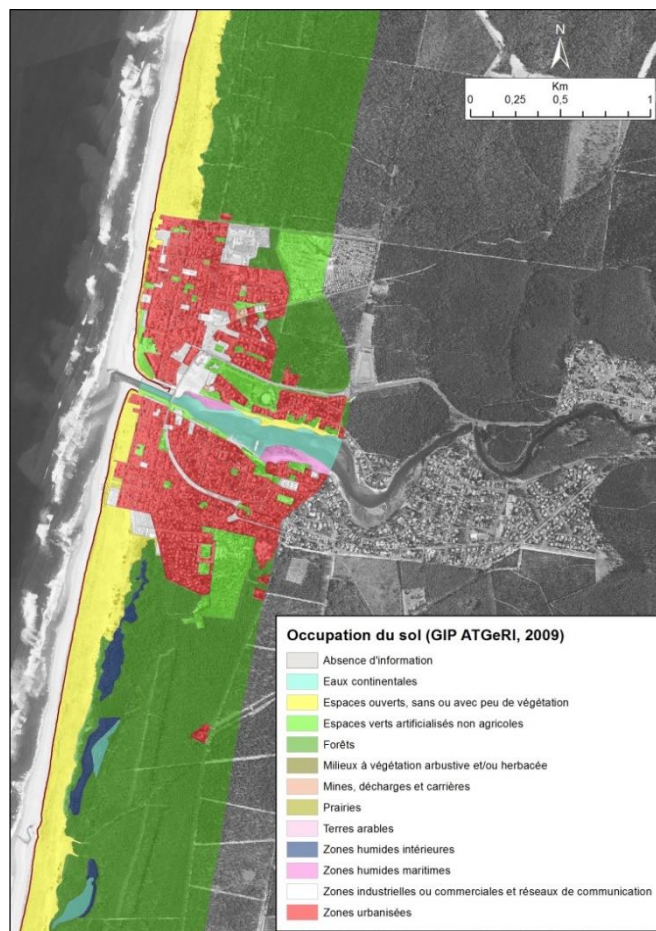


Illustration 17 - Occupation du sol sur une bande de 1 000 m à l'intérieur des terres au droit de Mimizan (données : GIP ATGeRI, 2009; fond photographique : © IGN, GIP ATGeRI, 2009)

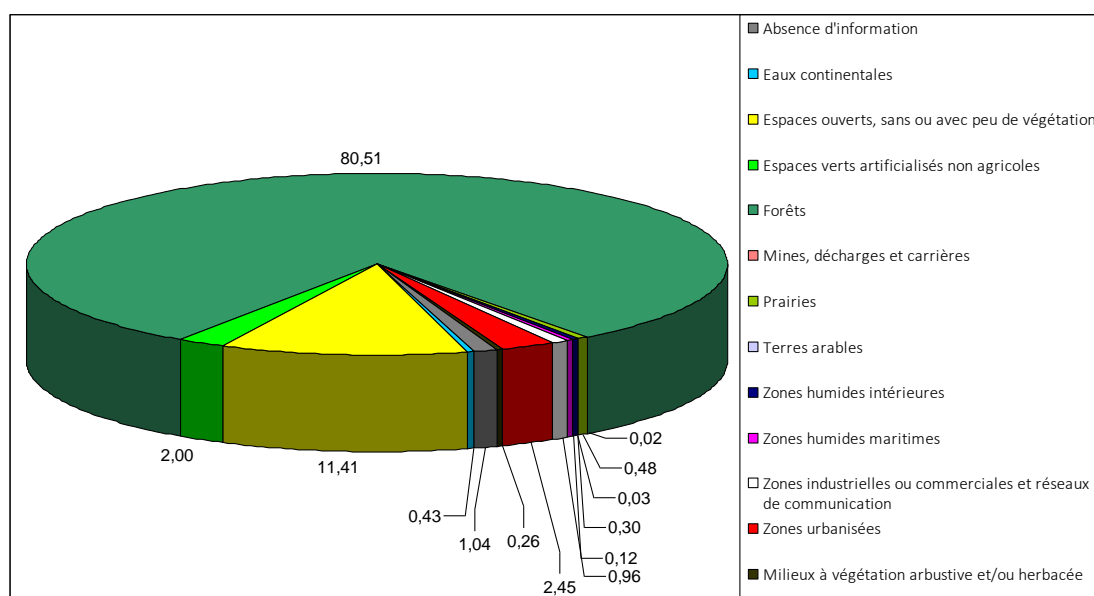


Illustration 18 - Catégories et pourcentages d'occupation du sol sur une bande de 1000 m à l'intérieur des terres depuis le trait de côte (source : GIP ATGeRI)

2.4. AGENTS DYNAMIQUES METEO-MARINS

L'évolution des côtes et des morphologies littorales est conditionnée par des agents dynamiques météo-marins, également appelés facteurs de forçage (Cowell et Thom, 1994). Ils sont notamment responsables de l'érosion, du transport et du dépôt des sédiments présents sur le littoral. Ce sont eux qui vont façonner les morphologies côtières. Ces facteurs de forçage sont le vent, la marée, les vagues et plus globalement les variations du niveau de l'eau à différentes échelles temporelles.

2.4.1. Cadre climatique général

La côte aquitaine jouit d'un climat tempéré océanique, de plus en plus chaud et humide à mesure que l'on se déplace vers le sud. A l'instar des autres côtes de l'Atlantique du nord-ouest situées aux latitudes moyennes, elle reçoit de plein fouet les perturbations qui traversent l'océan et se trouve directement exposée aux tempêtes et aux fortes houles engendrées sur l'Atlantique Nord.

Le régime des vents y est très fluctuant, le Golfe de Gascogne est un secteur particulièrement agité où les vents peuvent devenir subitement violents. Les vents dominants viennent du secteur ouest avec une composante nord en régime anticyclonique, et une composante sud à l'approche des perturbations, qui sont fréquentes en automne et en hiver.

Les normales climatiques AURELHY¹¹ produites par Météo-France offrent une vision à l'échelle kilométrique des régimes de température et de précipitation en France. Les normales sont calculées à partir de normales mesurées aux postes de référence, par une méthode d'interpolation développée pour prendre en compte l'influence du relief sur la distribution des paramètres météorologiques. En 2014, Météo-France a rendu disponible les normales AURELHY sur la période 1981-2010, via son site internet (www.meteofrance.com).

Les stations de référence de Cognac (Illustration 19) et de Biarritz (Illustration 20) rendent compte de la variabilité des paramètres climatiques de l'ensemble de la côte aquitaine.

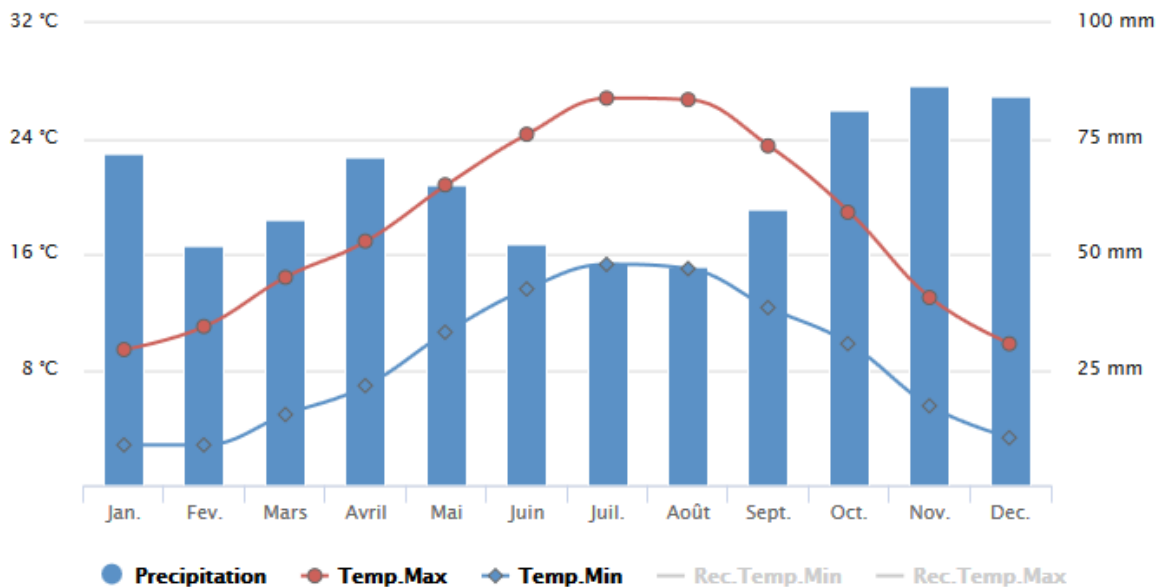


Illustration 19 - Normales mensuelles de précipitations, de températures maximales et minimales à la station de Cognac (www.meteofrance.com)

¹¹ Méthode AURELHY : Méthode d'Analyse Utilisant le Relief pour les besoins de l'HYdrométéorologie

Le graphique révèle un contraste assez marqué entre des précipitations conséquentes d'octobre à janvier et faibles de juin à août (de l'ordre de 50 mm). On notera que des précipitations significatives se produisent au printemps (avril-mai). Une amplitude thermique plus importante est enregistrée en été ; les hivers sont moins contrastés.

Les normales annuelles à Cognac sur la période 1981-2010 fournissent les informations suivantes : températures minimales et maximales : 8,6 °C et 18,0 °C respectivement, hauteur de précipitations de 777,1 mm répartis sur 117 jours de pluie.

A la station de Biarritz, les normales mensuelles traduisent un climat plus doux et plus humide qu'à Cognac. L'amplitude thermique est globalement homogène sur toute l'année. Les précipitations sont plus importantes toute l'année (supérieures à 100 mm sur 9 mois de l'année). Les mois les plus arrosés correspondent à l'automne (d'octobre à décembre).

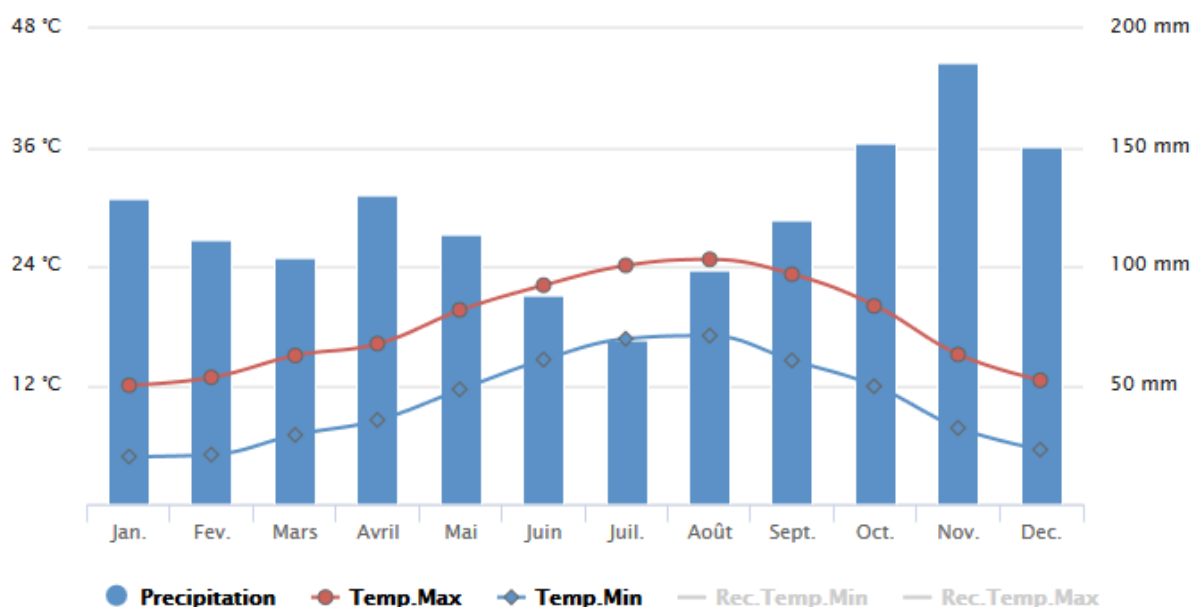


Illustration 20 - Normales mensuelles de précipitations, de températures maximales et minimales à la station de Biarritz (www.meteofrance.com)

Les normales annuelles à Biarritz sont des températures minimales de 10,4 °C et maximales de 18,1 °C. La normale annuelle de précipitations est une hauteur de 1 450,9 mm répartis sur 140,5 jours de pluie.

Les précipitations augmentent donc du nord vers le sud de la côte sableuse aquitaine. Les 1 000 mm annuels de hauteur de précipitations sont atteints vers le milieu de la côte landaise, et augmentent alors plus rapidement jusqu'à atteindre 1 450,9 mm à Biarritz.

Outre les caractéristiques régionales, le climat aquitain est dépendant de la circulation atmosphérique générale d'ouest en est, du bassin océanique Atlantique Nord vers le continent européen et des positions respectives de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande (Le Treut, 2013). Les fluctuations naturelles de leurs positions provoquent des modifications des régimes de temps. Sur la région Nord Atlantique/Europe, on dénombre quatre principaux régimes de temps qui vont influencer la variabilité météorologique saisonnière (Illustration 21).

Le régime d'Oscillation Nord Atlantique est défini comme la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Le régime d'Oscillation Nord Atlantique positive (NAO+) est marqué par un renforcement de cette différence de pression. Les tempêtes atteignant les littoraux métropolitains de la Manche et de l'Atlantique seraient ainsi plus fréquentes en situation NAO+.

Le régime NAO- est lié à un affaiblissement simultané de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande. Les précipitations sont alors renforcées sur la France et l'Aquitaine, et les températures légèrement plus douces que la normale au sud de la France.

Le régime Dorsale (ou « Crête ») atlantique (AR) se distingue par une extension vers le nord de l'anticyclone des Açores. En Aquitaine, les températures sont alors plutôt fraîches et les précipitations globalement conformes à la normale, sauf sur le piémont pyrénéen où les précipitations sont renforcées (blocage orographique sur les versants nord du flux de nord - nord-ouest).

Le quatrième régime dit de Blocage correspond à un anticyclone persistant sur le nord de l'Europe et la Scandinavie et de basse pression sur la Mer du Labrador. Ce régime induit alors des conditions froides et très sèches sur l'Aquitaine.

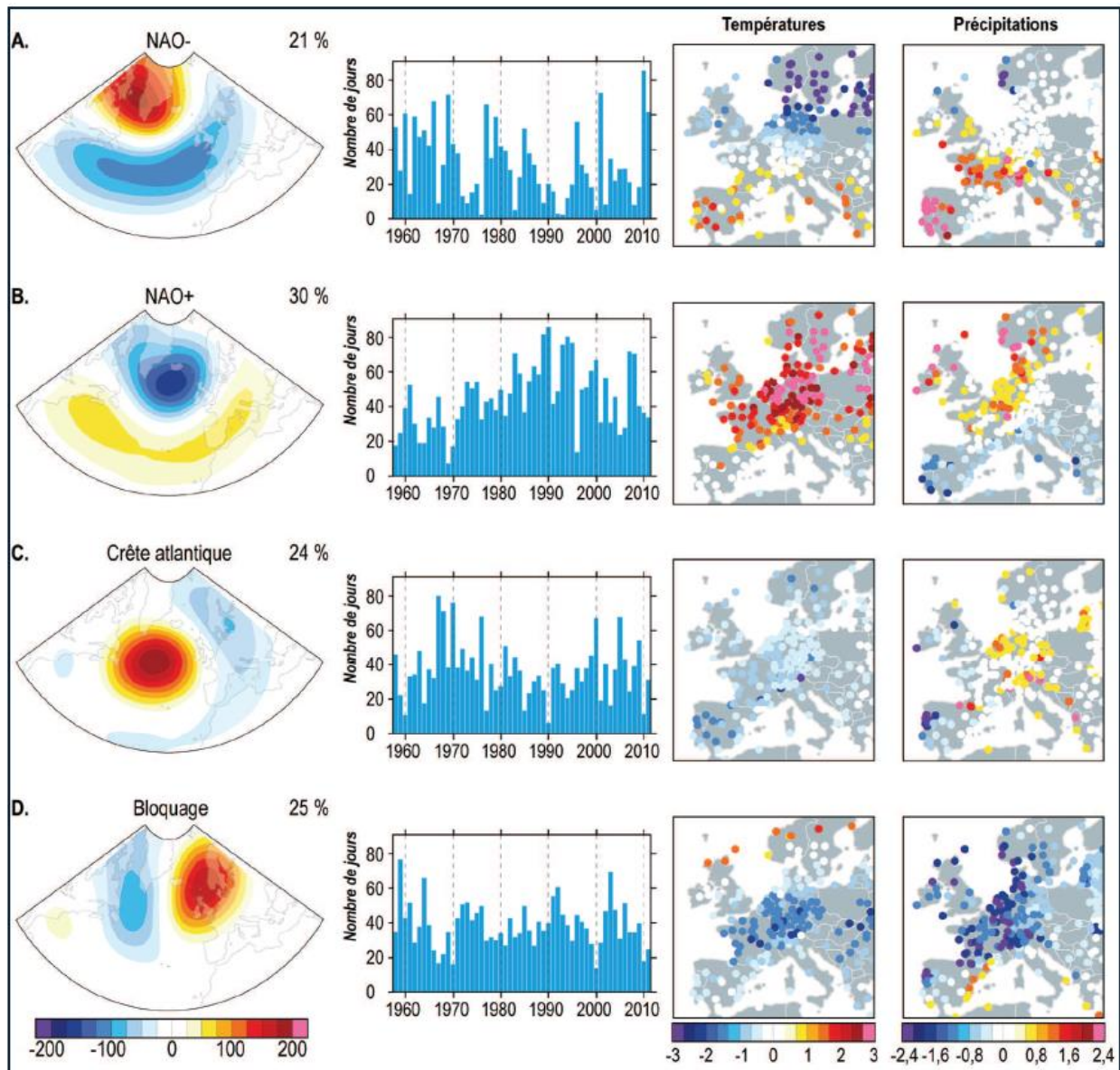


Illustration 21 - Les différents régimes climatiques : la première colonne donne les anomalies en termes de pression au niveau de la mer ; la deuxième montre l'évolution de la fréquence d'apparition de chacun des modes ; les troisième et quatrième colonnes, les variations associées de température et de précipitations (Le Treut, 2013)

Dernièrement, un nouvel indice climatique dénommé WEPA (Western Europe Pressure Anomaly) a été développé (Castelle *et al.*, 2017). Il décrit de façon plus précise les variations des hauteurs de vagues sur la façade ouest de l'Europe (du Portugal au Royaume-Uni), à partir du gradient de pression au niveau de la mer, mesuré entre les stations de Valentia en Irlande et de Santa-Cruz dans les îles Canaries.

2.4.2. Le vent

Les vents interviennent à plusieurs titres dans l'évolution du littoral :

- ils agitent la surface de l'océan et sont à l'origine de la formation des vagues ;
- à la côte, l'orientation du vent joue un rôle significatif sur le déferlement des vagues et sur les phénomènes de surcote¹² ;
- ils transportent des quantités parfois importantes de sable sur l'estran à marée basse, au pied de la dune et sur la dune elle-même (transport éolien).

La société Sogreah a réalisé, en 2008 (extrait du rapport d'Artelia et GEO-Transfert, 2015), une analyse des vitesses journalières maximales (moyennées toutes les 10 minutes pour éviter les rafales) et des directions associées, entre le 1^{er} janvier 1986 et le 31 décembre 2005 à la station du Cap Ferret :

Les roses des vents montrent une prédominance des vents d'ouest - sud-ouest à nord - nord-ouest (N240 à N340), tant en fréquence (54 % des vents annuels) qu'en intensité. Du point de vue des intensités, l'analyse montre que :

- 73 % des vents sont inférieurs à 10 m/s ;
- 25 % des vents sont compris entre 10 et 20 m/s ;
- 2 % des vents sont supérieurs à 20 m/s.

¹² La surcote et la décote correspondent respectivement aux différences positive et négative entre le niveau d'eau enregistré et la marée prédite.

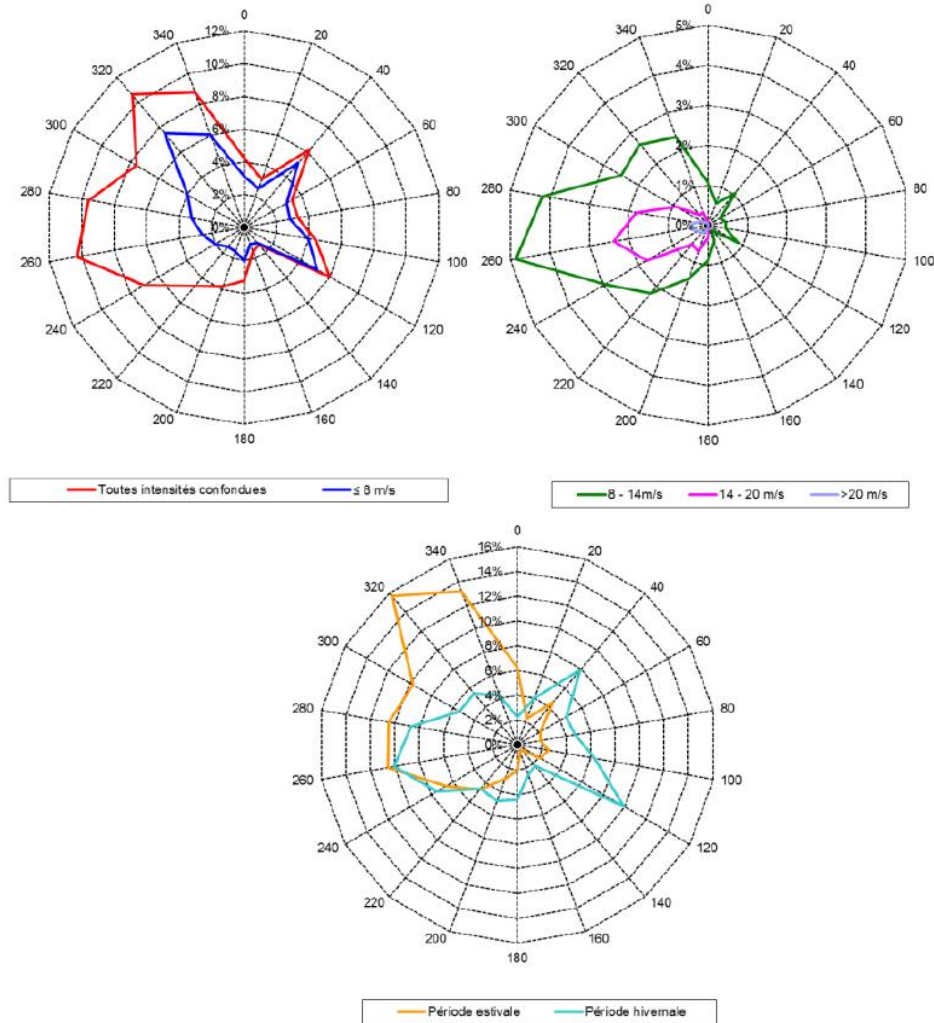


Fig. 10. Données de vent au Cap Ferret du 01/01/1986 au 31/12/2005 (Sogreah, 2008)

Les vents les plus forts (vitesse supérieure à 15 m/s) correspondent aux passages des flux dépressionnaires en provenance de l'Atlantique Nord.

Une analyse saisonnière a été menée sur les données, en séparant la période estivale (avril à septembre) de la période hivernale (octobre à mars) :

- Les vents d'ouest sont présents toute l'année. En revanche, en été, il y a une prédominance des vents marins de secteur nord-ouest à nord - nord-ouest ;
- En hiver, les vents secteur nord-est à sud-est et sud sont plus fréquents, mais ils sont plus faibles que les vents allant du secteur sud-ouest à nord-ouest.

(Extrait de Artelia et GEO-Transfert, 2015)

2.4.3. La marée et les surcotes marines

La marée

Sur la côte aquitaine, la marée est de type semi-diurne avec une période de 12h25'. Pour des marées de vives-eaux moyennes (coefficients de 95), le marnage moyen à la côte augmente du sud vers le nord, de 3,5 m à l'embouchure de l'Adour (Boucau-Bayonne) jusqu'à 4,4 m à celle de la Gironde (Verdon-sur-Mer) (SHOM, 2017).

L'action de la marée sur la morphologie côtière est double :

- elle modifie le niveau d'action des houles sur l'estran et module ainsi le temps d'action des processus hydrodynamiques sur le profil de plage ;
- elle engendre d'importants courants alternatifs dans les zones d'embouchure (Gironde, Arcachon, Adour) qui peuvent ainsi constituer une véritable barrière hydraulique bloquant la dérive littorale des sédiments, le terme « d'épi hydraulique » est fréquemment employé pour caractériser ce phénomène.

Sur les plages, en dehors des contextes particuliers des embouchures, les courants de marée sont négligeables par rapport à ceux induits par la houle (Castelle et Bonneton, 2006). Déjà relativement faibles au large (0,25 m/s d'après Lorin *et al.*, 1979), leur vitesse décroît progressivement vers la côte, limitant ainsi fortement leur rôle dans la dynamique littorale. Le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) a publié l'atlas des courants de marée qui précise ces valeurs de vitesse (<http://www.shom.fr/les-produits/produits-nautiques/information-sur-les-marees-et-courants/atlas-de-courants-de-maree/>).

En revanche, les variations de l'altitude du plan d'eau (marnage en association avec les surcotes) influent sur la morphologie et la largeur des plages. Elles contrôlent également le niveau maximum et la durée d'attaque des dunes par la houle.

Les surcotes marines

Une surcote marine se définit comme l'excédent du signal de niveau d'eau par rapport à la marée prédite. Les surcotes sont dues à 3 phénomènes, dont les effets peuvent se cumuler : la diminution de la pression atmosphérique lors du passage d'une tempête (effet du baromètre inverse), l'accumulation d'eau près des côtes poussée par le vent et le déferlement des vagues lorsque la profondeur diminue à l'approche de la côte qui génère une élévation du plan d'eau (*wave setup*) (Illustration 22). On observe de fortes surcotes (plusieurs dizaines de centimètres) lors des tempêtes par exemple. L'effet des surcotes marines sur la morphologie côtière est indirect. Par l'augmentation du niveau d'eau, elles favorisent en effet l'action érosive des vagues, qui peuvent déferler plus haut sur la plage et conserver ainsi plus longtemps leur énergie, et peuvent ainsi atteindre plus facilement la dune. L'altitude maximale atteinte par le jet de rive (limite supérieure de la zone alternativement découverte et recouverte par les vagues après leur déferlement sur la plage) vient s'ajouter aux surcotes précitées.

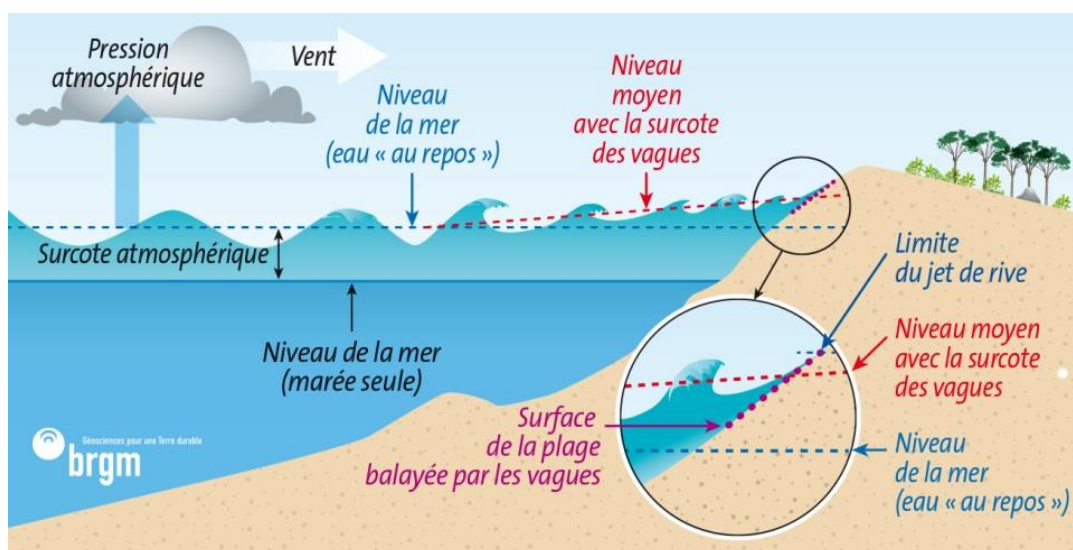


Illustration 22 - Principaux phénomènes physiques contrôlant le niveau d'eau (échelle du schéma non respectée)

2.4.4. Les vagues et les états de mer

L'arrivée des vagues sur le littoral constitue un apport d'énergie considérable, capable de transporter les sédiments et de faire évoluer rapidement les morphologies. Les vagues qui atteignent la côte sont principalement générées par des flux dépressionnaires de l'Atlantique Nord (Castelle *et al.*, 2007-a).

Définitions

Les vagues sont des oscillations qui affectent la surface de la mer. Elles sont générées par l'énergie du vent et entretenues par la pesanteur. Le fetch est la distance sur laquelle le vent agit sur le plan d'eau. Dans cette zone, les vagues sont d'abord désorganisées et forment le clapot ou mer du vent (période de l'ordre de 2 s à 5 s). La houle *stricto sensu* (période supérieure à 5 s) correspond aux oscillations suffisamment énergétiques pour se propager en dehors de la zone d'action du vent (Illustration 23).

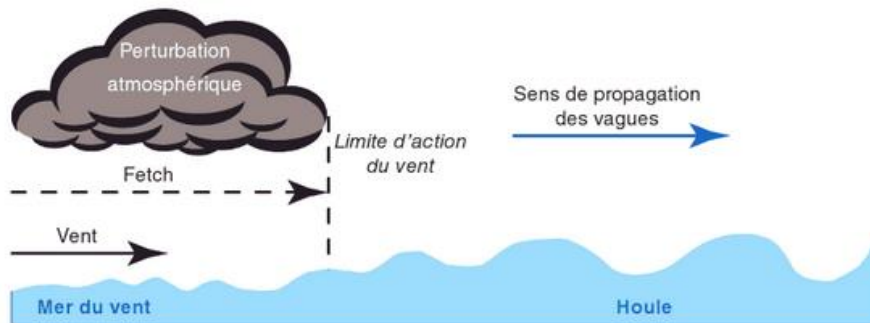


Illustration 23 - Définition de la mer du vent et de la houle stricto-sensu (source : Ministère de l'Environnement, de l'Ecologie, du Développement Durable et de la Mer, dans « La gestion du trait de côte », 2010)

Les vagues sont généralement caractérisées par trois principaux paramètres : la hauteur significative (H_s), qui correspond à la moyenne des hauteurs (mesurées entre crête et creux) du tiers des vagues les plus hautes ; la période (T_p) et la direction (D_p) (Illustration 24).

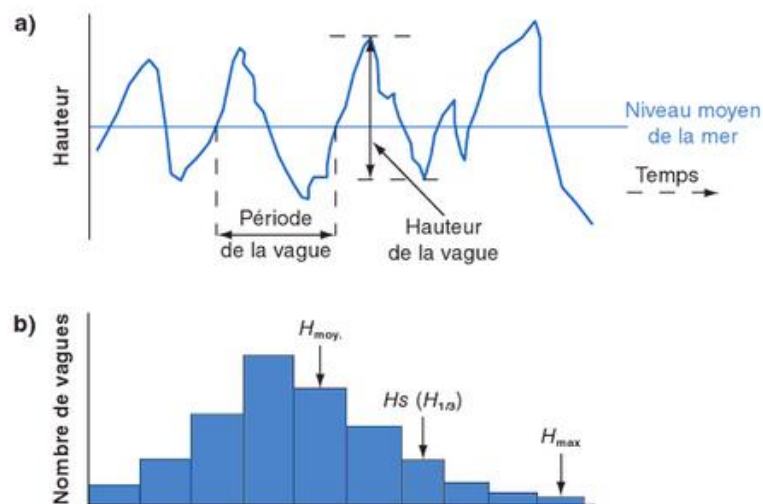


Illustration 24 - Définition (a) des caractéristiques des vagues et (b) de la distribution de la fréquence des hauteurs à partir de la série de données (Woodroffe, 2002 dans Ministère de l'Environnement, de l'Ecologie, du Développement Durable et de la Mer, dans « La gestion du trait de côte », 2010)

La transformation des états de mer du large au niveau du littoral est le principal moteur de l'évolution des plages et du domaine littoral aquitain.

Au large, la houle provoque un mouvement circulaire fermé des particules d'eau (mouvement orbital). Mais lorsque la profondeur d'eau diminue, l'interaction avec le fond (réfraction) provoque l'aplatissement des orbites et la modification de la forme de l'onde : les vagues gonflent, se cambrent, puis déferlent (Illustration 25). La direction de la propagation est également modifiée.

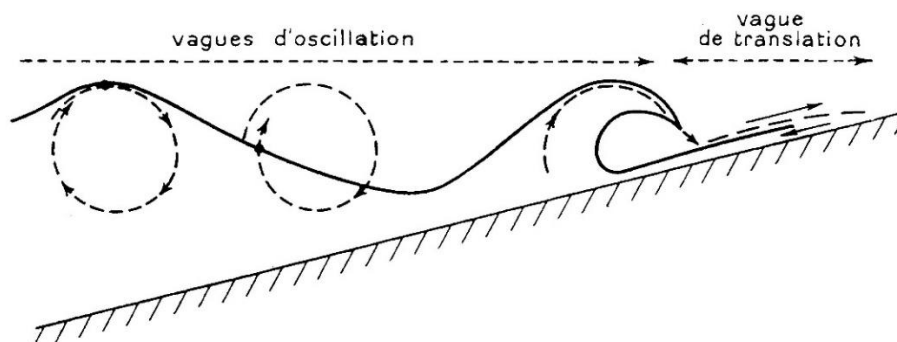


Illustration 25 - Mouvement d'une molécule d'eau propagée par une vague en fonction de la profondeur d'eau (dans Derruau, 2010)

Etats de mer au large et à la côte de la côte aquitaine

Les caractéristiques des états de mer affectant la côte aquitaine sont étudiées grâce à un réseau de bouées de mesures sur lesquels des capteurs relèvent périodiquement des informations océanographiques et météorologiques.

Au large de la côte aquitaine, quelques bouées effectuent ces mesures comme par exemple, la bouée Gascogne installée le 16 juillet 1998 à environ 300 kilomètres au large de la Gironde ($45^{\circ}13'48''\text{N}$ / 5°W). Elle est représentative des conditions météo-marines au large et mesure toutes les heures la pression atmosphérique, la température de l'air et de la mer, la vitesse et la direction du vent, l'humidité et les caractéristiques de vague. Les données côtières sont relevées, par exemple, par la bouée Cap Ferret, située à environ 15 kilomètres de la pointe du Cap-Ferret ($44^{\circ}39'9''\text{N}$ / $1^{\circ}26'48''\text{W}$), et qui mesure, depuis août 2001, les caractéristiques des houles (H_s , T_p , D_p). Une bouée similaire est installée à environ 4 km d'Anglet ($43^{\circ}31'56''\text{N}$ / $1^{\circ}36'54''\text{W}$), où la profondeur est de 50 mètres.

Afin de compléter ces mesures *in situ* discontinues spatialement et parfois temporellement, des simulations numériques ont été mises en œuvre permettant de reproduire des séries de données passées de longue durée (*hindcast*, ou simulation rétrospective) et en différents endroits du domaine océanique et côtier. Parmi ces bases de données, il est possible de citer l'Atlas Numérique des Etats de Mer Océaniques et Côtiers (ANEMOC), ou encore le Bay of Biscay Wave Atlas - Hindcast (BoBWA-H). Cette dernière base a été exploitée par Bulteau *et al.* (2013-a) sur 43 points du littoral atlantique et de la Manche en France métropolitaine. BoBWA fournit, entre autres, des séries temporelles sur les paramètres de vagues, sur la période 1958-2002, à une résolution de 10 km (BoBWA-10kH).

Etats de mer au large

Les données utilisées pour décrire le climat de houle au large sont celles de la bouée Gascogne. De par sa situation, à l'aplomb de profondeurs supérieures à 4 000 m, les vagues qu'elle enregistre ne sont pas influencées par le plancher océanique (induisant les phénomènes de gonflement, de réfraction...). Les valeurs présentées ci-après sont donc représentatives des conditions de houles océaniques, au cœur du Golfe de Gascogne.

Les données de la bouée Gascogne ont été extraites sur le site internet <http://www.emodnet-physics.eu/Portal>. Les données brutes de période et de hauteur de la houle sont représentées sur les Illustration 26 et Illustration 27. Bien que non filtrées, ces données brutes décrivent globalement les caractéristiques de la houle au large. Ainsi, les périodes des vagues dans le Golfe de Gascogne évoluent généralement entre 4 s et 15 s et la hauteur de vagues entre 0,2 m et 10 m.

La variabilité saisonnière de ces paramètres est également visible sur les Illustration 26 et Illustration 27 :

- un régime hivernal, d'octobre à avril, caractérisé par une forte proportion de houles de grande amplitude et de période longue ;
- un régime estival, de mai à septembre, durant lequel les houles sont de faible amplitude et de courte période.

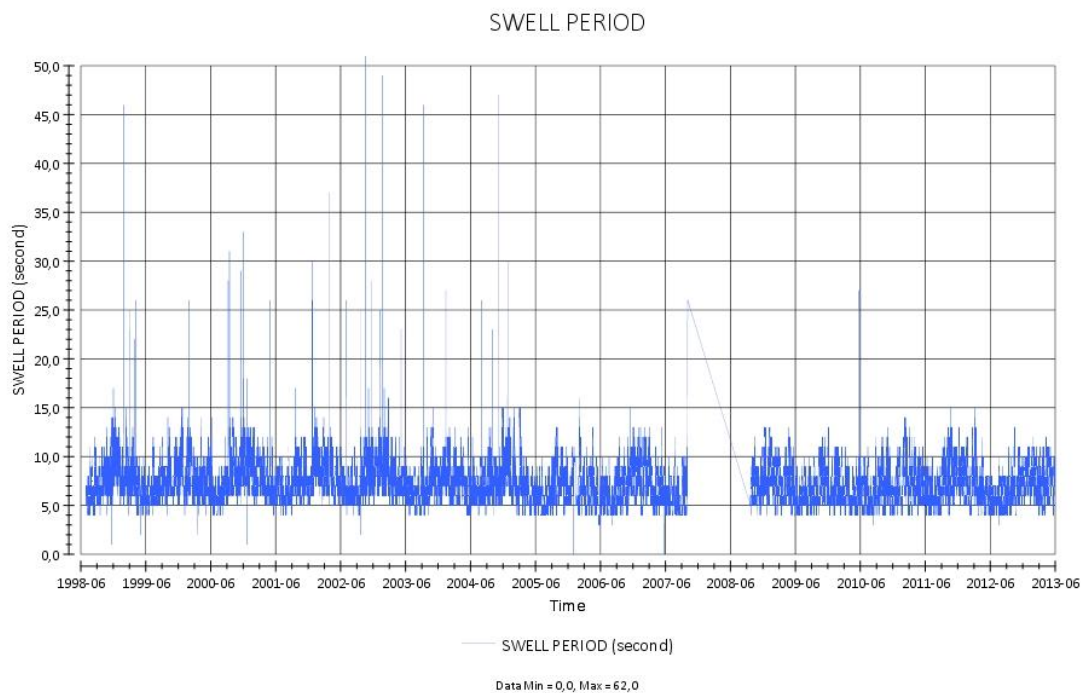
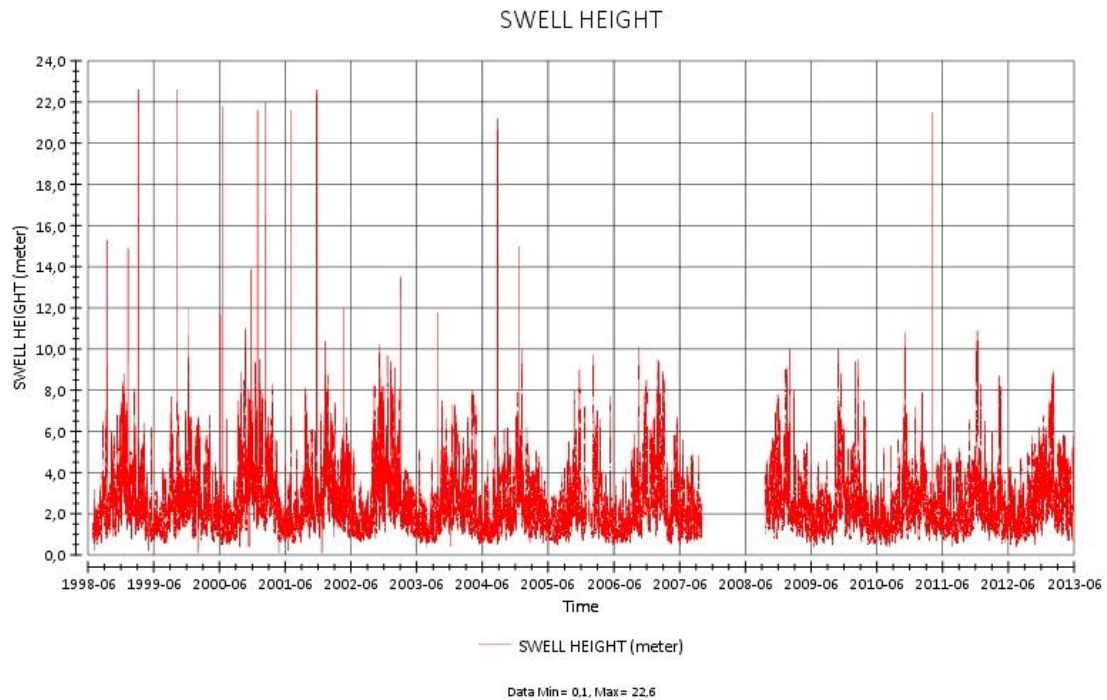


Illustration 26 - Mesures de la période de la houle à la bouée Gascogne de juillet 1998 à juin 2013
(<http://www.emodnet-physics.eu/map/>)



*Illustration 27 - Mesures de la hauteur de la houle à la bouée Gascogne de juillet 1998 à juin 2013
(<http://www.emodnet-physics.eu/map/>)*

Le point Gascogne 9 de la base de données BoBWA est situé à une localisation comparable à celle de la bouée Gascogne. Sur la période simulée (01/01/1958-31/08/2002), la moyenne des hauteurs significatives des états de mer H_s est de 2,55 m, la moyenne des directions de pic D_p est de 285° (ONO) et la moyenne des périodes de pic est égale à 11,3 s (Illustration 28). La majorité des états de mer au large a des périodes inférieures à 14 s et des hauteurs inférieures à 4 m.

	Minimum	Maximum	Moyenne	Médiane	Mode
Hs (m)	0,29	15,72	2,55	2,06	1,44
Dp (°)	0	360	285	294	293
Tp (s)	2,8	-	11,3	11,3	11,2

Hs = hauteur significative ; Dp = direction pic de provenance des vagues (convention nautique) ; Tp = période pic

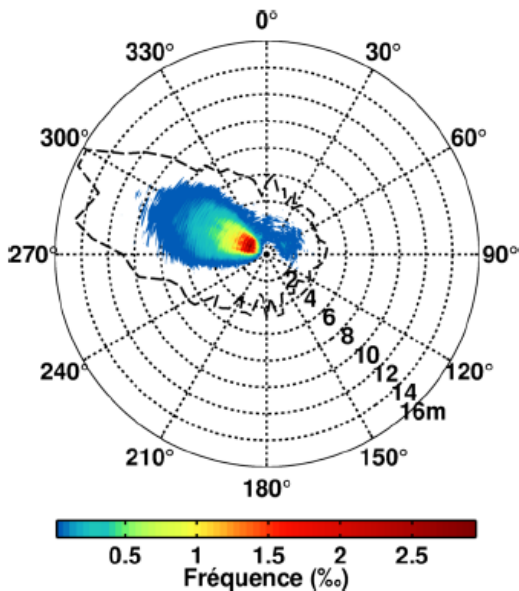


Figure 1 : Rose des vagues. La valeur de Hs se lit sur l'axe radial. L'enveloppe des points de la série temporelle est représentée par la ligne noire en pointillés. La fréquence d'occurrence des couples (Hs, Dp) est représentée par l'échelle de couleur (min = 0,02%) avec une discrétisation de 5° pour Dp et 5 cm pour Hs.

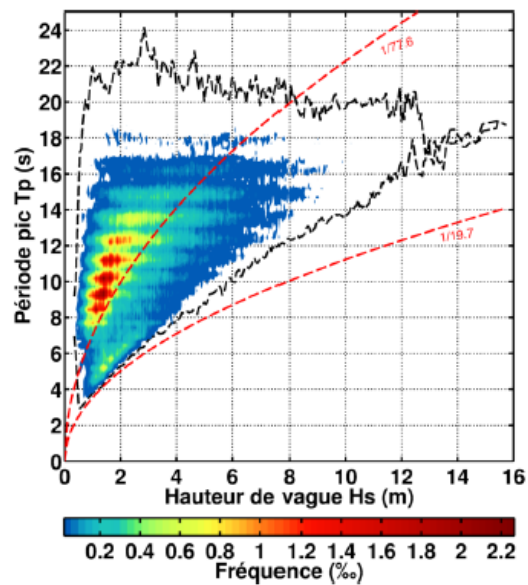


Figure 2 : Diagramme bivariable (Tp, Hs). Même symbologie que la Figure 1. Pour la fréquence d'occurrence, Tp est discrétisée toutes les 0,25 s et Hs tous les 5 cm. Sont représentées également par des lignes rouges en pointillés les limites de cambrure (pente) 1/19,6 et 1/77,6. La mer de vent se développe entre les deux limites ; les houles longues se développent au-delà de la limite 1/77,6.

Illustration 28 - Analyse des données des états de mer de la base de données BoBWA-10kH dans le golfe de Gascogne (point Gascogne 9, Bulteau et al., 2013-a)

Etats de mer à proximité de la côte

Les données utilisées pour décrire les états de mer à proximité de la côte sont celles de la bouée du Cap Ferret, qui émerge à près de 13 km à l'ouest de la côte et à 54 mètres au-dessus du plancher océanique.

Les données de la bouée du Cap Ferret sont disponibles sur le site internet : candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr. A la date de consultation du 5 janvier 2017, le site fournit une analyse sur les enregistrements de hauteur significative et de période de la houle, d'août 2001 à septembre 2016. Toutefois, un manque de données sur des périodes plus ou moins longues est à considérer (pas de données pour les années 2004 à 2006 par exemple).

La moyenne des hauteurs significatives (H_s ou $H_{1/3}$: moyenne du tiers supérieur des hauteurs des vagues) enregistrées par la bouée du Cap Ferret sur l'ensemble de la période 2001-2016 indique (Illustration 29, à gauche) :

- plus de 70 % des vagues sont inférieures ou égales à 2 m ;
- environ 25% se situent entre 2 et 4 m ;
- seulement 5% sont supérieures à 4 m.

La gamme des périodes des houles est de 4 à 16 s, avec plus de 80 % des périodes mesurées comprises entre 6,6 s et 12,1 s.

A Anglet, la bouée a enregistré ces mêmes paramètres de novembre 2009 à septembre 2016. Les résultats disponibles indiquent que (Illustration 29, à droite) :

- environ 70 % des vagues sont inférieures ou égales à 2 m ;
- environ 22 % se situent entre 2 et 4 m.

La similarité des hauteurs significatives des vagues entre Cap Ferret et Anglet traduit l'homogénéité des états de mer au droit de la côte sableuse aquitaine. Cette homogénéité est également constatée pour les périodes de pic, comprises à Anglet pour plus de 80 % d'entre elles entre 6 s et 12 s et à plus de 90 % entre 5 s et 15 s.

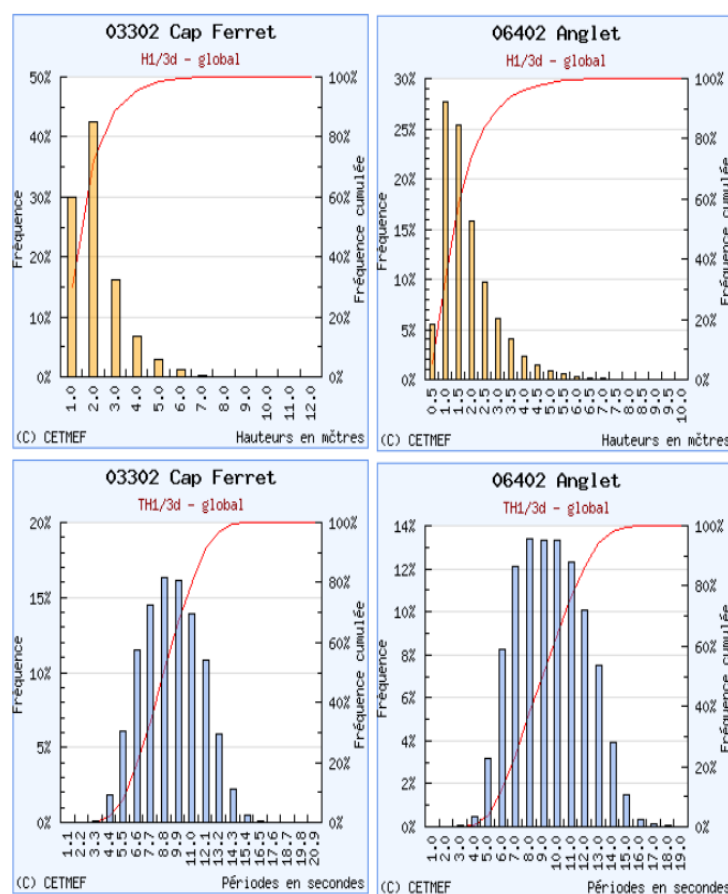


Illustration 29 - Histogrammes de fréquences des hauteurs significatives des états de mer et des périodes de pic disponibles sur le site internet Candhis à la date du 05 janvier 2017 pour les bouées Cap Ferret et Anglet (<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>)

Les simulations rétrospectives des états de mer délivrées par BoBWA-10kH dans Bulteau *et al.* (2013-a) indiquent au point Gascogne 11 (localisation comparable à celle de la bouée Cap Ferret) une moyenne des hauteurs significatives de 1,78 m, une moyenne des directions du pic de provenance de 290° et une moyenne des périodes pics de 11,3 s (Illustration 30).

	Minimum	Maximum	Moyenne	Médiane	Mode
Hs (m)	0,14	10,00	1,78	1,48	1,15
Dp (°)	0	360	290	290	290
Tp (s)	2,3	-	11,3	11,3	12,3

Hs = hauteur significative ; Dp = direction pic de provenance des vagues (convention nautique) ; Tp = période pic

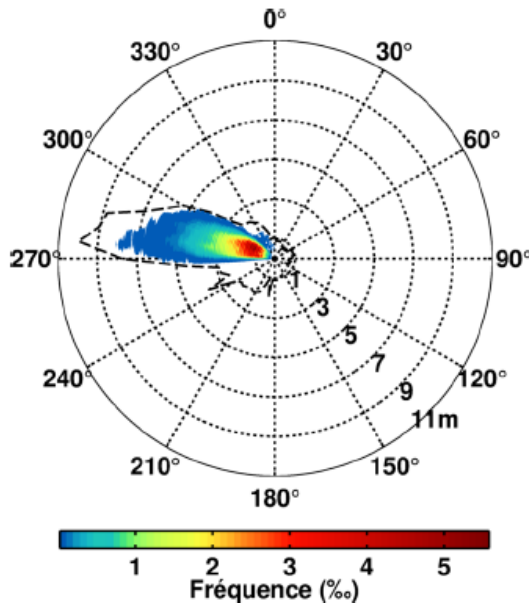


Figure 1 : Rose des vagues. La valeur de Hs se lit sur l'axe radial. L'enveloppe des points de la série temporelle est représentée par la ligne noire en pointillés. La fréquence d'occurrence des couples (Hs, Dp) est représentée par l'échelle de couleur (min = 0,02‰) avec une discrétisation de 5° pour Dp et 5 cm pour Hs.

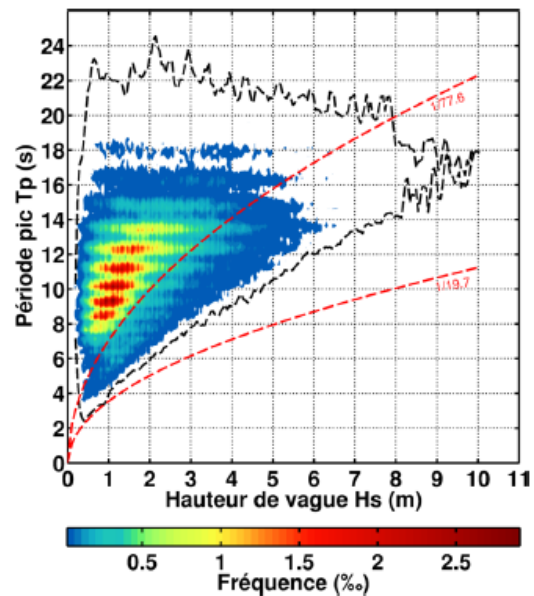


Figure 2 : Diagramme bivariable (Tp, Hs). Même symbologie que la Figure 1. Pour la fréquence d'occurrence, Tp est discrétisée toutes les 0,25 s et Hs tous les 5 cm. Sont représentées également par des lignes rouges en pointillés les limites de cambrure (pente) 1/19,6 et 1/77,6. La mer de vent se développe entre les deux limites ; les houles longues se développent au-delà de la limite 1/77,6.

Illustration 30 - Analyse des données des états de mer de la base de données BoBWA-10kH dans le golfe de Gascogne (point Gascogne 11, Bulteau et al., 2013-a)

Variabilité saisonnière

La variabilité saisonnière des états de mer dans le Golfe de Gascogne a été présentée sur l'Illustration 26 et l'Illustration 27. On distingue :

- un régime hivernal, d'octobre à avril, caractérisé par une forte proportion de houles avec de grandes hauteurs et des périodes longues ;
- un régime estival, de mai à septembre, durant lequel les états de mer sont de faibles hauteurs et de courtes périodes.

Plus précisément, les simulations rétrospectives offrent des jeux de données à partir desquels les paramètres Hs, Tp et Dp sont statistiquement analysés. Douze états de mer caractéristiques en termes de d'occurrence et d'énergie ont été ainsi mis en évidence par Butel et al. (2002) et plus récemment par

Abadie *et al.* en 2006, à partir d'un jeu de données couvrant une période de 8 ans, extraites dans le Golfe de Gascogne (2°30'W/44°N), simulées à l'aide du modèle WW3¹³.

Le Cozannet *et al.* (2010) ont exploité la ré-analyse ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005 ; modèle exploitant les mesures des conditions atmosphériques du globe sur la période 09/1957 à 08/2002) de l'ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts). Sterl et Caires (2004) ont utilisé les données de vent à 10 m de la réanalyse ERA-40, pour modéliser les paramètres de vagues, notamment la hauteur spectrale significative (qui peut être considérée comme égale à la hauteur significative des vagues en eaux profondes), la période moyenne et la direction moyenne. Ces données montrent une bonne corrélation avec les données de période et de hauteur significative mesurée par la bouée Gascogne (42,2°N/5°W) pendant la période de recouvrement de juillet 1998 à août 2002. La classification en 12 états de mer établie par Butel *et al.* (2002) et Abadie *et al.* (2006) est reprise dans l'analyse de ce jeu de données qui couvre la période 1957 - 2002, extraite dans le Golfe de Gascogne, non loin de la bouée Gascogne (Illustration 31).

Résultats de la classification des vagues au point de la maille 45°N / 5°W d'ERA-40

Nom de la classe	Description (Type, direction d'incidence, saisonnalité)	Barycentre de la classe			Occurrence (%)
		Hs (m)	T (s)	D (°)	
A	WIND SEA / ENE / annual	2 m	6.2 s	62°	3.4 %
B	INTER 1 / N / annual	1.6 m	6.6 s	2°	5.4 %
C	INTER 1 / W / mostly spring, summer, autumn	1.8 m	6.9 s	271°	7.1 %
D	INTER 1 / NW / mostly spring, summer, autumn	1.3 m	6.8 s	315°	11.1 %
E	INTER 2 / NW / mostly spring, autumn, winter	2.7 m	8.7 s	319°	7.2 %
F	INTER 2 / W / mostly spring, autumn, winter	3.3 m	8.6 s	271°	7.3 %
G	SWELL 1 / WNW / mostly spring, summer, autumn	1.3 m	8.3 s	294°	16.6 %
H	SWELL 1 / WNW / annual	1.8 m	10.0 s	293°	15.7 %
I	SWELL 2 / WNW / mostly spring, autumn, winter	2.7 m	11.5 s	291°	12.4 %
J	SWELL 2 / WNW / spring, autumn, winter	4.1 m	13.0 s	291°	4.7 %
K	STORM / WNW / spring, autumn, winter	4.8 m	10.1 s	285°	6.5 %
L	STORM / WNW / spring, autumn, winter	7.1 m	11.9 s	285°	2.6%

Illustration 31 - Classification des états de mer et valeurs moyennes de leurs caractéristiques (Hs, Tp et Dp) établies à partir du jeu de données ERA-40 dans le Golfe de Gascogne (Le Cozannet *et al.*, 2010)

Cette classification fait apparaître un état de mer de vent (WIND SEA), des mers intermédiaires plus ou moins énergétiques (INTER 1 et INTER 2), des houles plus ou moins énergétiques (SWELL 1 et SWELL 2) et deux états correspondant aux plus fortes houles appelé ici STORM. La saisonnalité de ces différents états de mer est également déterminée et confirme les observations précédentes. Les houles d'hiver (SWELL 2, INTER 2, STORM) présentent des hauteurs significatives supérieures à 2 m et des périodes longues (supérieures à 8 s, fréquemment supérieures à 10 s). A l'inverse, les houles d'été (INTER 1, SWELL1) sont d'amplitudes moindres, inférieures à 2 m, avec des périodes relativement plus courtes (inférieures à 10 s).

¹³ WAVEWATCH 3

Variabilité inter-annuelle

Les correspondances entre les régimes de temps pluri-annuels décrits au chapitre 2.4.1 et les climats de houle simulés sur la période 1958-2001 (base de données BoBWA) ont été identifiées. Pour ce faire, les corrélations entre les occurrences saisonnières de chaque régime climatique (NAO+, NAO-, AR, BL, cf. chapitre 2.4.1) et les anomalies saisonnières de climats de houle dans le Golfe de Gascogne (hauteurs significatives, périodes du pic et directions du pic de provenance) ont été calculées (Charles, 2012).

Les résultats démontrent que les conditions de houle présentent une corrélation forte avec au moins l'un des quatre régimes de temps. En hiver, les régimes de temps NAO+ et NAO- sont les plus influents, tandis qu'en été, la contribution du régime AR est également influente (Illustration 32 et Illustration 33).

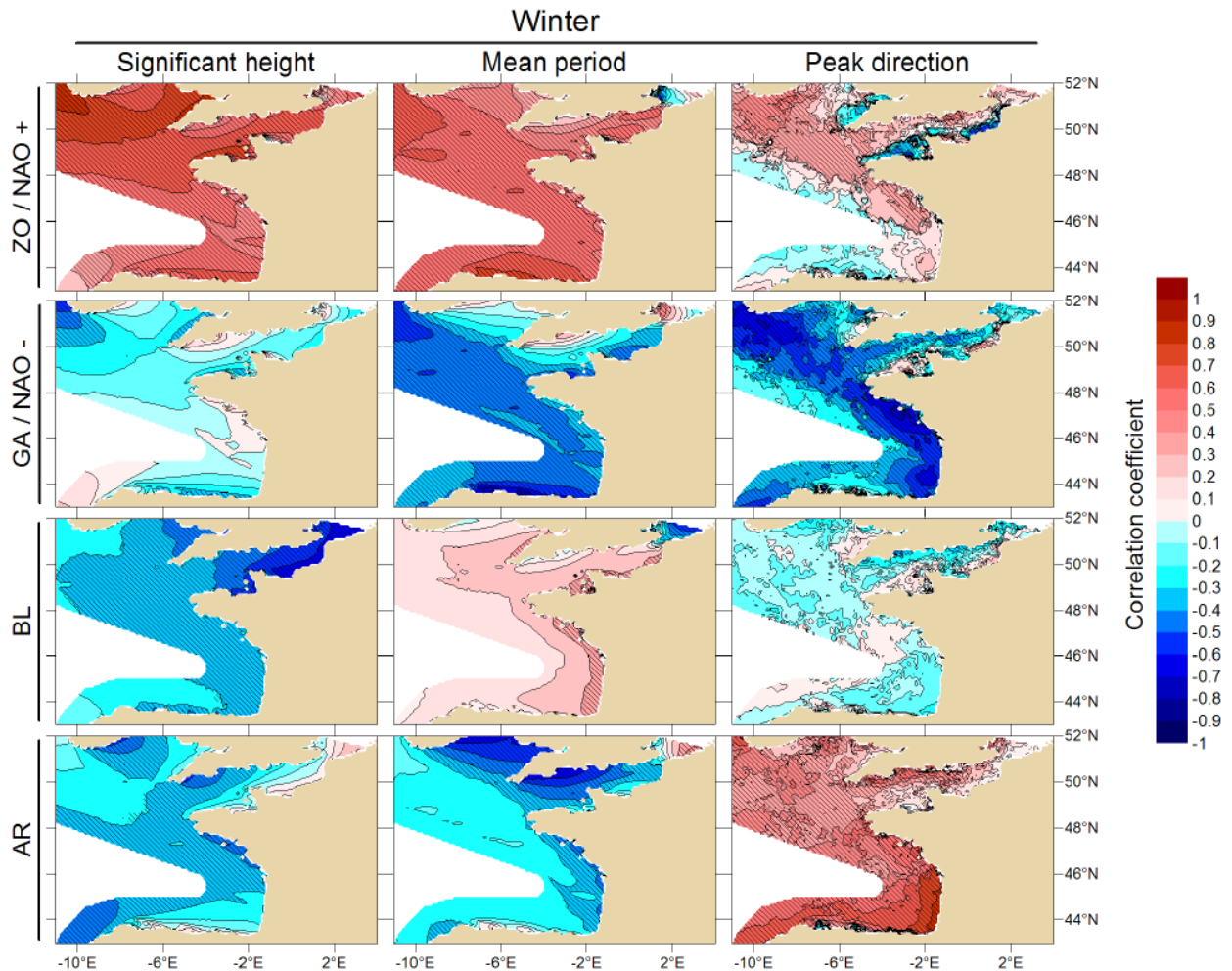


Illustration 32 - Cartes des corrélations entre l'occurrence des régimes de temps de l'Atlantique Nord et les anomalies de hauteur, période et direction des vagues dans le Golfe de Gascogne en hiver. Les zones hachurées indiquent un coefficient de corrélation significatif à plus de 95 % (Charles, 2012)

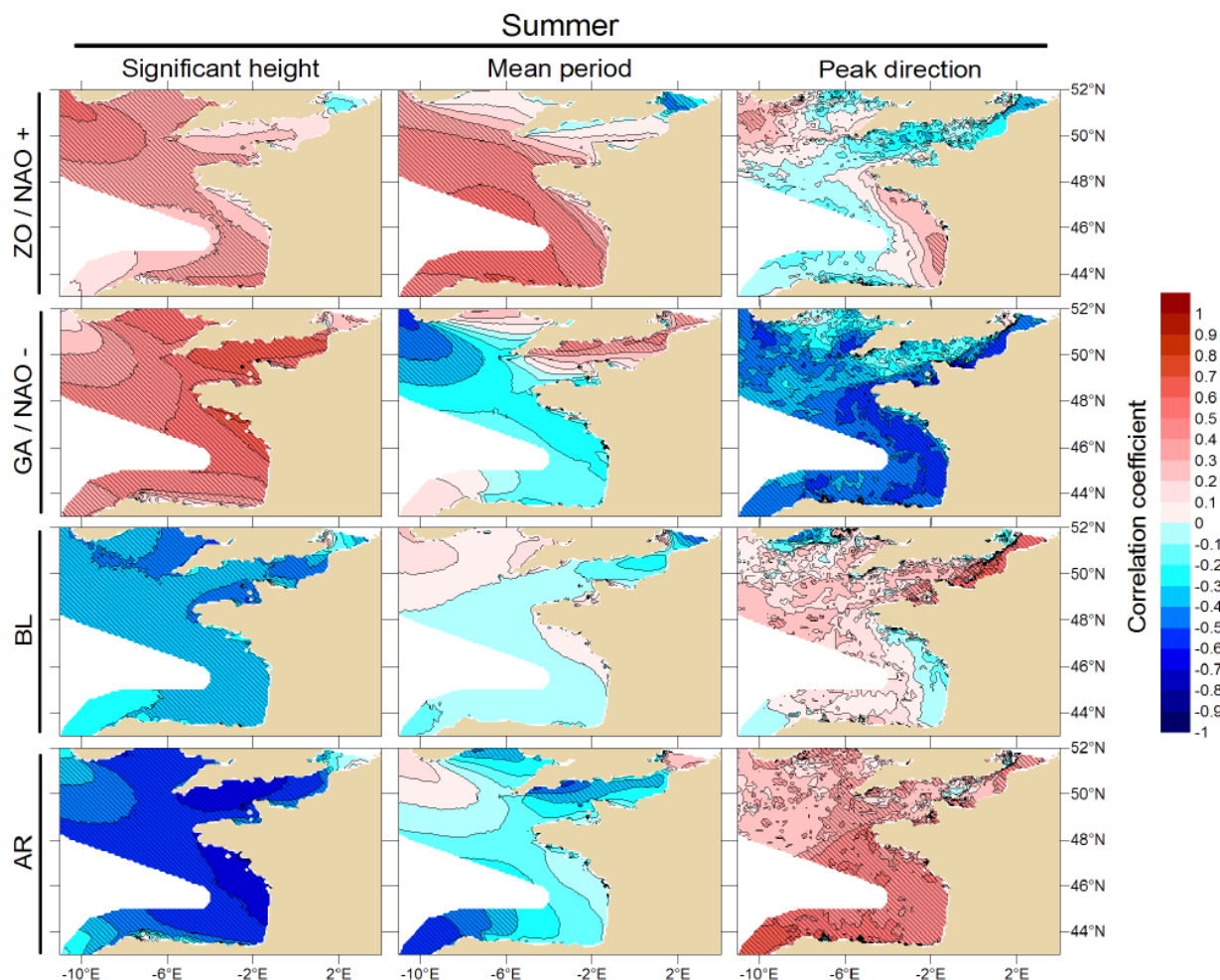


Illustration 33 - Carte des corrélations entre l'occurrence des régimes de temps de l'Atlantique Nord et les anomalies de hauteur, période et direction des vagues dans le Golfe de Gascogne en été. Les zones hachurées indiquent un coefficient de corrélation significatif à plus de 95 % (Charles, 2012)

Les régimes de temps NAO+ et NAO- influencent significativement les caractéristiques des houles ; un lien étant identifié quasi-systématiquement à travers au moins deux des paramètres de la houle, quelle que soit la saison. Une corrélation entre les régimes de temps BL et AR et les caractéristiques des houles est également mise en évidence, notamment sur les hauteurs significatives des vagues.

Plus précisément, en hiver, les anomalies de hauteur et de période de vague sont fortement corrélées à l'occurrence du régime NAO+. En revanche, les anomalies de hauteur de vague ne sont pas significativement corrélées avec l'occurrence du régime NAO-, mais un lien est identifié entre l'occurrence de ce régime et les anomalies de période de vague.

En période estivale, les anomalies de hauteur de vague présentent une corrélation forte avec l'occurrence des régimes NAO- et AR. Seule l'occurrence du régime NAO+ est corrélée significativement avec les anomalies de période de vague.

Enfin, en été comme en hiver, les anomalies de direction sont liées à l'occurrence des régimes NAO- et AR.

Ces relations peuvent être expliquées par les vents de surface induits par les différents régimes de temps, qui influencent alors les conditions de vagues.

2.4.5. Les tempêtes

Définition des tempêtes

L'échelle empirique de Beaufort propose une classification des tempêtes sur les critères principaux de vitesse des vents et d'observations visuelles de l'environnement, et notamment des états de mer. Il n'y a cependant pas de correspondance établie avec les caractéristiques de ces états de mer, comme la hauteur significative des houles par exemple.

D'après le site de Météo-France, en mer, selon l'échelle empirique de Beaufort, les conditions de tempêtes (10 Beaufort) se rencontrent pour des vents moyens très forts, supérieurs à 89 km/h et un état de mer au large caractérisé par de très grosses lames à longues crêtes en panache, une surface des eaux blanches et un déferlement intense et brutal. Au-dessus de 103 km/h, on parle alors de fortes tempêtes (11 Beaufort), pour lesquelles l'état de mer est caractérisé par des lames exceptionnellement hautes ; partout, le bord de la crête des lames est soufflé et donne de la mousse (source :

<http://www.meteofrance.fr/documents/10192/21101/27507-48.pdf/8e4aa8fa-2c86-4a48-b4eb-bfa7a8689694>).

En hiver, le littoral atlantique, ouvert sur le Golfe de Gascogne, est exposé à ces phénomènes tempétueux. Durant ces épisodes, les fortes houles du large transformées à la côte engendrent des vagues pouvant atteindre 6 à 10 m, potentiellement génératrices de profonds changements morphologiques sur les plages.

Périodes de retour des vagues générées lors des tempêtes

Afin d'identifier le caractère exceptionnel d'un événement, la notion de période de retour est classiquement utilisée. Cette notion correspond à « la moyenne, à long terme du temps ou du nombre d'années, séparant un événement de grandeur donnée d'un second événement d'une grandeur égale ou supérieure » (source : www.georisques.fr).

Bulteau *et al.* (2013-a) propose une analyse des valeurs extrêmes des vagues à partir des données de la base BoBWA-10kH, basée sur des séries temporelles de paramètres de vague déterminées par modélisation rétrospective entre 1958 et 2001. La méthode *Peaks Over Threshold (POT)* de détection des événements extrêmes est mise en œuvre et une loi *Generalised Pareto Distribution (GDP)* est ajustée aux données de tempêtes ainsi identifiées.

Pour les côtes de l'Atlantique et de la Manche, 43 fiches de synthèse décrivent les différents sites d'analyses sélectionnés, et fournissent une analyse des paramètres de vagues en ce point (H_s , T_p et D_p), ainsi que des valeurs extrêmes. Pour ces dernières, des hauteurs de vagues pour des périodes de retour définies sont fournies, quelle que soit la direction du pic. L'illustration 35 indique ces données pour une position analogue à celle de la bouée Gascogne (Gascogne 9), et à quelques kilomètres des côtes de la Gironde (Gascogne 8) et des Landes (Gascogne 13) (Illustration 34).

Les résultats indiquent logiquement des valeurs de H_s plus élevées au large qu'à la côte (Gascogne 9) et légèrement plus faibles en Gironde (Gascogne 8) que dans les Landes (Gascogne 13) à la côte. Pour une période de retour de 100 ans, ces valeurs sont respectivement de 16,12 m, 10,67 m et 11,43 m.

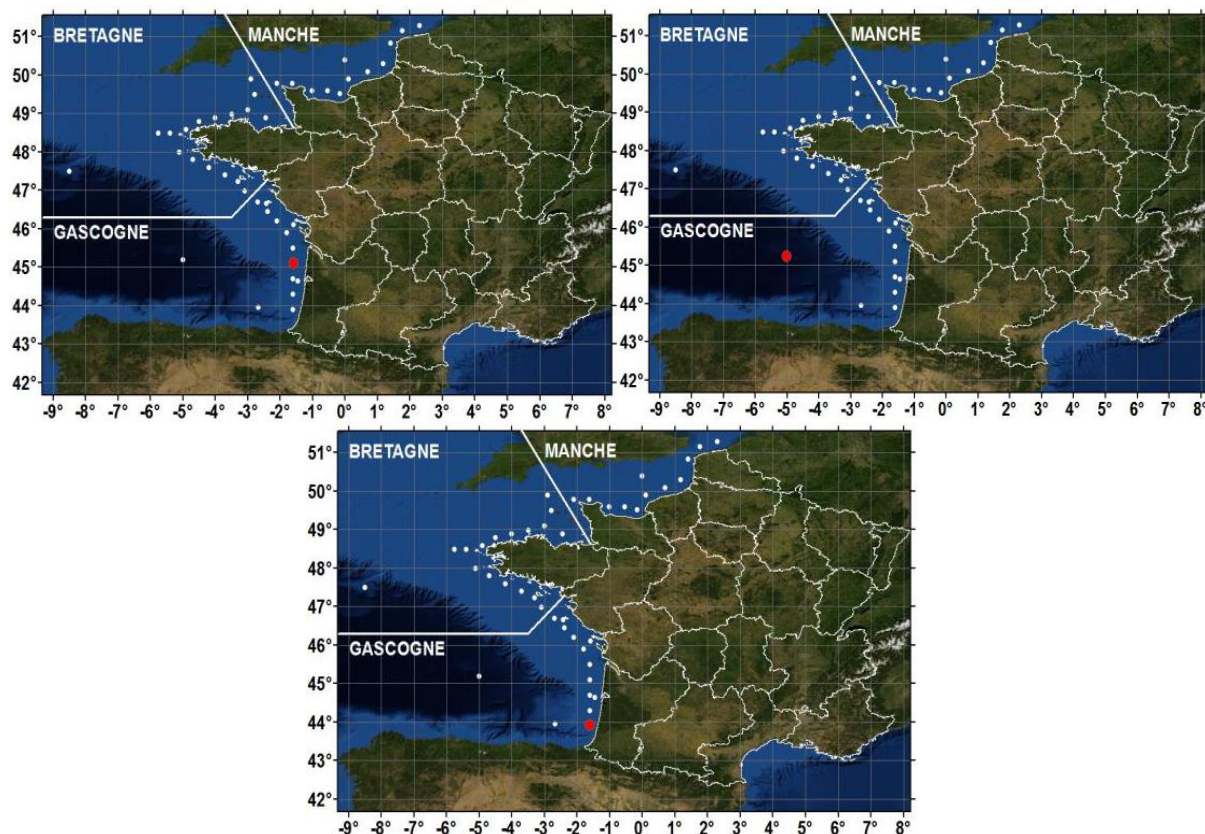


Illustration 34 - Localisation des points Gascogne 8 (en haut à gauche), Gascogne 9 (en haut à droite) et Gascogne 13 (en bas) dans la base de données BobWA-10kH (Bulteau et al., 2013-a)

Période de retour (ans)	Valeur de retour (m)	Intervalle de confiance à 68% (m)	Intervalle de confiance à 95% (m)
1	7,35	[7,25 ; 7,45]	[7,15 ; 7,55]
10	9,28	[9,03 ; 9,54]	[8,79 ; 9,78]
20	9,75	[9,41 ; 10,09]	[9,08 ; 10,42]
50	10,30	[9,82 ; 10,79]	[9,35 ; 11,25]
100	10,67	[10,06 ; 11,28]	[9,48 ; 11,87]

Période de retour (ans)	Valeur de retour (m)	Intervalle de confiance à 68% (m)	Intervalle de confiance à 95% (m)
1	10,22	[10,09 ; 10,34]	[9,97 ; 10,46]
10	13,28	[12,83 ; 13,74]	[12,40 ; 14,17]
20	14,16	[13,53 ; 14,80]	[12,91 ; 15,41]
50	15,29	[14,32 ; 16,26]	[13,38 ; 17,19]
100	16,12	[14,83 ; 17,40]	[13,59 ; 18,64]

Période de retour (ans)	Valeur de retour (m)	Intervalle de confiance à 68% (m)	Intervalle de confiance à 95% (m)
1	7,39	[7,29 ; 7,50]	[7,19 ; 7,59]
10	9,72	[9,41 ; 10,02]	[9,12 ; 10,31]
20	10,29	[9,88 ; 10,70]	[9,49 ; 11,09]
50	10,97	[10,37 ; 11,56]	[9,80 ; 12,13]
100	11,43	[10,67 ; 12,19]	[9,94 ; 12,92]

Illustration 35 - Valeurs de retour de hauteur significative des vagues H_s aux points Gascogne 8, 9 et 13 (de haut en bas) (Bulteau et al., 2013-a)

Surcote / Niveau

L'ouvrage coordonné par H. Le Treut en 2013, « Les impacts du changement climatique en Aquitaine », fournit des indications d'ordre général sur les valeurs de surcote et de niveau d'eau (Le Treut, 2013). Le paragraphe suivant est extrait de cet ouvrage.

Sur la côte aquitaine (Truc Vert), pendant les événements énergétiques, le set-up est de l'ordre de 1/5 à 1/12 de la hauteur significative des vagues au large, selon les événements. Les marégraphes mesurent un niveau d'eau total incluant la marée, la surcote atmosphérique et parfois le set-up. En termes de surcotes, d'après les analyses du SHOM-CETMEF (2008), les surcotes de pleine mer annuelle et décennale seraient de 0,4 m et 0,6 m à Socca et 0,7 m et 0,9 m à la pointe de Grave (Verdon). Cette surcote résulte principalement de la surcote atmosphérique, mais comporte aussi une signature du wave set-up. Il n'existe pas à ce jour de technique permettant de dissocier sans ambiguïté ces deux contributions à partir d'un signal unique de niveau d'eau mesuré. Aussi, du fait d'un set-up généralement plus faible dans les ports que le long des littoraux naturels, les surcotes obtenues à partir des mesures marégraphiques situées dans les ports de la côte aquitaine sont plutôt à considérer comme une limite inférieure des valeurs pouvant affecter le littoral aquitain. Le long des littoraux exposés, quelques travaux ont été réalisés visant à estimer le set-up. Ainsi, pour la plage du Truc Vert, directement exposée aux vagues, Idier *et al.* (2012) indiquent par exemple que le set-up, pendant les événements Johanna (mars 2008), Quentin (février 2009) et Xynthia (février 2010) est globalement du même ordre de grandeur que la surcote atmosphérique. Le set-up y atteindrait des valeurs comprises entre 0,45m et 0,9m tandis que les valeurs de surcote atmosphériques seraient comprises entre 0,5m et 0,9m, selon l'événement considéré.

(Extrait de Le Treut, 2013)

Les statistiques des niveaux extrêmes de pleine mer sont calculées par le SHOM et le CETMEF sur la base des enregistrements marégraphiques au niveau des ports de référence sur la façade Manche-Atlantique (SHOM/CETMEF, 2012). Les cartes interpolées produites à partir de ces données ne prennent donc pas en compte, de façon suffisamment précise, la surcote liée au déferlement des vagues (wave setup) pour les plages ouvertes de la côte aquitaine et sont donc à considérer comme une limite inférieure des niveaux extrêmes. L'illustration 36 montre que les niveaux maximaux pour un événement de période de retour de 100 ans sont atteints au centre du département de la Gironde et à l'embouchure de l'estuaire (+3,60 m NGF/IGN69). Ils décroissent du nord au sud, avec des niveaux d'environ +3 m NGF/IGN69 dans les Landes, puis augmentent de nouveau atteignant une cote de l'ordre de +3,10 m NGF/IGN69 dans le Pays Basque.

Le BRGM (Bulteau *et al.*, 2013-b) a appliqué la méthode des probabilités conjointes pour des événements extrêmes, qui permet de prendre en compte la dépendance entre les variables (H_s et niveau d'eau d'une part, H_s et T_p d'autre part). Pour le secteur de Mimizan, cette étude établit un niveau d'eau total centennal au rivage de +3,34 m à +3,35 m par rapport au niveau moyen des mers¹⁴ selon la pente de la plage. Cette valeur prend en compte la surcote centennale liée au setup de 1,10 m, évaluée à partir de la formule empirique de Stockdon (2006).

En 2016, Mugica *et al.* ont déterminé, selon la même méthode des probabilités conjointes, un niveau d'eau centennal au droit du Bassin d'Arcachon de +2,41 m par rapport au niveau moyen (marée astronomique + surcote atmosphérique), à laquelle s'ajoute une surcote liée au déferlement des vagues (wave setup) de 0,4 m, portant le niveau d'eau total centennal à +2,81 m/NM au rivage (après le déferlement).

¹⁴ Niveau moyen des mers : Hauteur moyenne de la surface marine, mesurée à un marégraphe, sur une période de temps donnée, par rapport à un repère fixe sur la côte. Le niveau moyen des mers est à distinguer du zéro hydrographique (niveau de référence des cartes marines et des annuaires de marée, voisin du niveau des plus basses mers astronomiques) et du zéro de l'IGN correspondant à la cote altimétrique 0 m dans un référentiel altimétrique légal (NGF/IGN69 en France métropolitaine).

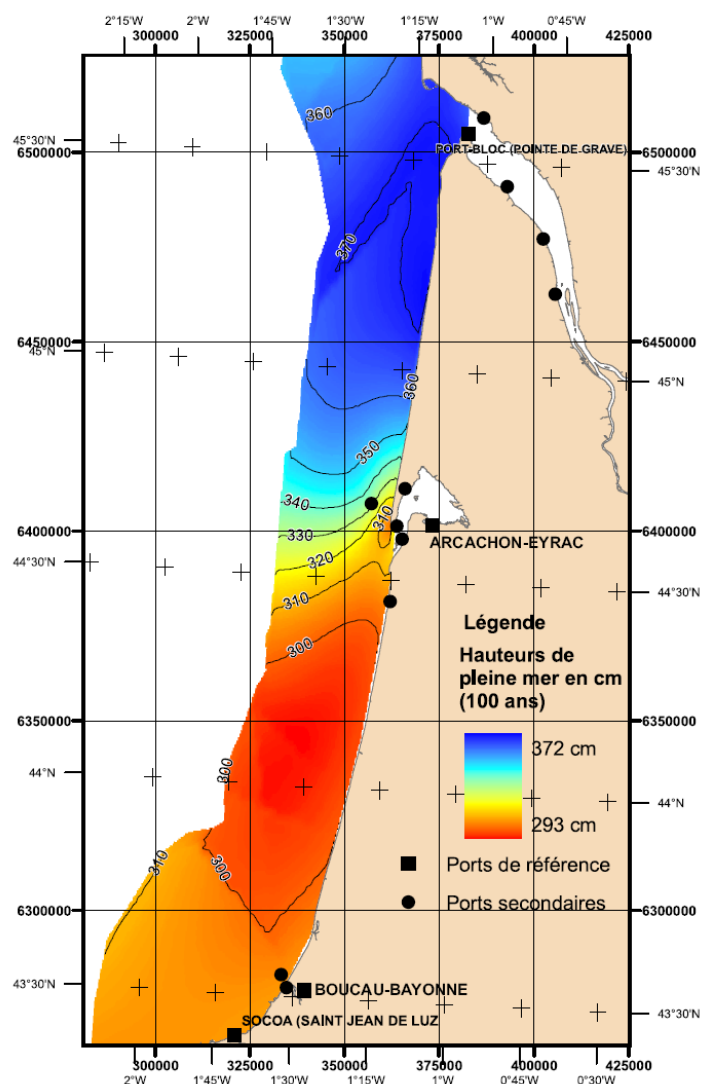


Illustration 36 - Carte de niveaux extrêmes de pleine mer, le long de la côte aquitaine (période de retour 100 ans, SHOM/CETMEF, 2012)

Tempêtes récentes en Aquitaine

Depuis 1960, une cinquantaine de fortes tempêtes marines ont atteint le littoral aquitain en y provoquant des dommages parfois très conséquents (par exemple, l'ex-cyclone tropical Hortense en 1984, la tempête de décembre 1987, 5 tempêtes successives en janvier et février 1990). Parmi les événements les plus récents, qui ont impacté plus ou moins fortement la côte, on retient : les tempêtes Martin le 28 décembre 1999, Klaus le 24 janvier 2009, Xynthia le 28 février 2010, Joachim du 15 au 18 décembre 2011 et la succession de tempêtes de l'hiver 2013-2014. Les impacts des tempêtes sur les plages sont extrêmement variables en fonction des caractéristiques intrinsèques de l'événement (durée, direction et vitesse des vents, isobares dépressionnaires, etc.), de l'exposition du littoral et de sa vulnérabilité (budget sédimentaire, morphologie de la plage, etc.). Les évolutions au niveau du trait de côte et des dunes sont liées plus particulièrement à la concordance de plusieurs phénomènes : des vagues très énergétiques, des conditions de marée défavorables (haute, forts coefficients) et une surcote importante.

La succession d'événements de tempêtes sur un court laps de temps est également à prendre en compte. En effet, de nombreuses études ont montré que l'impact cumulé de séquences de tempête, de période de

retour plutôt faible, pouvait générer des érosions plus importantes qu'un évènement unique de période de retour pluri-décennale (Birkemeier *et al.*, 1999; Ferreira, 2005; Castelle *et al.*, 2007-b; Splinter *et al.*, 2014; Karunarathna *et al.*, 2014 ; Castelle *et al.*, 2015).

Le dernier évènement particulièrement énergétique survenu sur la côte aquitaine est l'épisode de tempêtes de l'hiver 2013/2014. Cette succession de tempêtes entre décembre 2013 et mars 2014 a été étudiée par l'Observatoire de la Côte Aquitaine (Bulteau *et al.*, 2014).

Cette étude conclut à un caractère exceptionnel de ces tempêtes en raison essentiellement de leur succession et de leurs durées cumulées.

En effet, bien que l'intensité de chaque évènement pris indépendamment soit modérée à forte (période de retour maximale estimée à 20 ans pour la hauteur significative des vagues mesurées lors de la tempête Hercules le 6 janvier), la succession rapprochée dans le temps des tempêtes a provoqué des conséquences exceptionnelles en termes d'érosion et/ou submersion. Sur les huit évènements les plus importants au regard de la hauteur significative des vagues entre le 23/12/2013 et le 27/03/2014, une période de retour de 10 ans, pour ce paramètre, a été déterminée pour quatre d'entre eux (Illustration 37).

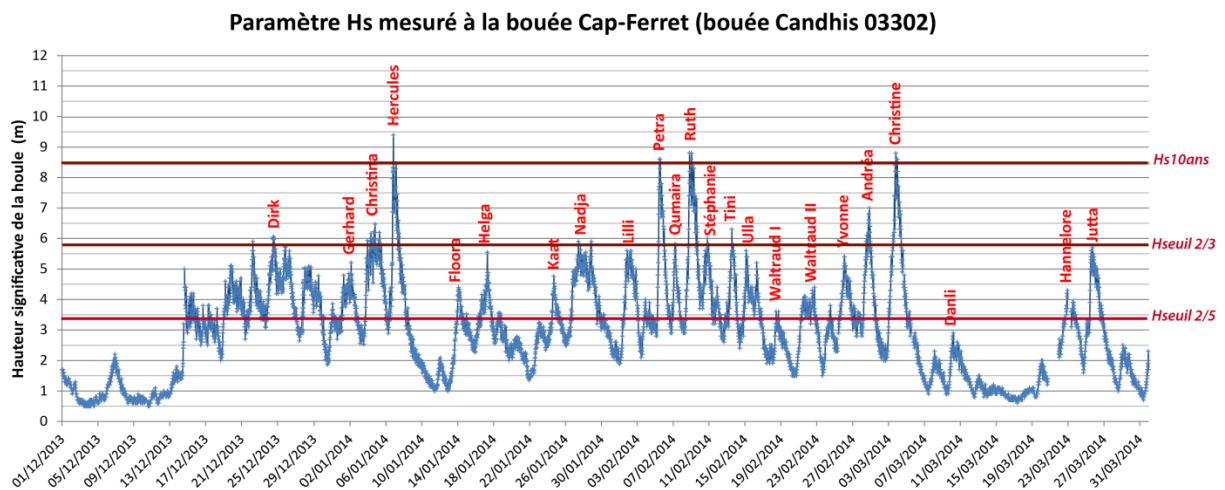


Illustration 37 - Hauteurs significatives des vagues observées à la station Cap Ferret et dénomination de situations météorologiques tempétueuses associées (Bulteau *et al.*, 2014)

Il est à noter enfin une puissance de la houle estimée à partir de la théorie linéaire de la houle très nettement supérieure aux données historiques (Illustration 38).

Bases de données	Puissance moyenne en kW par unité de longueur de crête de vague (kW normé par rapport à l'hiver 2013-2014)	Provenance	Observations ⁴
Bouée Cap Ferret 2013-2014	200 (1,0)	283°	97%
Bouée Cap Ferret 2012-2013	102 (0,5)	287°	93%
Bouée Cap Ferret 2011-2012	83 (0,4)	291°	96%
Bouée Cap Ferret 2008-2009	96 (0,5)	286°	99%
BoBWA 1958-2002	71 < . < 173 (0,4 < . < 0,9)	277° < . < 287°	44 hivers

Illustration 38 - Estimation de la puissance moyenne des houles hivernales (décembre à mars) au niveau du point Cap Ferret (mesures bouée et BoBWA) (Bulteau *et al.*, 2014)

2.5. TRANSPORT SEDIMENTAIRE ET MORPHODYNAMIQUE LITTORALE

2.5.1. Effets de la transformation des houles

Quand elles atteignent la côte et déferlent sur la plage, les vagues génèrent des courants qui sont capables de transporter les sédiments, sables et graviers. A des échelles spatio-temporelles suffisamment fines, on observe qu'une série de vagues déferlantes dégage une énergie suffisante pour provoquer la remise en suspension du sable et des mouvements sédimentaires particulièrement complexes, turbulents et difficiles à reproduire. Mais à une échelle de temps plus longue, il est possible de simplifier le transport sédimentaire, induit par la transformation et le déferlement de la houle à la côte, en le décomposant en une dynamique (mouvements) transversale modifiant le profil morphologique, et en une dynamique longitudinale à la côte.

Dynamique sédimentaire transversale

Les petits fonds induisent des modifications sur les caractéristiques des vagues qui se propagent depuis le large vers la côte (Illustration 39). Sur leur trajet, la diminution de la profondeur induit une modification de la forme de l'onde en augmentant la taille et la cambrure des vagues dans la zone de levée, jusqu'à devenir instable (zone des brisants) et provoquer leur déferlement (zone de déferlement). Au plus près de la côte, se trouve la zone de jet de rive. L'énergie libérée par ces processus déplace les particules d'eau qui suivent des trajectoires, d'abord circulaires, puis ellipsoïdales, et enfin alternatives dans la zone de jet de rive.

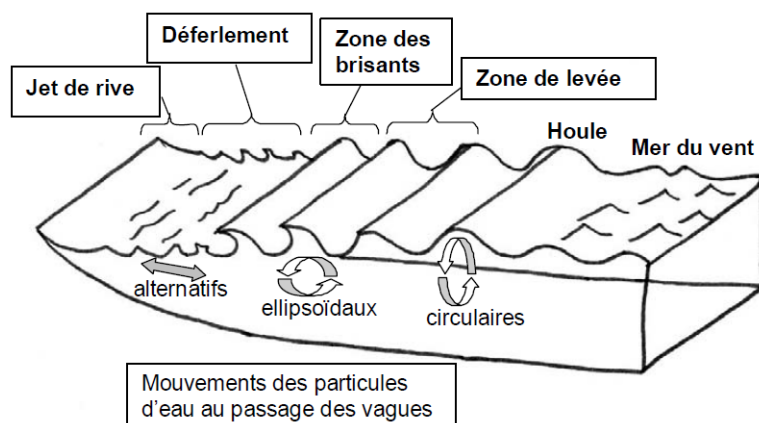


Illustration 39 - Transformation des vagues à l'approche de la côte (Desmazes, 2005)

Si la houle est suffisamment énergétique, les sédiments situés au fond sont également mobilisés. L'Illustration 40 propose une représentation schématisée des mouvements de sédiments dans les zones particulièrement énergétiques des brisants, de déferlements et de jet de rive.

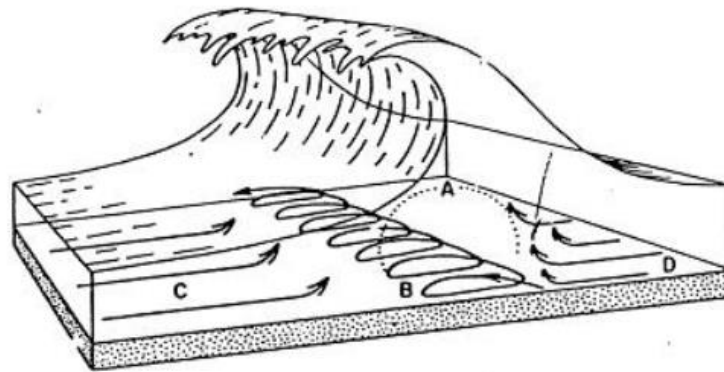


Illustration 40 - Schéma des courants et du transport sédimentaire induits par une vague déferlante. A) Mise en suspension par la turbulence ; B) Dérive littorale ; C) Courant de retour ; D) Transport en masse (Desmazes, 2005)

Le courant de retour est capable de transporter vers l'avant-côte des sédiments, mis en mouvement sur la plage, sous l'effet du déferlement des vagues. Son intensité est fonction de la hauteur et de la période de la houle : il est donc particulièrement puissant et actif lors des tempêtes.

Le point de déferlement apparaît comme un secteur de convergence entre le courant de fond orienté du large vers la côte et le courant de retour, ce qui pourrait expliquer en partie la formation de barres sableuses dans le profil de plage caractéristique des côtes sableuses de l'ex-Aquitaine.

Par ailleurs, avec le déferlement, le transport en masse des sédiments diminue en intensité et favorise le dépôt du flanc externe d'une barre sableuse. L'énergie libérée provoque une zone de turbulences fortes et induit la mise en place du courant de dérive littorale (voir ci-après). Cette dernière érode les sédiments et favorise le surcreusement d'une fosse et la mise en relief du flanc interne de la barre sableuse (Desmazes, 2005). L'illustration 41 expose l'action de ces processus sur la morphologie du profil de plage.

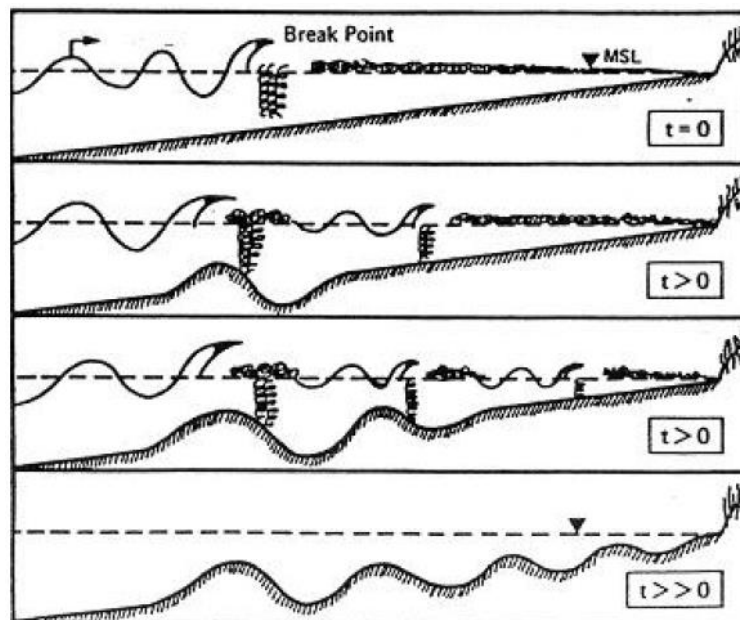


Illustration 41 - Formation d'une plage à barres sous l'effet du déferlement multiple des vagues, d'après Dolan et Dean (1985), dans Desmazes (2005)

Après cette phase d'effondrement des vagues, leur énergie se dissipe et leur taille décroît rapidement. Les vagues terminent leur déplacement sous la forme du jet de rive, lame d'eau plus ou moins épaisse qui oscille sur la plage. Le jet de rive remonte vers le haut de l'estran, avant de redescendre sous la forme d'une nappe de retrait, par effet de gravité.

Ce jet de rive a une forte capacité de remobilisation et de transport sédimentaire. Le transport vers le haut de la plage est favorisé lorsque les vagues sont petites, peu cambrées et qu'elles déferlent près du rivage. Ce phénomène crée des structures sédimentaires : barres de swash ou bermes, qui se construisent en haut de plage durant les périodes de beau temps.

Dynamique sédimentaire longitudinale

Les houles sont générées par les conditions météorologiques au large. Elles arrivent à la côte selon une direction donnée, essentiellement orientée ouest - nord-ouest dans le Golfe de Gascogne (chapitre 2.4.4). Cet angle d'incidence, lors de l'arrivée à la côte et après déferlement, provoque le développement d'un courant parallèle à l'orientation du littoral (Illustration 42, a)). Ce courant génère un transit sédimentaire appelé « dérive littorale » qui est, en ex-Aquitaine, globalement orienté en direction du sud - sud-ouest, bien qu'il puisse localement être dans la direction opposée (plus de précisions seront apportées dans le chapitre 2.5.2).

La capacité de transport des sédiments de la dérive littorale est fonction du climat de houle, des caractéristiques des vagues, de la pente de la plage, du type de sédiments, de la surface affectée par le déferlement, etc. (MEDDMM, 2010).

L'intensité de la dérive littorale est maximale dans la zone de déferlement, en particulier en période de forte agitation. Sur la côte aquitaine, le sens de la dérive littorale influence la géomorphologie du littoral et se traduit par exemple par la formation de la flèche sableuse du Cap Ferret ou encore par l'orientation des crêtes des barres de déferlement et l'ouverture des baines (Illustration 42, b).

La dérive littorale se matérialise également dans le jet de rive sous la forme de mouvements sédimentaires en dents de scie ou en arc de cercle qui affectent l'estran : le jet de rive transporte des sédiments à la fois vers le haut de plage et selon l'angle d'incidence de la houle, tandis que la nappe de retrait redescend les matériaux selon la ligne de plus grande pente de la plage (Illustration 42, c).

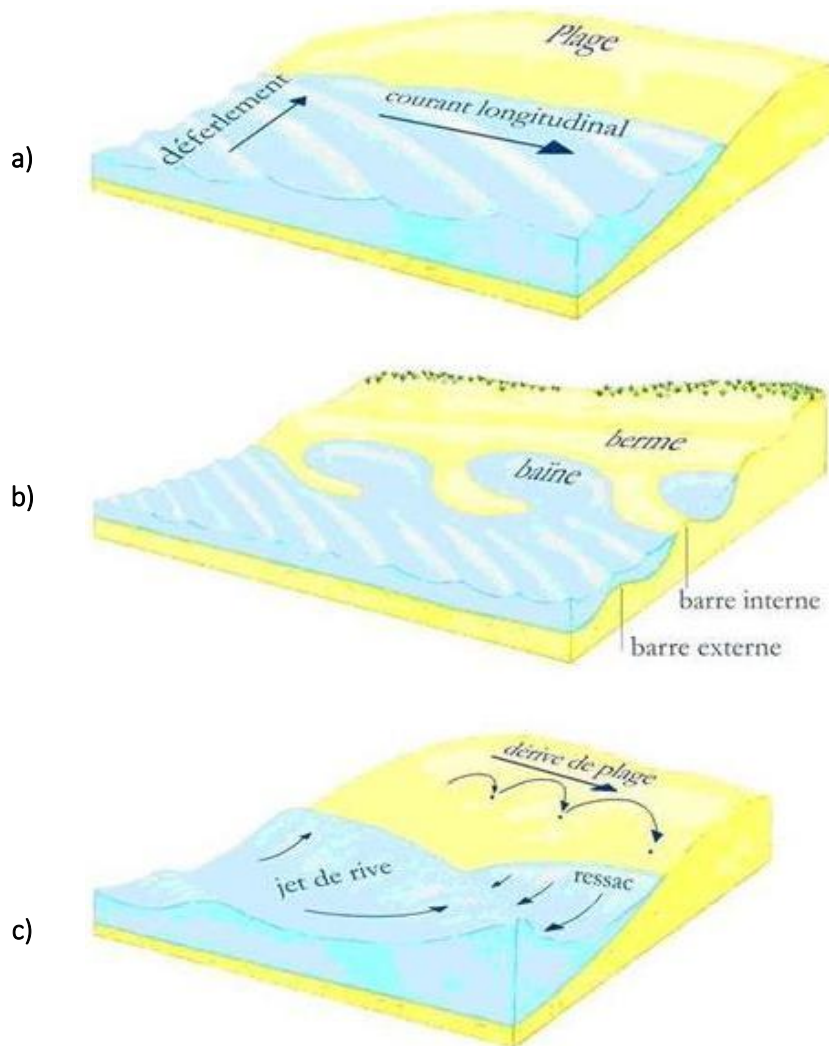


Illustration 42 - Processus dynamiques côtiers et impacts géomorphologiques : a) courant longitudinal (dérive littorale) créé sous l'effet du déferlement de vagues obliques à la côte ; b) système de barre-baïne reflétant le sens dominant de la dérive littorale ; c) dérive de plage liée au jet de rive oblique (source : BRGM)

2.5.2. Estimation du transport sédimentaire associé à la dérive littorale le long de la côte aquitaine

A l'échelle régionale, la dérive littorale, avec les transports sédimentaires qu'elle génère, constitue le principal facteur d'évolution de la morphologie littorale en ex-Aquitaine, à moyen et long termes.

De façon générale, les zones d'accrétion se situent au niveau des zones de convergence de la dérive et dans les secteurs de ralentissement, ou plus exactement aux endroits où le gradient de transport sédimentaire diminue. A l'inverse, dans les zones de divergence de la dérive et dans les secteurs d'accélération (ou d'augmentation du gradient de transport sédimentaire), il se produit des érosions parfois chroniques.

Dans le Golfe de Gascogne, la houle provient principalement du secteur ouest - nord-ouest. Bien que la propagation de la houle puisse être modifiée par les effets de réfraction sur des hauts fonds à l'approche de la côte, le climat de houle et l'orientation locale de la bathymétrie sont les paramètres principaux déterminant la direction résultante de la dérive littorale.

L'une des premières estimations du flux sédimentaire le long de la côte de l'ex-Aquitaine a été réalisée par le Laboratoire Central d'Hydraulique de France (1979), sur la base d'enregistrements des paramètres de

houle des bouées Gascogne (sur la période 1966-1968) et Cap Ferret (sur la période 1950-1960). Plus récemment, Abadie *et al.* (2006) ont fourni une estimation des flux sédimentaires entre Contis et Anglet, à l'aide de données de houle simulées sur la période 1997-2005.

L'estimation la plus récente des flux sédimentaires a été proposée par Idier *et al.* en 2013. Elle a été réalisée à partir des données de vagues rétrospectives de la base de données BoBWA-10kH (Charles *et al.*, 2012), présentée au chapitre 2.4.4., sur la période 1966-2000. La méthode mise en œuvre pour le calcul des flux sédimentaires repose sur la formule empirique de Kamphuis (1991), les caractéristiques des vagues, la pente de la plage et la taille des sédiments. Les calculs ont été produits tous les 10 km le long de la côte aquitaine, depuis la Pointe de la Négade jusqu'à l'estuaire de l'Adour. Le secteur de la Pointe de Grave à la Pointe de la Négade, où le flux sédimentaire est dirigé vers le nord, n'a pas été étudié dans cet article.

Les résultats (Illustration 43) indiquent des flux sédimentaires dont la résultante est orientée vers le sud, de la Pointe de la Négade à l'estuaire de l'Adour. La composante nord des flux sédimentaires est non négligeable au nord du Bassin d'Arcachon, décroissante depuis la Pointe de la Négade vers le Cap Ferret (d'environ 100 000 m³/an à quelques dizaines de m³/an), alors que la composante sud évolue dans une tendance à l'augmentation (200 000 m³/an à 400 000 m³/an environ).

Dans les Landes, les flux sédimentaires estimés sont nettement plus importants (200 000 m³/an à 650 000 m³/an environ), en quasi-totalité orientés vers le sud ; ils décroissent progressivement de Biscarrosse à l'Adour. Il faut noter la réapparition d'une composante nord du flux sédimentaire, de part et d'autre du Gouf de Capbreton (latitude entre 43,6° N et 43,7° N). Ces résultats indiquent enfin un transit sédimentaire quasi-nul au niveau de l'estuaire de l'Adour, et même en direction du nord, au sud de l'estuaire.

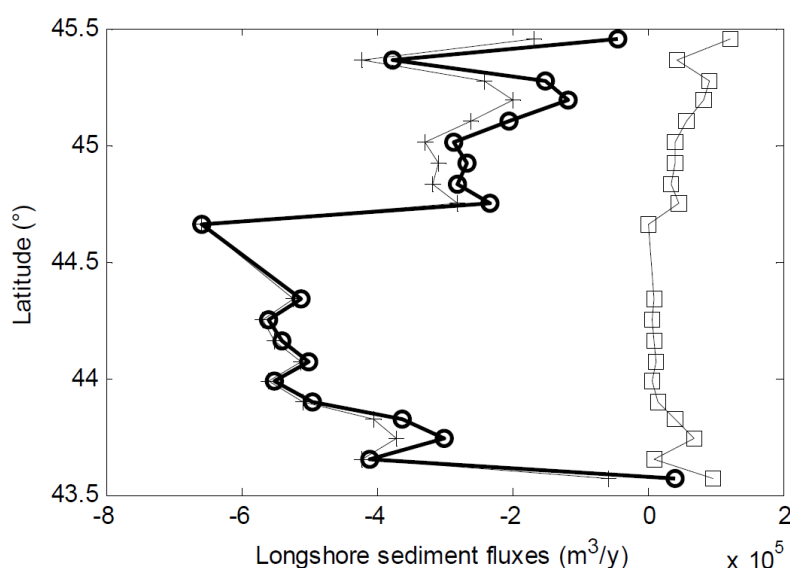


Illustration 43 - Flux sédimentaires longitudinaux résiduels (o), en direction du sud (négatif, +) et du nord (positif, □) le long de la côte aquitaine (source : Idier *et al.*, 2013)

Les relevés de terrain effectués par l'Observatoire de la Côte Aquitaine et d'autres travaux de recherche permettent de compléter ces résultats théoriques. Les structures sédimentaires, comme les bancs situés dans les embouchures, ou encore l'orientation du trait de côte, influencent les courants côtiers et les transits sédimentaires associés. C'est ainsi qu'a été mise en évidence une inversion de la dérive littorale en direction du nord, au niveau de la Pointe de Grave, ou encore au sud de l'embouchure du Bassin d'Arcachon.

L'ensemble de ces résultats est repris sur l'illustration 44.

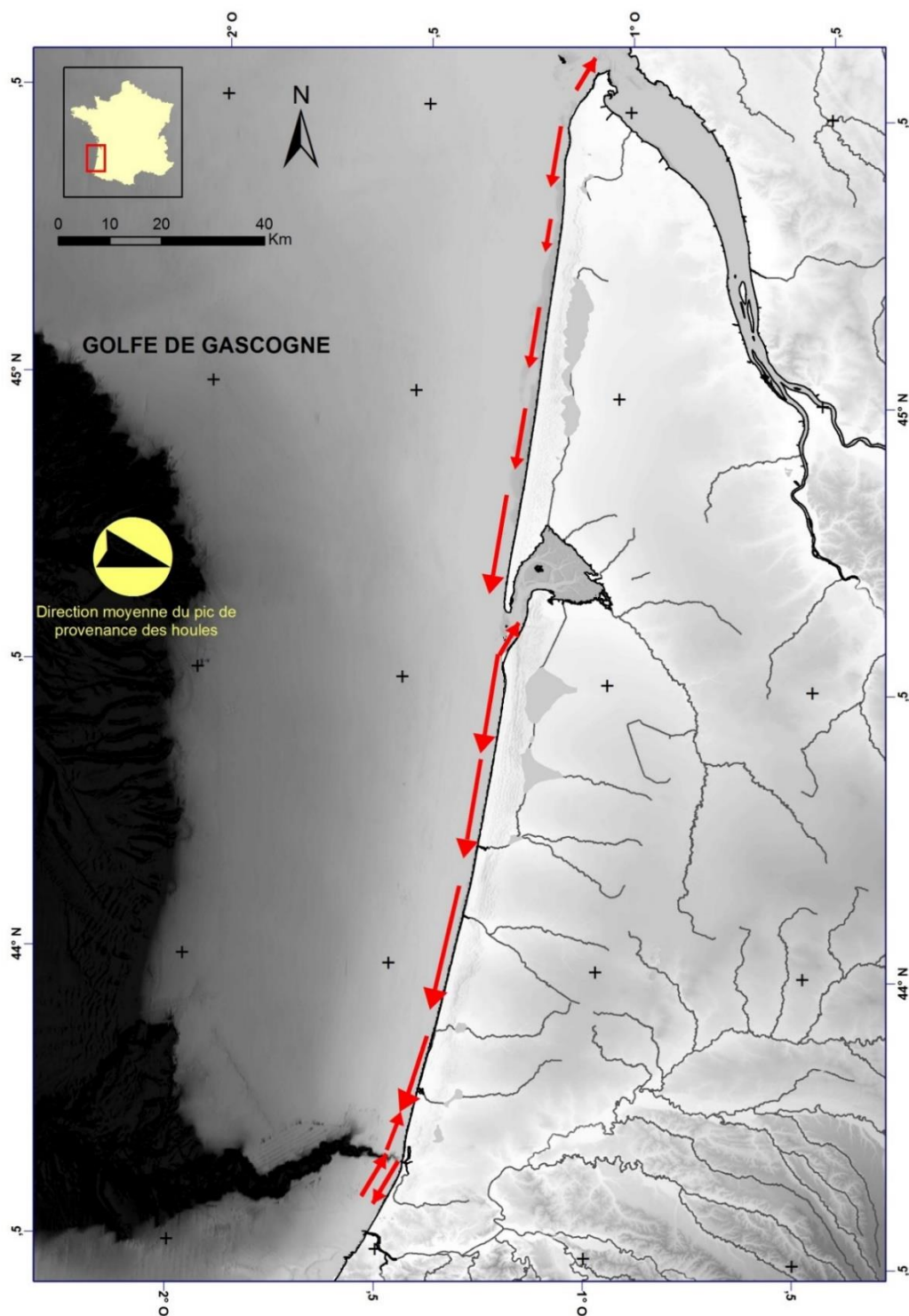


Illustration 44 - Directions de la dérive littorale résiduelle annuelle le long des côtes girondines et landaises d'après les résultats de Idier et al., 2013. (Direction moyenne du pic de houle déterminée à partir de BoBWA-10kH dans Bulteau et al. (2013-a), voir Illustration 28). La longueur des flèches n'est pas à l'échelle, elles illustrent de façon schématique l'intensité de la dérive littorale

2.5.3. Notion de morphodynamique littorale

Les chapitres précédents exposent comment les interactions entre les agents dynamiques météo-marins et les morphologies littorales sont à l'origine de dynamiques sédimentaires, plus ou moins complexes. Les études de morphodynamique littorale ont pour objectif d'expliquer les relations entre ces différents processus qui régissent *in fine* l'évolution de la côte.

Evolution saisonnière du profil de plage

Le principe de morphodynamique s'applique à l'évolution saisonnière schématisée du profil de plage en fonction des conditions d'agitation.

Ainsi, pendant les périodes de houles fortes, les sédiments qui se trouvent en haut de l'estran ont tendance à migrer vers le bas sous l'effet du déferlement, de nappes de retrait et de courants de retour puissants. Ces accumulations de sable en bas de plage ou au niveau de l'avant-côte forment alors une ou des barres sableuses dans un profil dit « de tempête ». Cet ajustement morphologique réduit l'efficacité de l'attaque de la houle sur le haut de plage en générant son déferlement plus au large.

En condition de beau temps, les vagues moins puissantes favorisent le transport avant le déferlement des sédiments de l'avant-côte vers la plage, où le jet de rive les achemine ensuite vers le haut de plage. Les profils présentant une berme en haut de plage correspondent généralement au profil dit « de beau temps ».

Le littoral aquitain est un environnement caractérisé par une forte dynamique saisonnière, liée à un contraste climatologique marqué à l'échelle annuelle. Le profil de tempête présentant un haut de plage lisse et une barre sableuse absente ou située très bas sur l'estran se rencontre généralement en hiver, tandis que le profil de beau temps est marqué par une berme très développée et une barre sableuse située haut sur l'estran.

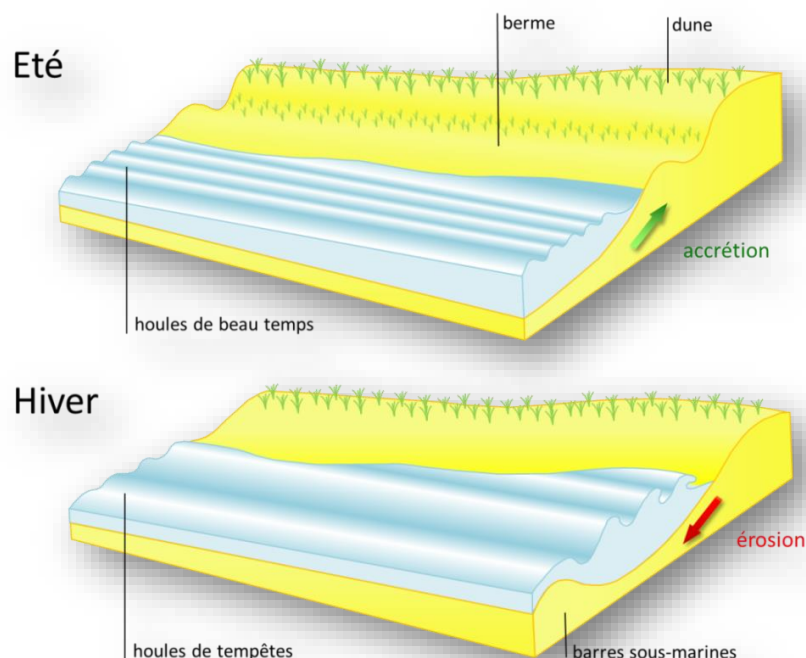


Illustration 45 - Dynamique saisonnière dans le profil de plage (© Observatoire de la Côte Aquitaine)

Effet de la morphologie tridimensionnelle de l'estran sur les courants de retour

Les courants sagittaux ou « rip currents » sont des courants violents, intenses et étroits, dirigés vers le large (Castelle et Bonneton, 2006). Ils sont observés sur de nombreuses plages sableuses et sont susceptibles de transporter de grandes quantités de sédiments.

En ex-Aquitaine, les courants sagittaux, appelés courants de baïnes, sont induits essentiellement par la bathymétrie locale. La présence de bancs sableux tridimensionnels va induire une focalisation de l'énergie des vagues dans certaines zones et la formation de courants de retour chenalisés dans les dépressions (Illustration 46).



Illustration 46 - Courants de baïnes (flèches rouges) au travers de la barre sableuse interne sur la plage du Truc Vert (Gironde) ; la ligne pointillée souligne la barre externe en croissant (photo : P. Larroudé, Castelle et al., 2016)

Si la bathymétrie est le paramètre principal expliquant la formation des courants sagittaux sur la côte sableuse de l'ex-Aquitaine, d'autres facteurs influencent l'hydrodynamique de ces flux, tels que : le niveau d'eau (la marée), les paramètres de vagues (hauteurs, période, direction, angle d'incidence) et la morphologie locale (de l'avant-côte, du chenal notamment). A titre d'exemple, Castelle *et al.* (2006) ont démontré - via des simulations numériques d'un système de barres/baïnes typiquement aquitain - l'augmentation de la vitesse du courant de baie avec la marée et la hauteur significative des vagues (Illustration 47).

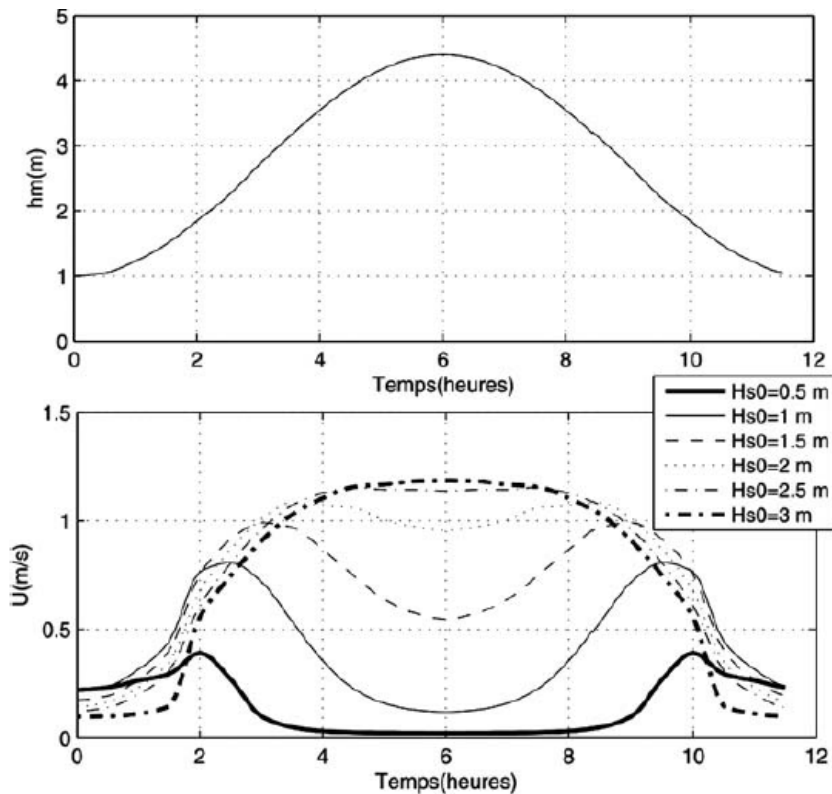


Illustration 47 - Niveau de marée h_m et intensité du courant de baine U en fonction du temps au niveau de la bouée virtuelle à la sortie de la baine pour différentes hauteurs significatives de vagues au large H_{s0} , et pour $T_{m0} = 12$ s et $\Theta = 0^\circ$ (Castelle et al., 2006)

Domaine spatio-temporel d'action des phénomènes morphodynamiques

Les formes littorales sont construites, détruites ou modifiées par des processus qui agissent à différentes échelles de temps et d'espace. Le temps est en effet une dimension indispensable pour appréhender la morphodynamique côtière, puisqu'il traduit l'évolution du milieu. Il est donc étroitement lié à l'espace.

Cowell et Thom (1994) ont défini quatre domaines spatio-temporels d'évolution des morphologies littorales (Illustration 48) :

- L'échelle de quelques secondes à plusieurs jours, dite du court terme, met en jeu des agents dynamiques, tels que les vagues et les marées. Elle s'applique par exemple aux évolutions des rides de plage ou à la migration des barres d'estran au cours d'un cycle de marée ;
- L'échelle du moyen terme, de quelques jours à plusieurs années, comprend aussi bien des événements uniques, comme les tempêtes, mais aussi les variations environnementales saisonnières. Elle concerne la zone de déferlement jusqu'au haut de plage, ainsi que les systèmes de barres d'avant-plage. Les falaises taillées dans les dunes par les tempêtes ou bien le développement saisonnier de barres sableuses à l'entrée des estuaires doivent lui être rattachés ;
- L'échelle du long terme, de quelques années à plusieurs décennies, correspond aux modifications morphologiques comprises entre le mètre et plusieurs kilomètres. C'est, par exemple, le cas de la migration de systèmes chenaux-bancs au sein des passes d'une embouchure, ou de l'édification des flèches sableuses. Les variations climatiques pluri-annuelles, telles que les régimes décrits au chapitre 2.4.1, expliquent ces évolutions ;

- L'échelle « géologique », de plusieurs centaines d'années à plusieurs millions d'années, est celle des modifications morphodynamiques agissant sur un bassin jusqu'au plateau continental. Ici les tendances à très long terme, comme les changements climatiques globaux, prennent toute leur importance. Le comblement d'un estuaire, le développement d'un delta, appartiennent à cette catégorie.

Plus l'échelle de temps est longue et l'échelle spatiale étendue, plus le nombre de processus qui agissent sur l'évolution morphologique d'un environnement est important.

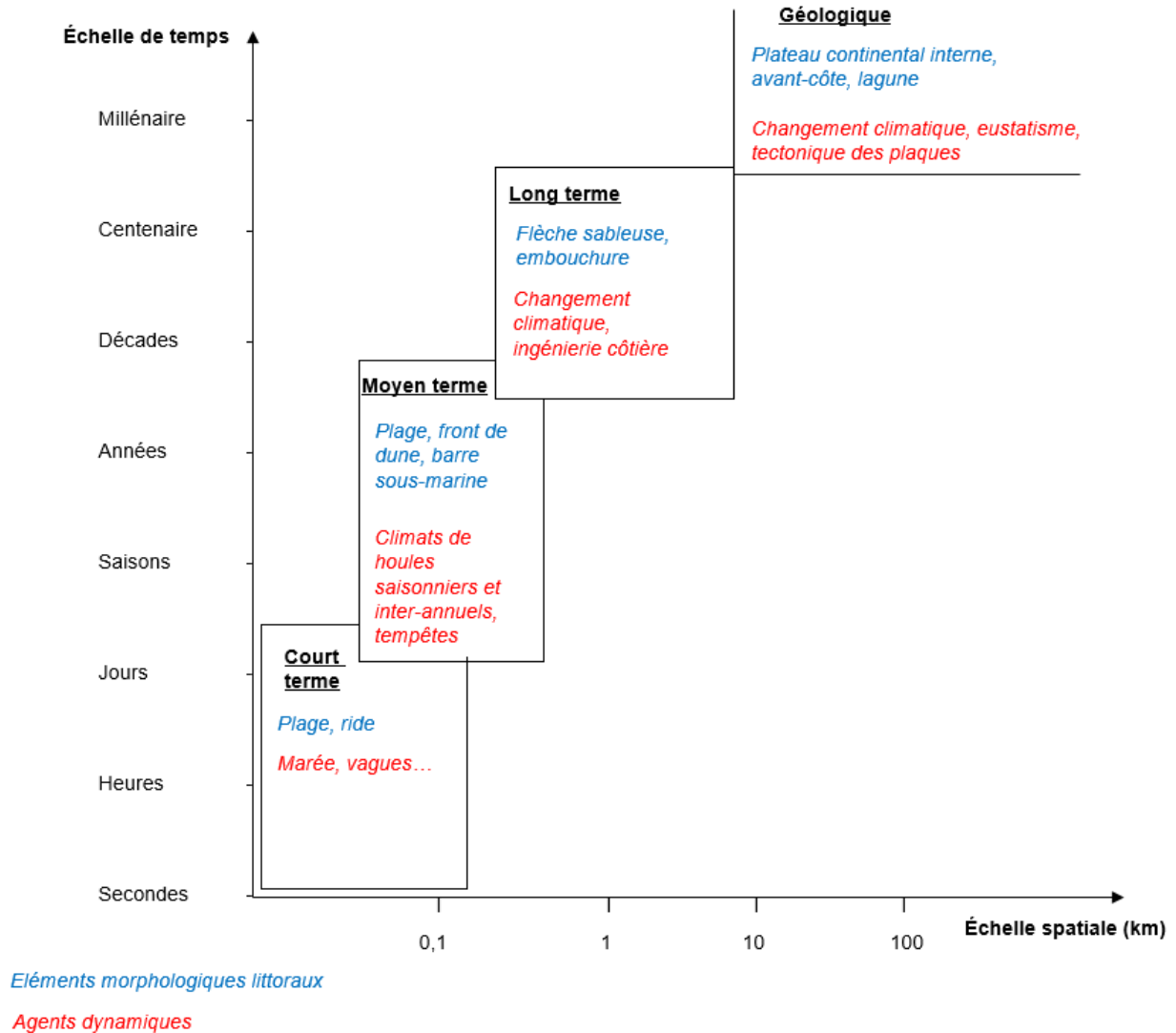


Illustration 48 - Echelles spatiales et temporelles d'action des agents dynamiques sur le système littoral et des évolutions morphologiques associées (d'après Cowell et Thom, 1994, modifié)

3. Typologie des plages et des dunes de l'ex-Région Aquitaine

La côte aquitaine présente une grande diversité morphologique de plages et de massifs dunaires. L'examen exhaustif des formes littorales permet de déterminer une typologie dont les grandes catégories traduisent un ou des états morphodynamiques qui renseignent sur un diagnostic de la vulnérabilité des systèmes dune/plage à l'érosion côtière.

Ce chapitre a ainsi pour objectif de décrire les grands types de plages et de dune le long du littoral aquitain.

3.1. TYPOLOGIE DES PLAGES DE L'EX-REGION AQUITAINE

3.1.1. Les structures sédimentaires des plages aquitaines

Comme indiqué au chapitre 2.1, le système côtier aquitain, d'ouest en est, comporte trois éléments étroitement solidaires et formant un ensemble indissociable : l'avant-côte, la plage (de la berme au pied de dune) et le domaine de la dune littorale, bourrelet sableux élevé par le vent à partir du sable de l'estran et plus ou moins fixé par une végétation spécifique (Illustration 2).

L'identification et l'individualisation des différents types de plage, tout le long de la côte de l'ex-Aquitaine, reposent principalement sur la description générale et l'organisation dans l'espace des éléments morphologiques qui constituent l'avant-côte, la plage et le cordon dunaire.

Répartition des structures morphologiques dans le profil de plage

Le profil transversal de la plage est caractérisé par une forme générale globalement concave, sur laquelle s'individualise un ensemble de formes sédimentaires : les barres littorales sableuses.

Les barres littorales sont des accumulations sableuses émergées ou immergées, plus ou moins parallèles à la côte, construites par les vagues et les courants en eau peu profonde. Leur forme est généralement convexe ou tabulaire et sont associées à une dépression (ou fosse) attenante. Au sein du profil de plage, il peut être décrit :

- les systèmes de « barres d'avant-côte et sillon pré-littoral » : ils se développent sur la partie sous-marine du profil et ont une amplitude verticale « crête à creux » métrique à pluri-métrique. Deux barres peuvent être présentes en même temps : la plus au large est dénommée la barre externe, et la barre la plus proche de la ligne de rivage à basse mer est la barre interne. Cette barre interne peut émerger à marée basse par très forts coefficients de marée ;
- les systèmes « barres/bâines » : ce sont des formes intertidales d'amplitude métrique qui se développent en bas de plage ; elles sont typiques de la côte aquitaine. Le terme « bâine » désigne la dépression entre la barre et le haut de plage ;
- la berme est un corps sédimentaire sableux, situé sur la zone supérieure du jet de rive. Il est créé lors des périodes d'engraissement de plage par les houles calmes et régulières, généralement en été. Plusieurs bermes peuvent se succéder sur un profil de plage.

Organisation des différentes morphologies sédimentaires dans le sens longitudinal sur les plages aquitaines

La présence des corps sédimentaires de type barres d'avant-côte, barres/bâines ou bermes est un des caractères communs aux plages de la côte aquitaine.

Ces corps sédimentaires présentent cependant une grande variabilité morphologique en fonction de leur continuité longitudinale le long du littoral. L'ensemble des diverses formes qui peuvent être rencontrées est résumé dans l'illustration 49.

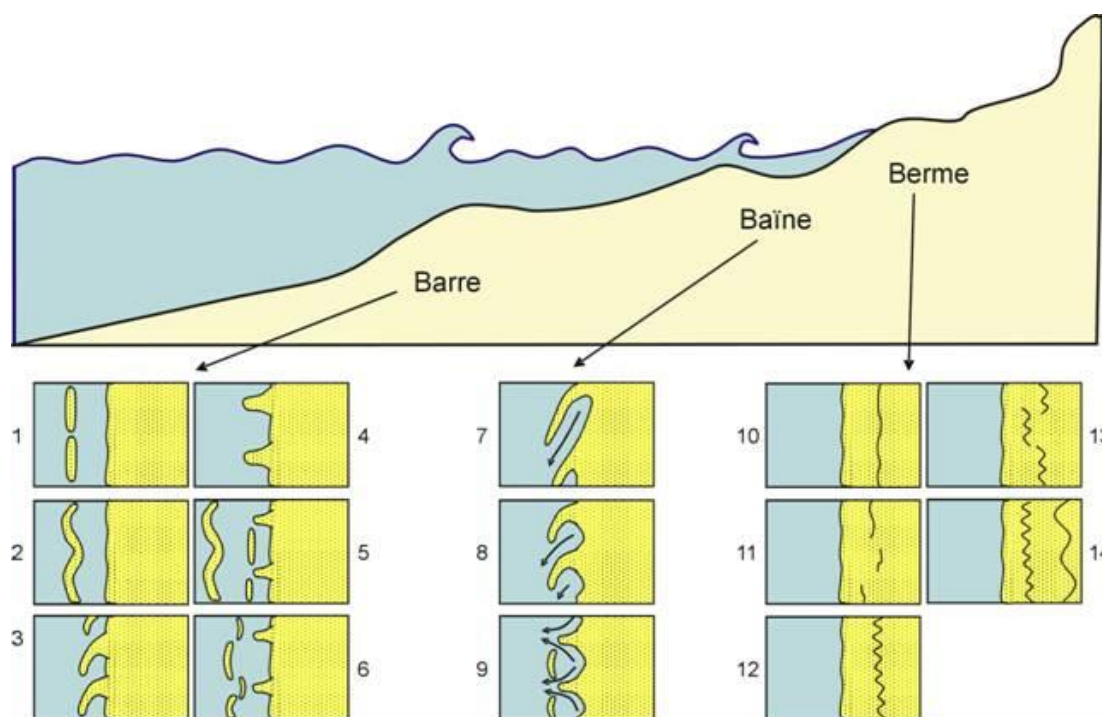


Illustration 49 - Morphologie des corps sédimentaires sur les plages d'Aquitaine (source : BRGM)

Ainsi, sur l'avant-côte, les barres peuvent être rectilignes (1), festonnées (ou en croissants) (2), obliques (3), transverses (4), festonnées avec des îlots (5) ou rectilignes discontinues avec des îlots (6).

Sur l'estran, les systèmes barre/baïne présentent des géométries obliques longilignes (7), obliques évasées (8) ou transverses (9).

Sur le haut de plage, les bermes peuvent être rectilignes continues (10), rectilignes discontinues (11), en croissant continues (12), en croissant discontinues (13), ou superposées (14).

3.1.2. Typologie des plages d'Aquitaine

Short (1999) a proposé une classification morphologique détaillée des plages à barres simples et multiples, applicable aux plages aquitaines. Cette classification repose sur les structures sédimentaires présentes et leur organisation, mais également sur l'influence hydrodynamique des vagues. Des plages de type « dissipatives », à la pente peu marquée favorisant une dissipation de l'énergie libérée par la houle, sont opposées aux plages « réfléchives », de forte pente, où l'énergie est réfléchiée par le haut de plage.

Sur les côtes aquitaines, ces deux types de plages réfléchives et dissipatives coexistent à la faveur des houles saisonnières ; le type réfléchif étant fréquemment rencontré en été et le type dissipatif en hiver. Entre ces deux extrêmes, quatre morphologies intermédiaires ont été décrites.

Dans le même temps, Le Nindre *et al.* (2001) proposent une classification spécialement fondée sur l'organisation des morphologies sédimentaires rencontrées sur les plages de l'ex-Aquitaine (Illustration 51). Cette typologie des plages a été réalisée par photo-interprétation d'images aériennes. Elle dégage ainsi les principaux aspects des plages aquitaines, mais peut néanmoins omettre certaines caractéristiques, telles

que des objets sédimentaires peu marqués comparativement aux autres secteurs, ou non visibles sur les images étudiées.

La classification distingue :

- une zone « girondine » (types 1 et 2) entre la Pointe de Grave et le Bassin d’Arcachon ;
- une zone « landaise » (types 3, 4 et 5) de Biscarrosse à Tarnos.

Les plages, très anthropisées situées le long du littoral d’Anglet, ne correspondent à aucune de ces classes. Elles sont caractérisées par une forte pente sur lesquelles se développent des barres très atténuées.

Au sein de la zone dite « intermédiaire », qui se situe entre la Pointe du Cap Ferret et Biscarrosse, les plages sont sous le contrôle morphodynamique du système d’embouchure du Bassin d’Arcachon : les morphologies y sont très variables en fonction des transferts sédimentaires complexes qui s’y déroulent, sous l’influence des différents agents hydrodynamiques (et notamment les forts courants de marée). Il est donc très difficile de les inclure dans un des grands types de plage qui caractérisent la côte aquitaine. Elles ne sont donc pas décrites dans la présente typologie.

Les différentes abréviations utilisées dans les figures suivantes sont synthétisées dans l’Illustration 50 et l’Illustration 52.

Corps sédimentaire	Abréviation	Caractéristique principale	Abréviation	Morphologie	Abréviation	Acronyme
Barre	BAR	interne (intertidal)	I	croissant	C	BAR.I.C
				rectiligne (longitudinal)	R	BAR.I.R
				oblique	O	BAR.I.O
				transverse	T	BAR.I.T
				îlot	I	BAR.I.I
				lacet	L	BAR.I.L
		externe (subtidal)	E	croissant	C	BAR.E.C
				ellipse	E	BAR.E.E
Baïne	BAI	oblique (étroite ou évasée)			O	BAI.O
		transverse (symétrique ou non)			T	BAI.T
Berme	BER	continue	C	croissant	C	BER.C.C / BER.C.R
		discontinue	D	rectiligne	R	BER.D.C / BER.D.R
Sillon d'arrière-plage	SAR					SAR
Autres paramètres						
Avant-dune						
Dune						
Falaise vive	FV					

Illustration 50 - Abréviations relatives aux corps sédimentaires présents dans les profils de plage aquitains, et utilisées dans les illustrations suivantes, d’après le Nindre et al. (2001)

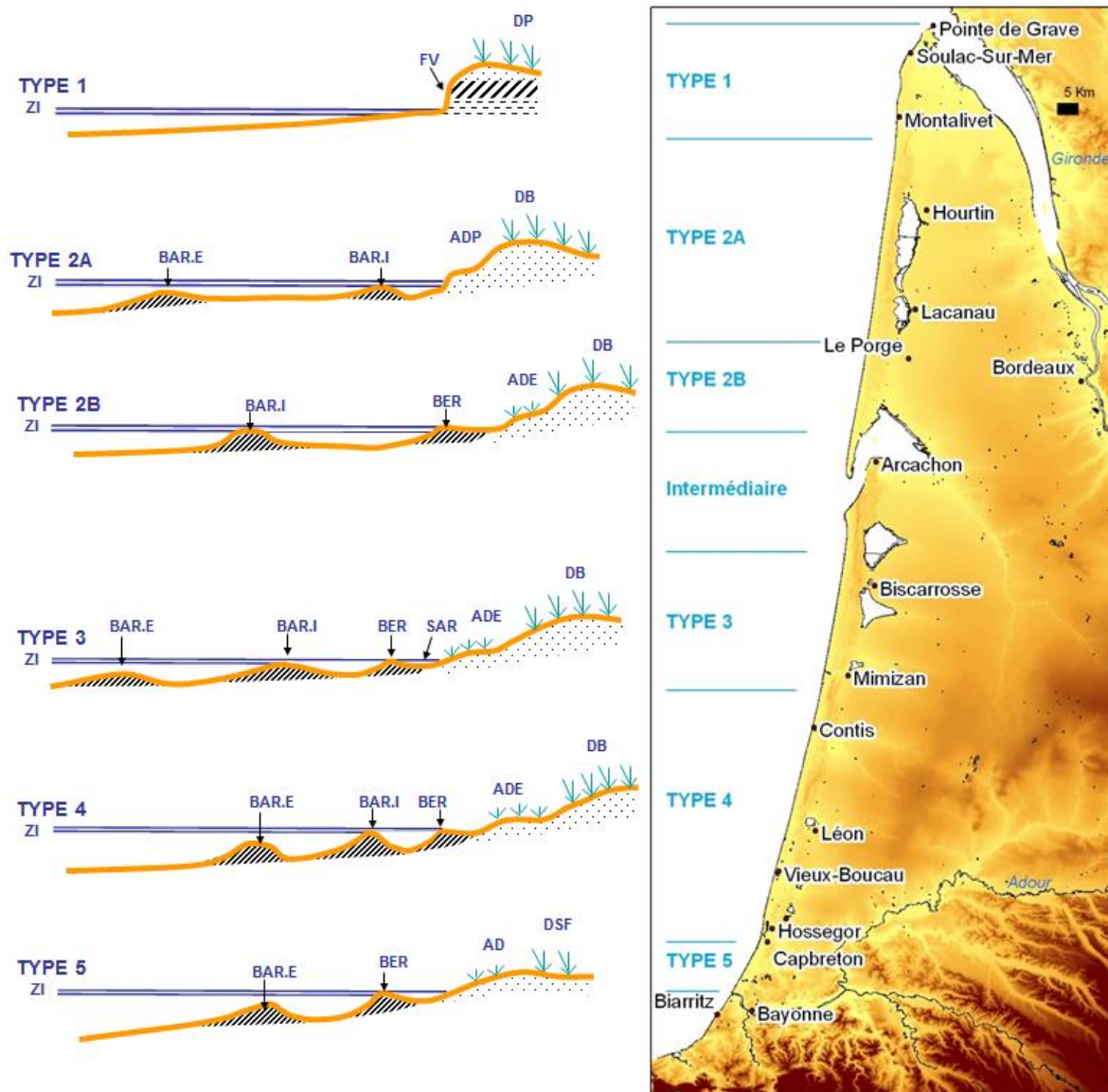


Illustration 51 - Typologie des plages aquitaines, établie en fonction de la morphologie du profil transversal. ZI : Zone Intertidale. D'après le Nindre et al. (2001).

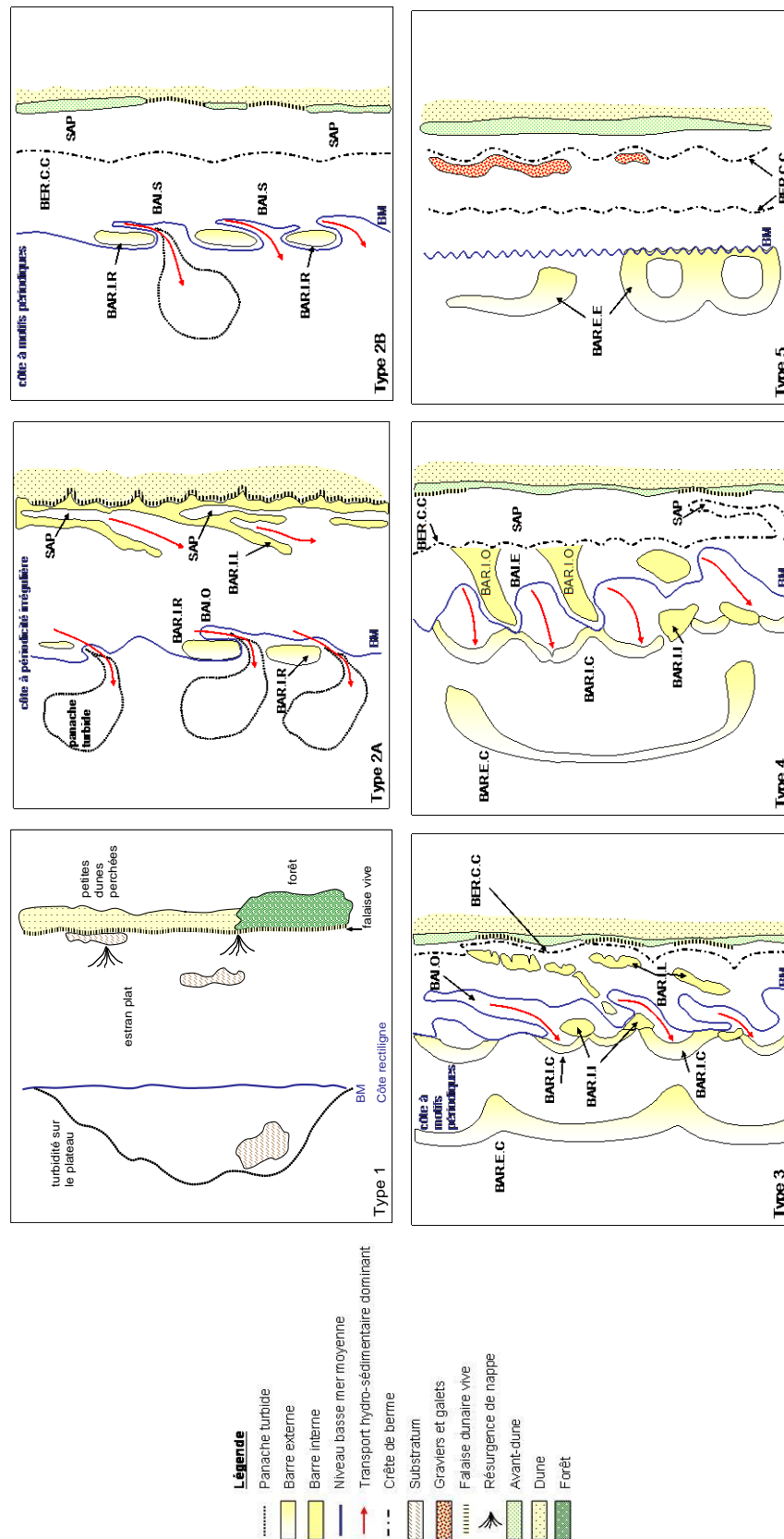


Illustration 52 - Typologie des plages en ex-Aquitaine, vues en plan (d'après Le Nindre et al., 2001)

Plages de type 1, de la Pointe de Grave à Montalivet (Illustration 53)

La morphologie des plages de ce secteur se compose généralement :

- d'un profil linéaire, sans relief particulier, et peu de variations longitudinales (parallèlement à la côte) ;
- de barres sableuses, intertidales ou subtidales, peu fréquentes ; et si elles sont présentes, elles sont peu développées ;
- d'une berme peu développée, peu différenciée, voire inexistante ;
- d'une arrière-plage qui présente le plus souvent des marques d'érosion actives ou anciennes avec un contact dune/plage en forme de falaise, fréquemment vive, qui entaille des horizons géologiques (graviers, argiles, tourbes) et pédologiques anciens ;
- d'une dune de faible volume et parfois en position perchée sur les formations pédologiques sous-jacentes (cas du Gurg), ce qui nuit à son alimentation par le sable de la plage, qui reste ainsi bloqué en pied de falaise marine.

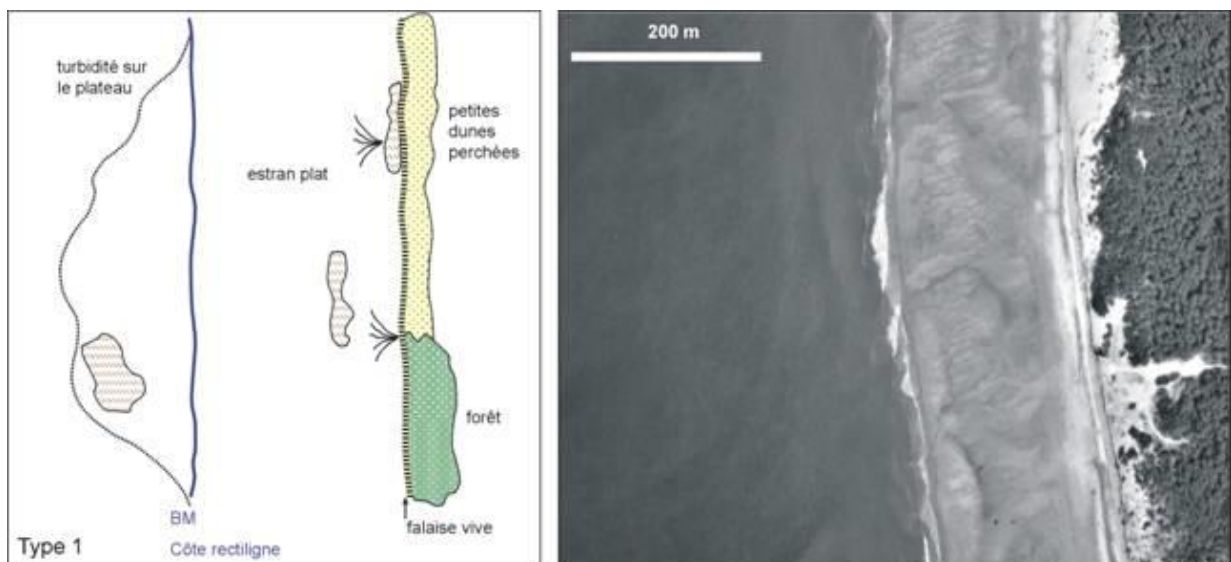


Illustration 53 - Caractéristiques des plages du type 1 (orthophotographie : ©ONF, 1998)

Ce type de plage résulte d'une érosion chronique du trait de côte, qui se traduit également par l'affleurement fréquent du substratum géologique (ici les formations quaternaires sous-jacentes) sur l'estran. Il est à noter que des morphologies secondaires de types barres internes et baïnes peuvent apparaître sur ces plages.

Plages de type 2, de Montalivet au Cap Ferret

Sur ce secteur, on distingue deux sous-types de plage, en fonction des morphologies des barres sous-marines et intertidales.

- **Type 2A, du sud de Montalivet au Porge (Illustration 54)**

Le type 2A est très répandu depuis Montalivet jusqu'à la plage de la Jenny, au sud du Porge. Il est caractérisé par :

- un estran relativement large, de l'ordre de 200 m ;
- un bas de plage intertidale à contours irréguliers, avec des variations de la ligne de rivage plus ou moins périodiques, et des longueurs d'onde d'environ 400 m ;
- la présence de barres intertidales de formes et de positions variables : les unes en îlots parallèles, les autres obliques en lacets, caractéristiques du déferlement de la houle sur des hauts fonds, avec des courants d'arrachement (*rip-current*) vers le large puissants, dont la présence est attestée par des panaches turbides régulièrement espacés ;
- une berme peu développée ;
- une arrière-plage généralement étroite (de l'ordre de 20 m), où l'on observe fréquemment des sillons ;
- une dune étroite sur une partie du linéaire, présentant une falaise éolisée ; les avant-dunes sont rares et de faible volume au nord, mais bien développées au sud.

Au nord, la dune est plutôt étroite avec un front en falaise dominant ; alors qu'au sud, elle est assez large et présente des avant-dunes qui comblent d'anciennes entailles d'érosion marine.

Ce type de plage est en érosion chronique lente avec des courants de retour et d'arrachement très actifs qui participent fortement au transfert des sédiments vers le large.

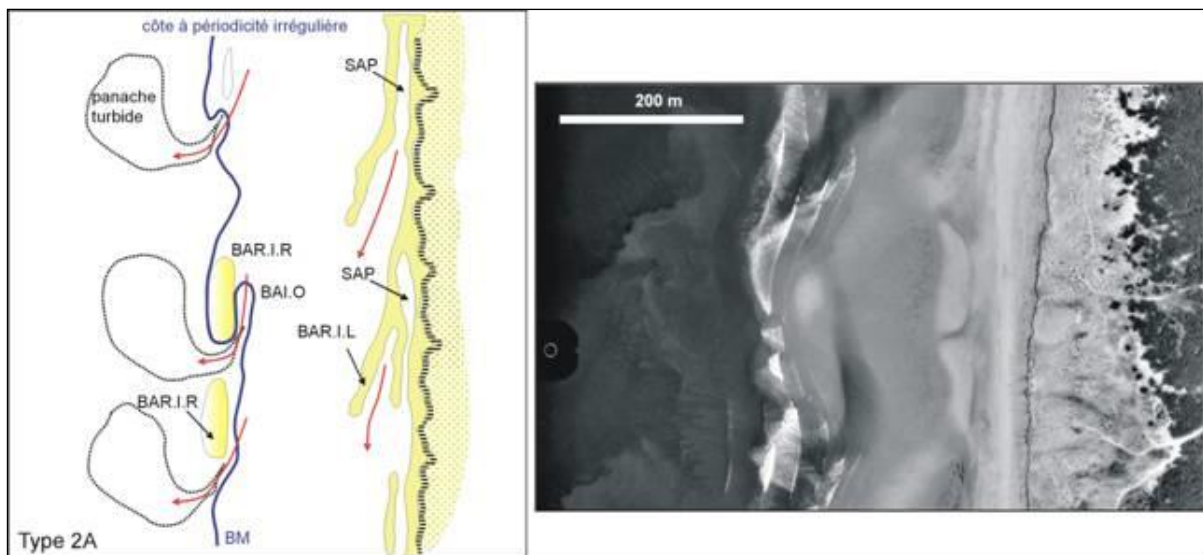


Illustration 54 - Caractéristiques des plages du type 2A : BM : Basse Mer ; BAR.I.R. : Barre Interne Rectiligne ; BAI. O. : Baine Oblique ; BAR.I.L. : Barre Interne en Lacet ; SAP : Sillon d'Arrière-Plage (orthophotographie ©ONF, 1998)

• Type 2B, du sud du Porge au Cap Ferret (Illustration 55)

Une deuxième catégorie de plage de type 2 se développe de la Jenny au cimetière de l'Herbe (Cap Ferret). Ce type de plage 2B est principalement caractérisé par :

- un estran relativement large ;
- une rythmicité longitudinale des morphologies et des barres sableuses significatives avec des barres de forme ellipsoïdale (barres adhérentes ou en îlots), interrompues par des baines irrégulières et de petite taille ;
- une berme bien marquée, présentant souvent des petits croissants de plage en face des baines ;
- une arrière-plage relativement large (40-60 m) ;

- la présence fréquente d'avant-dunes progressant par accrétion et aggradation de banquettes à *Agropyrum*. Elles assurent un contact doux entre la plage et la dune.

Les aspects stables et bien construits des morphologies, tendent à montrer que ce type de plage est plutôt en équilibre, et même parfois en accrétion. On remarquera l'absence de barres externes dans cette typologie, bien qu'elles puissent être parfois présentes.

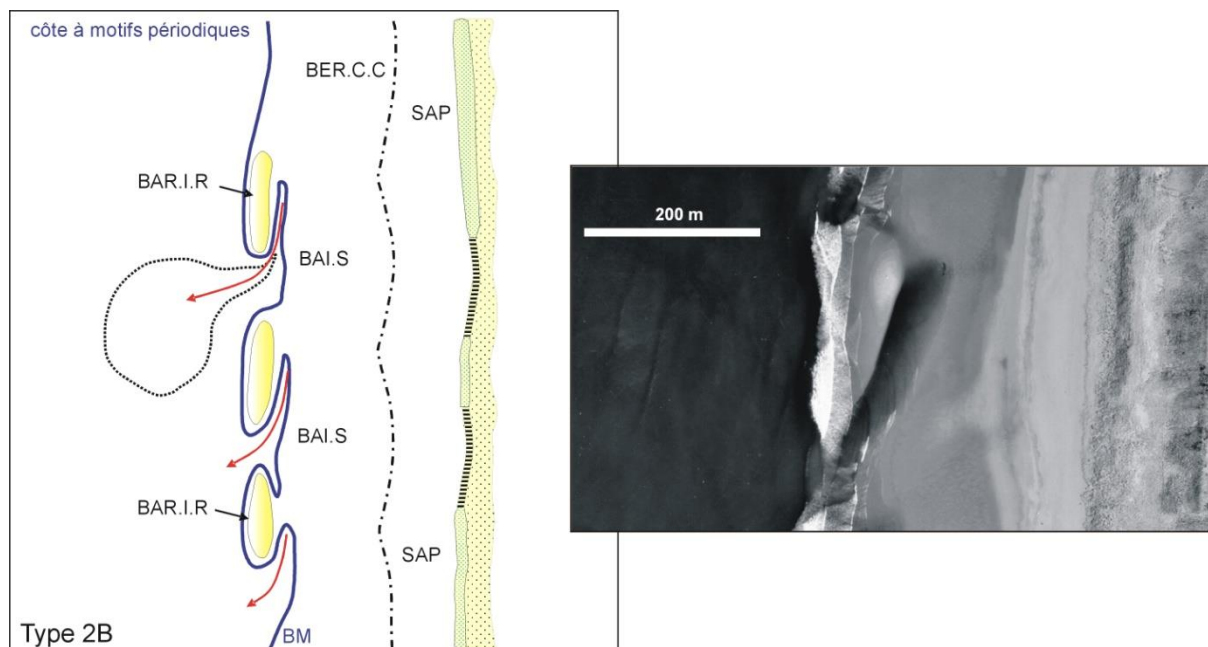


Illustration 55 - Caractéristiques des plages du type 2B : BM : Basse Mer ; BAR.I.R. : Barre Intertidale Rectiligne ; BAI.S. : Baïne Symétrique ; BER.C.C. : Berme Continue en Croissant ; SAP : Sillon d'Arrière-Plage (orthophotographie ©ONF, 1998)

Plages de type 3, de Biscarrosse à Mimizan (Illustration 56)

Entre Biscarrosse et le nord de Mimizan, les plages sont principalement caractérisées par des profils multibarres et des morphologies longitudinales périodiques très marquées avec :

- des barres externes larges et de grande ampleur (1 200 m) ;
- des barres internes en forme de croissants d'environ 300 m de longueur ;
- des bancs longitudinaux isolés ou en îlots, marquant des systèmes barres-bâines périodiques, avec barres obliques et bâines de l'ordre de 500 m de longueur disposées parallèlement à la côte ;
- un estran large (200-300 m) ;
- une berme bien marquée et des croissants de plage, fréquemment observés face à l'ouverture des bâines ;
- des avant-dunes fréquentes et bien développées.

Ce type de plage, avec des morphologies périodiques souvent obliques au trait de côte, se développe dans un secteur où les transferts sédimentaires longitudinaux sont importants sous l'action de la dérive littorale nord-sud. De plus, leur état bien développé est significatif d'une situation d'équilibre dynamique des transferts sédimentaires et de la stabilité globale de ce secteur.

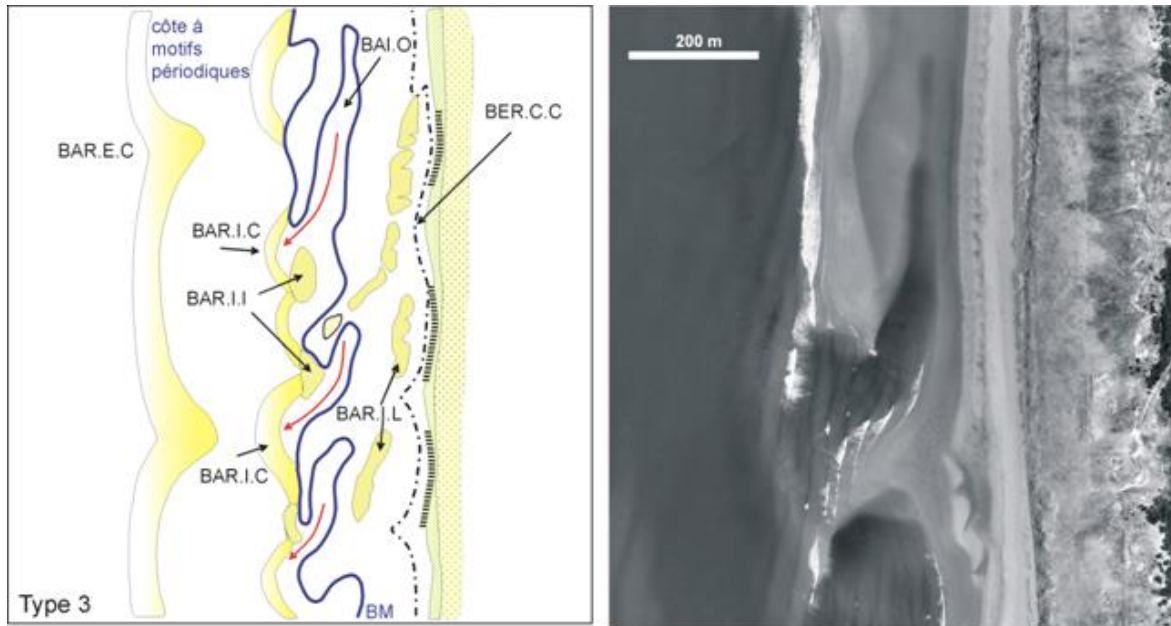


Illustration 56 - Caractéristiques des plages du type 3 : BM : Basse Mer ; BAR.E.C. : Barre Externe en Croissant ; BAR.I.C. : Barre Interne en Croissant ; BAR.I.I. : Barre Interne en Ilot ; BAR.I.L. : Barre Interne en Lacet ; BAI.O. : Baïne Oblique ; BER.C.C. : Berme en Croissant Continue (orthophotographie ©ONF, 1998)

Plages de type 4, de Mimizan à Seignosse-le-Penon (Illustration 57)

Les plages de ce secteur du littoral aquitain sont caractérisées par des systèmes à plusieurs barres avec des motifs morphologiques périodiques bien marqués parallèlement au littoral. Les principales caractéristiques de ces plages sont les suivantes :

- une barre externe en morphologie de croissants sur le domaine sous-marin, sous le niveau de basse mer ;
- une barre interne (système barre-baïne) bien développée au niveau des basses-mers, large d'environ 200 m, avec une forme générale en croissant ; elle peut être disposée de manière oblique au trait de côte, en étant soudée à la plage par sa racine, avec une rythmicité longitudinale de l'ordre de 400 m ; des croissants de plage au niveau de la berme sont fréquemment visibles en face des baïnes associées ;
- une berme bien construite dont le volume augmente du nord vers le sud, elle est particulièrement développée sur le linéaire entre Soustons et la plage des Casernes.

Dans la partie méridionale, vers Seignosse, les croissants de plage sont également plus fréquents, les bancs s'individualisent, la pente de l'estran augmente à mesure que sa largeur diminue. Celle-ci ne dépasse pas 60 m environ au sud de Soustons. L'arrière-plage s'élargit également dans le secteur méridional et se prolonge par une dune large et bien développée.

Dans sa partie méridionale, à partir de Vieux-Boucau, les plages présentent des caractères proches de ceux du type 5, qui caractérise les plages de Capbreton à l'embouchure de l'Adour. Il existe ainsi un continuum morphologique entre le type 4 et le type 5.

Ce type de plage, avec des morphologies bien établies et relativement stables, correspond à un secteur où les plages sont globalement en équilibre, voire en accrétion.

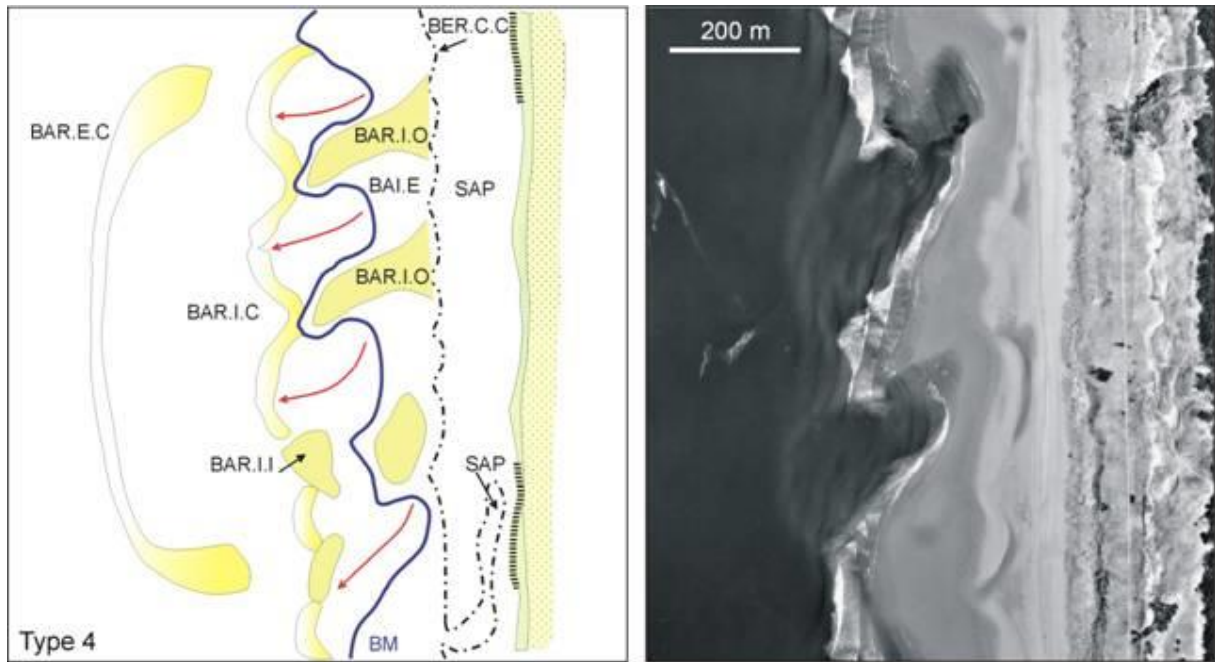


Illustration 57 - Caractéristiques des plages du type 4 : BM : Basse Mer ; BAR.E.C. : Barre Externe en Croissant ; BAR.I.C. : Barre Interne en Croissant ; BAR.I.I. : Barre Interne en Ilot ; BAR.I.O. : Barre Interne Oblique ; BAI.E. : Baine Evasée ; BER.C.C. : Berme en Croissant Continue ; SAP : Sillon d'Arrière-Plage (orthophotographie ©ONF, 1998)

Plages de type 5, de Capbreton à l'embouchure de l'Adour (Illustration 58)

Les plages de ce type particulier sont caractérisées par des pentes relativement fortes et un profil de plage plutôt convexe avec :

- des barres externes subtidales en forme de croissant, qui se situent au niveau des basses mers en position jointe à la plage ; leur volume diminue progressivement du nord au sud du secteur ;
- des bermes bien développées à pente forte, dont les sables sont plutôt grossiers, comme la plage de la « Gravière » à Hossegor, avec la présence quasi-systématique de croissant de plage ;
- une arrière-plage bien développée, en position assez haute avec un contact dune/plage progressif ;
- des dunes peu volumineuses mais relativement étalées.

Les croissants de plage sur la berme peuvent appartenir à deux catégories :

- des croissants de grande amplitude et de grande longueur d'onde qui sont associés à des fortes vagues ou des tempêtes hivernales ;
- des formes de moindre ampleur et longueur d'onde, qui sont observables généralement au printemps, et plutôt liées à des climatologies plus communes.

Ces plages correspondent à un type morphologique où l'ensemble des sédiments disponibles est parvenu à la côte, ce qui génère une forme générale convexe du profil de la plage avec une pente assez forte. Il s'agit d'un profil particulièrement réfléchissant où se produisent des phénomènes de réflexion des ondes incidentes (vagues) à l'origine en particulier de la génération des croissants sur la haute plage.

Ces plages sont en équilibre relatif car leur morphologie convexe ne participe pas à la dissipation des vagues sur les fonds (plages dissipatives) et sont donc particulièrement sensibles aux fortes houles hivernales.

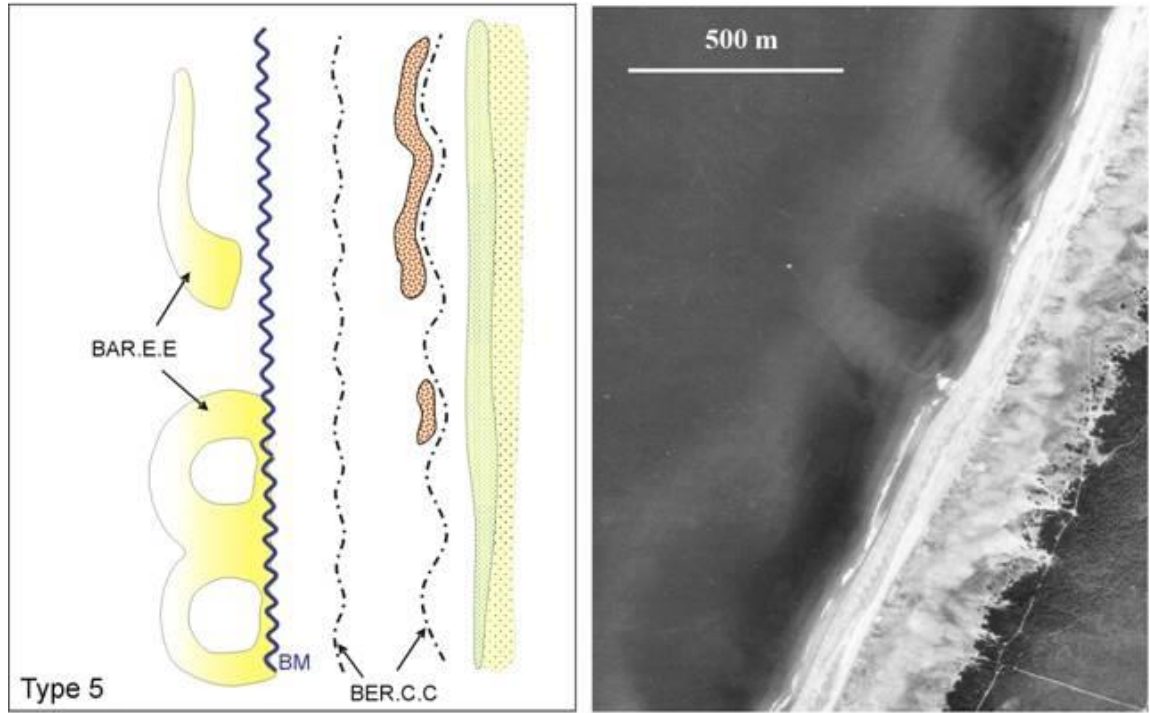


Illustration 58 - Caractéristiques des plages du type 5; BM : Basse Mer ; BAR.E.E. : Barre Externe en Ellipse ; BER.C.C. : Berme en Croissant Continue (orthophotographie : ©ONF, 1998)

Les plages situées de part et d'autre de l'embouchure du Boucarot, à Capbreton, sont à considérer comme une exception locale dans ce type : elles sont en effet soumises à l'influence des ouvrages destinés à faciliter les accès au port. La longue jetée nord, en bloquant la dérive littorale des sédiments, est en effet responsable de l'accumulation des sables sur la plage Notre-Dame, au nord, et du démaigrissement des plages méridionales.

Plages situées entre l'embouchure de l'Adour et la Pointe Saint-Martin (Illustration 59)

Ces plages, situées à l'aval de l'embouchure de l'Adour, ont été fortement aménagées, et leurs caractéristiques sont aujourd'hui fortement dépendantes des nombreux équipements et procédés déployés pour assurer la gestion de leur érosion :

- la jetée nord de l'Adour, construite en 1966, qui perturbe les apports sableux de la dérive littorale nord-sud, en entraînant une érosion chronique du littoral en aval ;
- les huit épis, installés depuis les années 1970 sur les plages de la commune d'Anglet, pour pallier leur érosion chronique ;
- les opérations de dragage de l'embouchure de l'Adour, qui se comble du fait d'apport de sable par la dérive littorale, et le dépôt des produits de dragage dans les petits fonds (Rihouey, 2004).

Elles conservent néanmoins des caractères communs avec les plages girondines et landaises :

- un estran relativement large (environ 200 m) et plutôt plat ;
- la destruction presque totale de la dune littorale naturelle par des équipements divers ;
- l'absence de systèmes « barres-bâines » sur la zone intertidale ;
- l'accolement à la plage des barres internes isolées et rectilignes, interrompues par des chenaux de vidange souvent perpendiculaires à la côte ;

- la présence de barres externes pérennes, avec une morphologie plus rectiligne par rapport aux précédents types (Rihouey, 2004).

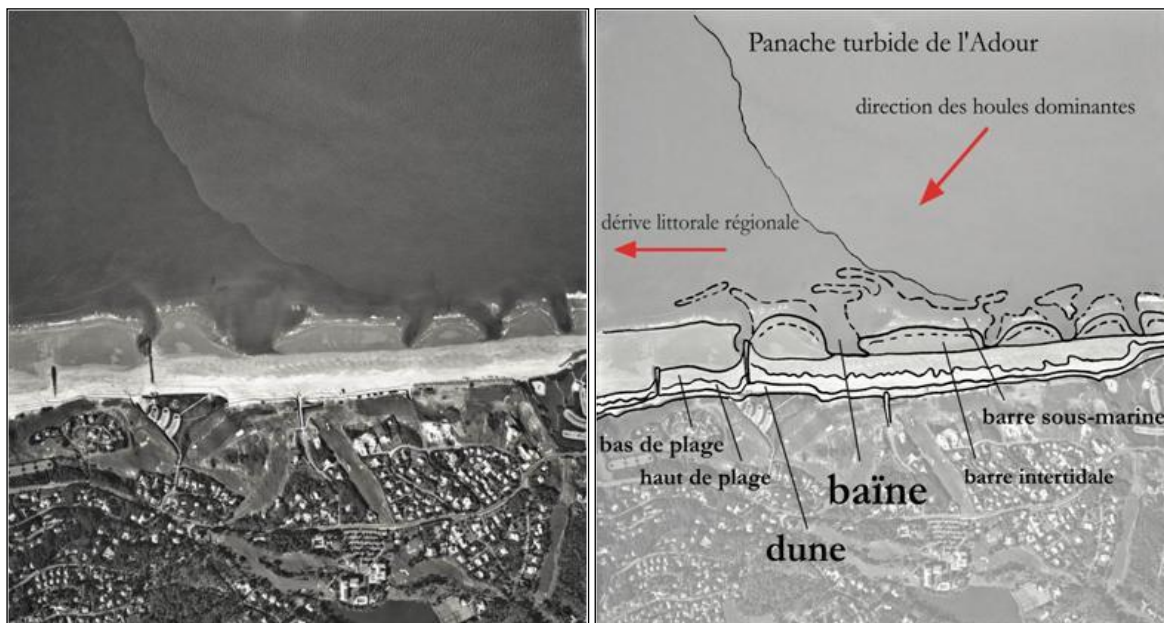


Illustration 59 - Caractéristiques des plages d'Anglet

Ces plages sont en érosion chronique, leur maintien n'étant assuré que par le rechargement avec les matériaux dragués dans l'embouchure de l'Adour. Elles sont impactées par les houles et subissent une lente érosion au niveau des petits fonds subtidiaux, qui limitent la dissipation des vagues.

3.2. TYPOLOGIE ET ECOLOGIE DES DUNES LITTORALES NON BOISEES D'AQUITAINE

Les paysages dunaires résultent de facteurs naturels et anthropiques. L'analyse de leurs formes, de leur végétation et de leur dynamique permet de guider les choix d'intervention. Elle fournit également un outil d'évaluation de la qualité du patrimoine écologique dont elle permet de suivre l'évolution.

L'absence ou la présence d'une avant-dune, très liée à la plage, est un bon indicateur des tendances évolutives du « trait de côte ». Située à la transition entre le système « plage » - soumis aux agents dynamiques météo-marins - et le système « cordon dunaire » - dont la morphologie dépend essentiellement du vent, de la végétation et de l'action de l'homme - l'avant-dune est parfois considérée comme appartenant à l'une ou l'autre de ces deux entités littorales. Dans ce chapitre, l'avant-dune est parfois distinguée du cordon dunaire car sa genèse et sa dynamique sont naturelles, contrairement au cordon dunaire qui a souvent fait l'objet d'interventions anthropiques.

En effet, le corps de la dune littorale a été fortement marqué par l'action passée de l'homme au travers, par exemple, des travaux de fixation des édifices dunaires avec l'implantation de forêts, dès la fin du XVIII^{ème} siècle et jusque dans les années 1970-1980, où des reprofilages topographiques ont été effectués (calibrage du cordon). Il tend actuellement à se « renaturer » sous l'effet conjoint d'agents naturels puissants (mer-vent) et de travaux de contrôle souple du mouvement des dunes, menés par l'ONF.

Enfin, l'arrière-dune peut également être considérée comme appartenant au cordon dunaire. Cependant, l'origine de l'arrière-dune, sa dynamique d'évolution et sa population végétale ont conduit à la différencier du cordon dunaire dans ce chapitre.

La végétation est l'un des facteurs de l'édification des dunes. Associées à des formes et à des processus dynamiques particuliers, les communautés végétales composent des paysages dont la lecture nous éclaire

sur la vitalité et la tendance évolutive du milieu. La couverture végétale, principalement herbacée, des dunes les plus proches de la plage comprend plusieurs « ceintures » parallèles au littoral. Une flore dunaire, très spécialisée et riche en espèces endémiques, confère à ces dunes un rôle de conservatoire d'habitats et d'espèces de grande valeur patrimoniale.

Le paysage des dunes littorales est une mosaïque d'écosystèmes élémentaires (ou *habitats*) étroitement imbriqués et dont les limites fluctuent en permanence (Illustration 60).

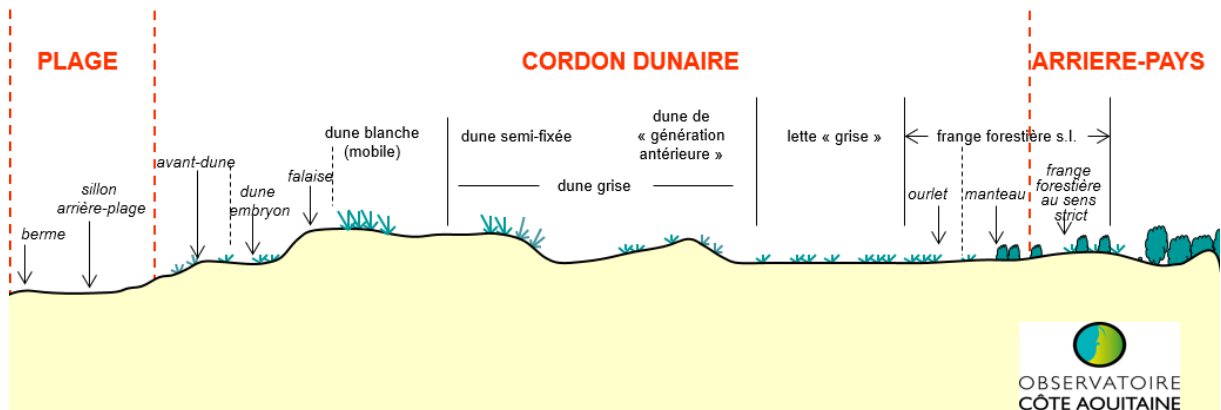


Illustration 60 - Une succession d'habitats en transformation et en interaction constantes

On trouvera en annexe 3 des tableaux détaillés de la composition des différents habitats. Par ailleurs, les espèces végétales sont décrites et illustrées dans le « Guide de la flore des dunes littorales de la Bretagne au sud des Landes » aux Editions Sud-Ouest (ONF, 2012).

3.2.1. Le haut de plage

Le « haut de plage » ne constitue pas une entité dunaire proprement dite. Cependant, la nature et l'évolution de la dune sont intimement liées à celles de la plage, et c'est sur le haut de plage que se manifestent les prémisses de dunes ; c'est là aussi que le vent prélève la plus grande quantité du sable dunaire.

Le haut de plage peut être immergé à l'occasion des tempêtes et des hautes mers de vives eaux. Seules des plantes annuelles adaptées à une très forte salinité peuvent donc s'y développer. Le recouvrement végétal y est extrêmement faible et la flore, de caractère halo-nitrophile, bénéficie des matières organiques associées dans les laisses de mer. Le développement d'un peuplement relativement pérenne de plantes vivaces signe le passage du milieu marin au milieu terrestre. Les processus éoliens prennent alors le pas sur les processus marins (Lageat *et al.*, 2012).

La principale association phytosociologique des hauts de plage de la côte aquitaine est le *Beto-Atriplicetum arenariae*. Les espèces les plus répandues sont le Cakilier maritime (*Cakile maritima*) et la Soude brûlée (*Salsola kali*). L'Arroche des sables (*Atriplex laciniata*) est rare en Aquitaine. On rencontre dans le sud landais, à Tarnos, une station d'*Euphorbia peplis*, relique d'une communauté thermo-atlantique, devenue extrêmement rare sur la côte atlantique (Illustration 61).

La végétation des hauts de plage présente rarement son plein développement, tant en raison de l'érosion marine que de la pression humaine (piétinement, nettoyages mécaniques...).



Caquillier (*Cakile maritima*)



Euphorbia peplis



Soude brûlée (*Salsola kali*)

Illustration 61 - Quelques espèces du haut de plage

3.2.2. L'avant-dune (voir groupe socio-écologique n°1 en Annexe 4)

Un bourrelet bas en étroite relation fonctionnelle avec la plage

Comme son nom l'indique, l'avant-dune est toujours en position frontale, au contact du haut de plage. Mais cette position topographique ne suffit pas à caractériser une unité dont l'approche fonctionnelle est précieuse pour le suivi de l'évolution littorale.

Pour Paskoff (1997), « le propre d'une avant-dune est de constituer une unité morphologique clairement définie par sa forme en bourrelet bien distinct, parallèle au rivage, dominant la plage d'un côté et un espace bas de l'autre. Son originalité est aussi d'appartenir à un système sédimentaire l'associant étroitement à la plage et à l'avant-plage par des échanges sédimentaires réciproques au gré des variations de l'énergie des vagues et de celle du vent. »

Une construction par succession de stades dynamiques caractérisés à la fois par des communautés végétales et des formes particulières

Sur les côtes sableuses bien alimentées en sédiments, le haut de plage reçoit du sable en période de beau temps. C'est là que peut s'amorcer le développement de petits éléments de prairie à Chiendent des sables -*Elymus farctus* syn. *Agropyron junceiforme*-, graminée résistant bien à la salinité et capable de freiner le sable transporté par le vent depuis la plage. Si le répit d'érosion marine perdure, ces éléments se rejoignent et forment une *banquette*, sub-horizontale ou légèrement inclinée vers l'extérieur, souvent dénommée *banquette à Agropyron*. C'est en effet le Chiendent des sables qui domine le groupement végétal de ce premier stade. Ensuite, l'*Agropyron* est rejoint par d'autres espèces vivaces : le Liseron soldanelle -

Calystegia soldanella-, l'Euphorbe maritime -*Euphorbia paralias*-, le Panicaud -*Eryngium maritimum*- et puis, si les apports de sables sont suffisants, par l'Oyat -*Ammophila arenaria*-, le Goubet des Aquitains. Moins halophile que l'Agropyron, l'Oyat ne s'installe que lorsque l'épaisseur de la banquette lui permet de se soustraire à la trop forte salinité. Dans un premier temps, il permet la construction de petits monticules allongés dans le sens du vent, des *nebkas*. La poursuite de la dynamique constructive peut aboutir à une *avant-dune établie*, bourrelet continu et volumineux à couverture végétale dominée par l'Oyat.

Au regard de l'analyse de la végétation, les avant-dunes se rattachent principalement à l'association de l'*Euphorbio paraliae-Agropyretum juncei* des dunes embryonnaires rencontrées du sud de l'Angleterre au sud-ouest de l'Espagne. Le stade le plus évolué de l'avant-dune (*avant-dune établie*) peut aussi se rattacher à la phase jeune (à Agropyron) de l'association de l'*Euphorbio paraliae-Ammophiletum arenariae* ou du *Sileno thorei-Ammophiletum arenariae*, stade initial de la dune « blanche ».

Une interprétation des formes de terrain pas toujours évidente

La lecture des paysages de l'avant-dune est parfois difficile, tout particulièrement si des interventions humaines sont venues modifier les faciès naturels. C'est tout à fait le cas en Aquitaine, où les cordons littoraux ont été profondément marqués par les modelages anthropiques.

Dans le contexte actuel de recul des côtes, ce cordon « contraint » se retrouve en position avancée et l'avant-dune, au lieu d'être nettement individualisée, est souvent étroitement liée aux cordons dunaires, *superposée* aux versants externes ou bien même *plaquée* à eux.

D'excellents indicateurs des tendances évolutives des côtes meubles

Les différentes formes évolutives de l'avant-dune sont à la fois des acteurs, des produits et des témoins des fluctuations sédimentaires de la plage :

- Quand le bilan sédimentaire est positif, de nouvelles avant-dunes se développent en haut de plage et la terre avance vers la mer ;
- Quand le bilan est équilibré, des avant-dunes se développent et traduisent une relative stabilité. Il convient de rester prudent quant à cette notion de stabilité qui ne doit pas être confondue avec la fixité. Elle correspond plutôt à de légères fluctuations autour d'une position plus ou moins constante du trait de côte à moyen terme ;
- Quand le bilan est déficitaire, les différentes formes de l'avant-dune sont absentes ou bien en cours de destruction par l'énergie des houles.

3.2.3. Les cordons dunaires

Caractérisation et dynamique

Le terme de *cordon dunaire* est utilisé pour qualifier le bourrelet continu et volumineux (10 à 25 m de hauteur, 100 à 200 m de largeur) qui longe la côte aquitaine et domine nettement les autres entités majeures du paysage côtier : la plage et les avant-dunes du côté externe, l'arrière-dune du côté interne. Modelé au XIX^{ème} siècle et entretenu à des degrés divers depuis lors, le cordon dunaire d'Aquitaine est intimement marqué par les interventions humaines.

Les cordons dunaires sont ici différenciés de l'avant-dune en raison de leurs genèses, leurs formes, leurs couvertures végétales et leurs dynamiques d'évolution distinctes. Contrairement à l'avant-dune, lorsqu'elle est présente, les cordons dunaires ne sont pas en interaction directe, étroite et permanente, avec la plage. Ils sont en revanche marqués par des actions de contrôle anthropique et émanent - au moins partiellement

- du remaniement d'accumulations sableuses antérieures. Leur hauteur est nettement supérieure à celle qu'ils auraient atteinte par évolution strictement naturelle, notamment en raison des entretiens qui aident la végétation à retenir le sable en transit.

Sous les effets conjugués de la mer et du vent, les cordons anciennement calibrés évoluent vers des formes complexes dépendantes du contexte écologique et morpho-sédimentaire local (Illustration 62).

L'observation de terrain permet de distinguer ces évolutions diverses de l'ancien calibrage. Les cordons sont aujourd'hui entretenus selon les principes du contrôle souple, exposés dans le chapitre 4 de cet atlas.

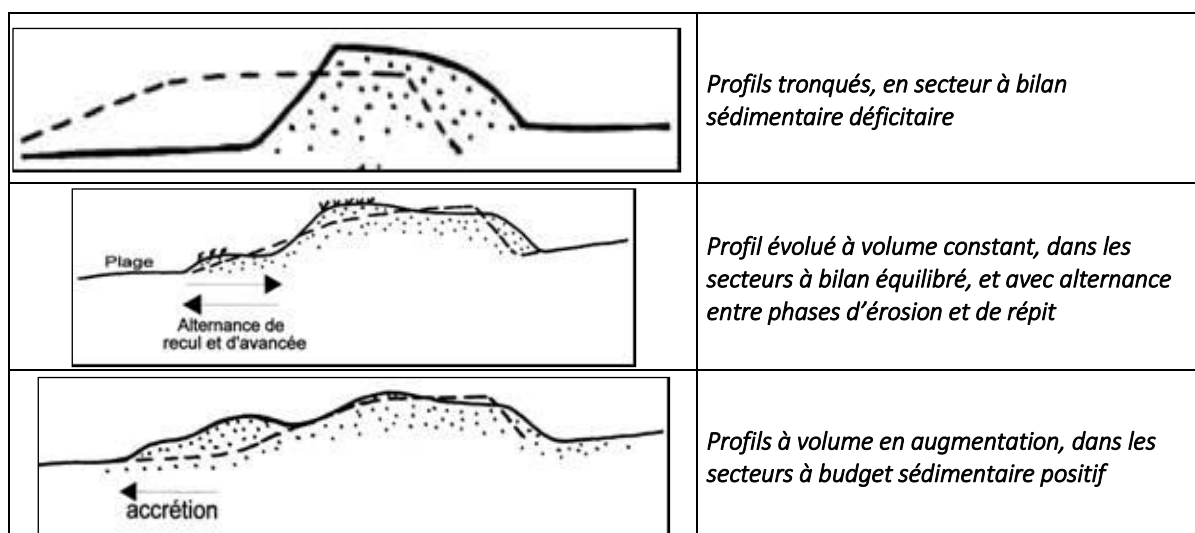


Illustration 62 - Variantes de cordons dunaires anciennement remodelés

Sur les tronçons de côte en recul rapide et constant, le profil anthropique d'origine n'est plus visible, la mer a « cannibalisé » l'ancien cordon (selon Paskoff, 1997). On est alors en présence de cordons résiduels, souvent de faibles volumes, limités sur leur flanc externe par une falaise marine constamment ravivée. On parle de *cordons perchés* lorsque le sable récemment remobilisé recouvre des horizons formés antérieurement dans un contexte différent. Cette situation est fréquente sur la côte nord girondine (Médoc).

Dans quelques rares situations, on a pu assister à la remobilisation généralisée de cordons anciennement calibrés. Cette remise en mouvement donne naissance à des dunes très peu végétalisées, qui sont susceptibles, sous l'effet des vents marins dominants, de se déplacer par roulement sur elle-même vers l'intérieur des terres (Illustration 63).

Selon le volume sableux disponible et le degré de recouvrement végétal, elles adoptent des formes de type barkanoïde, de type parabolique ou forment de puissantes langues de sable (pourrières). Ces champs de dunes mobiles, provenant du remaniement de dunes précédemment fixées ou contrôlées, composent des paysages spectaculaires, longtemps considérés comme catastrophiques, mais qui aujourd'hui, en raison de leur rareté et de l'évolution des mentalités, peuvent être considérés comme des éléments paysagers de haute valeur esthétique, scientifique et patrimoniale.



Illustration 63 - Exemples de remobilisation de cordons anciennement calibrés. A gauche : dune du « Trencat » au nord de Biscarosse en 2012 (photo. M. Le Collen) ; à droite : dune dite « des ensablés » au Cap Ferret (Gironde), en 1994 avant travaux de réhabilitation (photo. J. Favennec)

Les communautés végétales des cordons dunaires mobiles et semi-fixés

La palette des faciès écodynamiques présents sur les cordons dunaires est assez large. Ces faciès dépendent étroitement de la largeur du cordon et de la quantité de sable en transit. Ils sont en constante, et parfois très rapide, évolution. Ce sont bien sûr les cordons bien alimentés en sable, situés dans les secteurs côtiers dont le budget sédimentaire est équilibré, qui en présentent la plus grande variété.

En suivant un gradient de mobilité et de flux sédimentaire décroissant, on peut distinguer parmi eux deux types dominants : la dune blanche et la dune semi-fixée (Illustration 64).

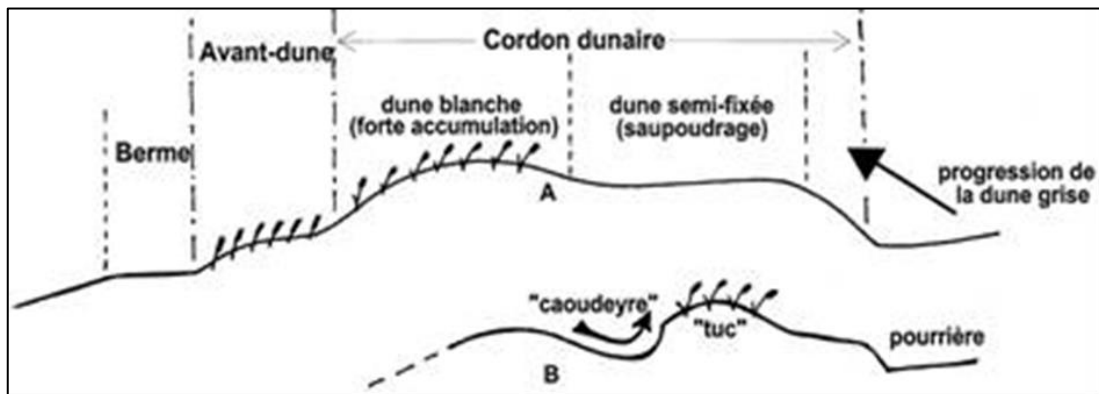


Illustration 64 - Faciès écodynamiques des cordons dunaires en secteur côtier à bilan sédimentaire équilibré. A : avec tendance à la stabilisation de la partie arrière. B : avec remobilisation

- La dune « blanche » (voir groupe socio-écologique n° 2 en Annexe 4)

La dune blanche est couverte d'une végétation herbacée, caractérisée par quatre espèces psammophiles¹⁵. L'Oyat prédomine et impose sa physionomie. Les conditions écologiques sont dictées par le transit et l'accumulation sableuse ; la salinité décroît nettement.

¹⁵ Espèces psammophiles : Espèces végétales qui se développent sur un substrat sableux



Oyat, ou Gourbet (*Ammopila arenaria*)



Panicaut (*Eryngium maritimum*)



Euphorbe (*Euphorbia paralias*)



Liseron (*Calystegia soldanella*)

Illustration 65 - Les quatre espèces psammophiles omniprésentes sur les dunes blanches
(photographies J. Favenne)

La dune blanche s.s. se rattache à l'association du *Sileno thorei-Ammophiletum arenariae*, endémique d'Aquitaine et de Charente-Maritime. Elle peut comprendre plusieurs espèces endémiques : la Silène de Thore (*Silene Thorei*), la Linaire à feuilles de thym (*Linaria thymifolia*), l'Armoise (*Artemisia campestris* ssp. *maritima*), le Gaillet (*Galium aarenarium*), l'Astragale de Bayonne (*Astragalus baïonensis*) et l'Epervière laineuse (*Hieracium eriophorum*) (Illustration 66).



Silène de Thore



Linaire à feuilles de thym



Gaillet



Astragale de Bayonne



Armoise



Epervière laineuse

Illustration 66 - Les dunes blanches d'Aquitaine sont riches en espèces endémiques (photographies J. Favennec)

- **La dune semi-fixée ou dune de transition (voir groupe socio-écologique n° 3 en Annexe 4)**

À l'abri de la dune blanche où domine l'accumulation de sable, la partie centrale et/ou arrière des cordons dunaires est caractérisée par un transit sableux faible et une amorce de stabilisation. C'est la dune dite semi-fixée (ou dune de transition), dans laquelle la proportion d'espèces psammophiles diminue. Elles s'associent à des espèces de dune fixée (Immortelle, Canche blanchâtre...) et à des espèces qui affectionnent les épandages sableux modérés (Fétuque et Gaillet, souvent conjoints).

La dune semi-fixée correspond aux festucaies (caractérisées par une dominance de Fétuque -*Festuca juncifolia*- et de Gaillet des sables -*Galium arenarium*-) selon deux types d'associations :

- Le *Festuco juncifoliae-Galietum arenarii*, présent du littoral sud-armoricain à celui nord-aquitain. Il se distingue notamment par la présence de la luzerne marine (*Medicago marina*) d'affinités psammophile et thermophile ;
- Le *Galio arenarii-Hieracietum eriophori*, vicariante aquitaine qui trouve son expression optimale au sud du Bassin d'Arcachon. Elle se différencie notamment par la présence de l'Epervière laineuse (*Hieracium eriophorum*), une espèce endémique à aire restreinte et l'abondance d'une autre endémique (à aire plus large), l'Astragale de Bayonne (*Astragalus baionensis*).

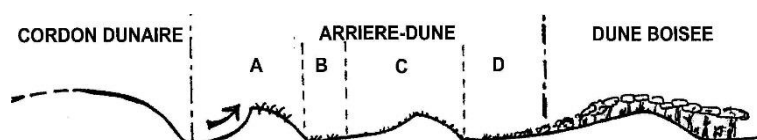
3.2.4. Les arrière-dunes

Ce terme définit une unité paysagère complexe incluant la plupart des dunes *fixées* -mais non boisées- et souvent dénommée dunes *grises*.

Les arrière-dunes sont ici distinguées du cordon dunaire par leur altitude plus faible, par leur position plus abritée, par la très nette dominance des faciès stabilisés et, aussi, par une amorce de pédogénèse. Si elles ont été peu transformées par les modelages anthropiques, leur dynamique est très sensible au mode de gestion de la dune mobile et de la dune semi-fixée qui les précède en direction de la plage.

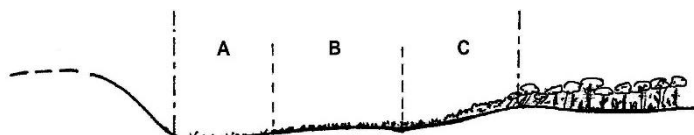
Leur extension a été notablement réduite par les grands boisements du XIX^{ème} siècle. Prises en tenaille entre la dune mobile et la dune boisée, les arrière-dunes présentent rarement leur potentiel paysager optimal.

La prise en compte équilibrée de leurs caractères morphologiques, botaniques et dynamiques impose de subdiviser ces formations en deux types d'habitats homogènes (Illustration 67) : les « dunes grises de génération antérieures » et les « lettes grises ».



5.1 - Arrière-dune à dunes "de génération antérieure".

- A - dune de remobilisation, en partie active
- B - dépression humide
- C - parabolique basse fixée
- D - buissons préforestiers



5.2 - Arrière-dune à "lette"

- A - lette à saupoudrage occasionnel
- B - lette grise "intégrale"
- C - buissons préforestiers



Illustration 67 - Les deux grands types de physionomie des arrière-dunes non boisées d'Aquitaine

Les dunes grises de « génération antérieure »

Ces dunes basses, que l'on rencontre à l'arrière de la dune mobile, sont des systèmes témoins du paysage tel qu'il était avant le boisement des dunes internes et au modelage de ce cordon. Elles sont parfois nommées dunes subactuelles ou dunes *de génération antérieure au profilage* (Barrère, 1980). Leur forme dominante est de type parabolique, souvent sous forme de paraboles groupées *en râteau*, parfois combinées avec des dunes *en tas* ou *en dos de baleine* allongées dans le sens des vents dominants.

Certaines ont connu récemment des évolutions. Ce fut notamment le cas au siècle dernier, dans la période de l'entre-deux guerres, quand le relâchement des entretiens a conduit à une forte remise en mouvement du cordon calibré. Des dépressions ou « caoudeyres » se sont alors creusées et développées, formant d'excellentes plages d'envol pour le sable qui n'était plus couvert par la végétation. C'est ainsi que le vent a pu reprendre le sable mis à nu pour former des amorces de dunes paraboliques qui, dans leur migration vers l'arrière, ont recouvert parfois totalement les formes antérieures.

Les « lettes » grises

Les arrière-dunes, formant des dépressions subhorizontales entre des bombements dunaires, sont identifiées par le terme gascon de *lettes* (*Lèdes* dans le Médoc). Selon Barrère (1989), les lettes les plus externes, c'est-à-dire les plus proches de la dune mobile et/ou de la dune semi-fixée, sont le souvenir direct de la plateforme de sable des Landes. C'est sur elles que les diverses générations de dunes ont transité. Leur relief déprimé pourrait conduire à penser que les fonds humides y abondent, mais les lettes sèches sont également très fréquentes.

Les lettes sont souvent allongées en couloirs parallèles à la côte. Elles peuvent être divisées en une bordure externe, occasionnellement saupoudrée de sable, et une partie interne, totalement fixée où abondent mousses et lichens (Illustration 67).

La végétation des arrière-dunes sèches (dunes grises et lettes grises) (voir groupe socio-écologique n° 4 en Annexe 4)

La composition floristique des arrière-dunes connaît de fortes variations régionales. Les facteurs limitants ne sont plus la salinité et l'ampleur du transit sableux, mais plutôt les facteurs climatiques et pédologiques locaux. Ainsi, la croissance des végétaux est principalement entravée par la sécheresse et la pauvreté du sol, mais, lors des tempêtes, le vent et la brûlure des embruns y ajoutent leur action néfaste.

En ex-Aquitaine les pelouses d'arrière-dune sont dominées par le « couple » Immortelle (*Helichrysum stoechas*) et Canche blanchâtre (*Corynephorus canescens*), associé à une proportion variable de mousses et de lichens.

C'est entre le Nord-Médoc et l'île d'Oléron que s'effectue la transition entre les dunes caractéristiques du centre de l'Aquitaine au sable siliceux et les dunes de type vendéen sur sable plus ou moins calcaire. L'Ephédre ou « raisin de mer » (*Ephedra distachya*), l'Euphorbe de Portland (*Euphorbia portlandica*) et le Garou (*Daphne gnidium*) apparaissent dans le nord de la Gironde et abondent dans les dunes grises de Charente-Maritime et de Vendée.

Les mousses et lichens sont également une composante forte de ces paysages, en grande partie à l'origine de leur couleur grise.

Les arrière-dunes sèches du littoral aquitain sont caractérisées par deux associations végétales :

- le *Sileno portensis-Helichrysetum stoechadis*, en Gironde et dans les Landes ;
- l'*Alyso loiseleuri-Helichrysetum stoechadis*, association endémique présente dans quelques stations réduites du sud aquitain, de part et d'autre de l'embouchure de l'Adour.

Les dépressions humides de l'arrière-dune

Des dépressions humides occupent les parties basses de certaines lettes et l'intérieur de dunes paraboliques. Ce faciès particulier, lié à la proximité de la nappe phréatique, revêt une grande importance en matière de diversité biologique. Leur rareté justifie la nécessité de mesures particulières de préservation ou de restauration.

Les buissons pré-forestiers

Dans le cas d'un écosystème optimal, le passage de la dune grise -à végétation rase- à la dune boisée s'effectue par une série de liserés végétaux de hauteur et de proportion croissante en espèces ligneuses. On distingue en général, précédant la lisière forestière proprement dite, un *ourlet* à grandes herbes et petits buissons, puis un *manteau* arbustif étroitement imbriqué à la lisière sous forme d'un *bouclier* d'arbres déformés par le vent (arbres que l'on dit *halo-anémomorphosés*, c'est à dire déformés par la brûlure du sel et le mitraillage du sable transporté par le vent). À mesure que l'on s'éloigne de l'arrière-dune, les buissons, d'abord isolés, se rejoignent peu à peu pour former un couvert continu. Le relief n'est alors plus directement perceptible et c'est la strate arbustive qui imprime son caractère au paysage.

On peut distinguer deux grands types de buissons pré-forestiers et de lisières :

- au sud du Bassin d'Arcachon la pinède à Chêne liège (*Quercus suber*) avec ourlet à Ciste à feuille de sauge (*Cistus salvifolius*), Bruyère à balais (*Erica scoparia*) ;
- au nord du Bassin d'Arcachon, la pinède à Chêne vert (*Quercus ilex*) avec, tout au nord, un ourlet à Garou (*Daphne gnidium*), Troène (*Ligustrum vulgare*).

3.3. TYPOLOGIE DES CONTACTS ENTRE PLAGE ET DUNE

La morphologie des zones de contact entre plage et dune est un bon indicateur de l'évolution passée, à court et à moyen terme, du tronçon de côte concerné. Cependant, l'observation instantanée ne suffit pas pour comprendre les évolutions en cours. Seul le suivi continu permet d'identifier l'évolution temporelle de ces formes et, soit par la permanence de certains types de contact, soit par leur alternance, de comprendre les processus qui ont présidé.

On distingue trois grands types de contact : ceux des zones en érosion ; ceux des zones stables et ceux des zones en accrétion.

3.3.1. Types de contact caractérisant des phases d'érosion marine

Lors des phases d'érosion marine, quand l'énergie des vagues n'est pas suffisamment amortie par la plage, le système dune/plage tend à se rééquilibrer par prélèvement de sable en pied de dune. Ces phases sont caractérisées par la formation de falaises d'érosion, ruptures brusques du relief entre la plage et le versant externe de la dune.

On distingue deux grands types de falaises d'érosion sur la côte meuble d'Aquitaine :

- Les falaises sableuses, découpées dans des fronts dunaires constitués uniquement de sables éoliens ; c'est le type le plus fréquent ;
- Les falaises à couches géologiques et sols fossiles ; escarpements qui affectent des couches plus anciennes et consolidées au-dessous du sable dunaire.

Falaises sableuses

Elles présentent divers aspects selon leur stade évolutif :

- Les falaises vives ont été fraîchement entaillées par la mer ; leur pente est très forte. Ce stade est fugace, les éboulements commençant très rapidement après le sapement initial (Illustration 68) ;



Cap Ferret, fin 1991. Falaise vive, sapée à la base. Elle glisse par pans entiers dont les produits sont dégagés et dispersés par la mer.



Saint Girons, Landes, décembre 2001. Falaise vive en cours d'éboulement. La corniche sommitale est maintenue verticale par l'enracinement des végétaux de la dune blanche.

Illustration 68 - Exemples de falaises sableuses vives (photographies J. Favennec)

- Les falaises régularisées bénéficient d'un début de répit de l'érosion marine. Leur talus présente un profil d'équilibre statique, avec une pente de l'ordre de 60 % (Illustration 69). Il s'agit d'un stade transitoire, qui sera repris par le vent ou bien ravivé par l'érosion marine ;



Grayan (Le Gup), Gironde, mars 1994. Falaise en cours de régularisation. Des éléments de corniche restent en « mottes » consolidées par les végétaux.



Biscarrosse (Landes), juin 2001. Falaise régularisée.

Illustration 69 - Exemples de falaises sableuses régularisées (photographies J. Favenne)

- Les falaises éolisées apparaissent si le répit d'érosion marine se prolonge (Illustration 70). Les vents remanient alors les falaises régularisées et tendent à leur donner une pente d'équilibre dynamique, de l'ordre de 20 %. Cette évolution ne se fait pas de façon homogène : les falaises éolisées présentent une série d'accidents (brèches, siffle-vents, caoudeyres...) de dimensions et de degrés d'évolution variables ;



Lacanau, « le Lion », Gironde, début 1992. Falaise découpée de brèches et de siffle-vents.



Lacanau, « le Lion », même secteur en février 1995. La pente de la falaise tend vers un talus d'équilibre dynamique de moindre résistance.

Illustration 70 - Exemples de falaises sableuses éolisées (photographies J. Favenne)

- Les microfalaises représentent un cas particulier de falaise sableuse basse, que l'on distingue des précédentes en raison du type de dune qu'elles découpent. Cette dénomination est en effet réservée aux falaises qui affectent l'avant-dune (Illustration 71). Pour éviter les confusions avec les microfalaises qui découpent certains corps sédimentaires de plage (*microfalaises de berme*), il vaut mieux parler de *microfalaise d'avant-dune*.



Cap Ferret (Gironde), janvier 1995. Microfalaise qui entame une large banquette à Agropyron



Gironde, 29 mai 2006. Microfalaise qui entaille une avant-dune précaire

Illustration 71 - Exemples de microfalaises d'avant-dune (photographies J. Favennec)

Falaises découpant des couches géologiques et pédologiques antérieures à la formation des dunes

Ce type de falaise est très fréquent dans le Médoc, entre Soulac-sur-Mer et Le Pin-Sec (commune de Naujac-sur-Mer), mais on le rencontre aussi dans le secteur du Pilat, au sud des passes du Bassin d'Arcachon. La falaise y est découpée dans des couches de sable éolien, surmontant des horizons géologiques et/ou pédologiques plus anciens.

Entre Soulac-sur-Mer et Montalivet, les sables dunaires sont en général de faible épaisseur. Les falaises entament des argiles, des tourbes, des sables fluviaux... Peu affectées par la dynamique éolienne, elles sont souvent marquées par un important ravinement hydrique. Sur les tronçons de côte à falaises de ce type, la plage est disjointe des dunes qui sont de faible volume, et perchées en haut de falaise. Entre Montalivet et Le Pin-Sec, l'épaisseur de sable éolien est importante, souvent supérieure à celle des couches géologiques et pédologiques qui affleurent dans les falaises dunaires. Douze formations géologiques ont ainsi été identifiées dans le Médoc, et sont détaillées dans l'annexe 5.

On peut diviser ce type de falaise en quatre sous-types selon la nature, l'épaisseur et l'arrangement des horizons visibles en période hivernale (Illustration 72).

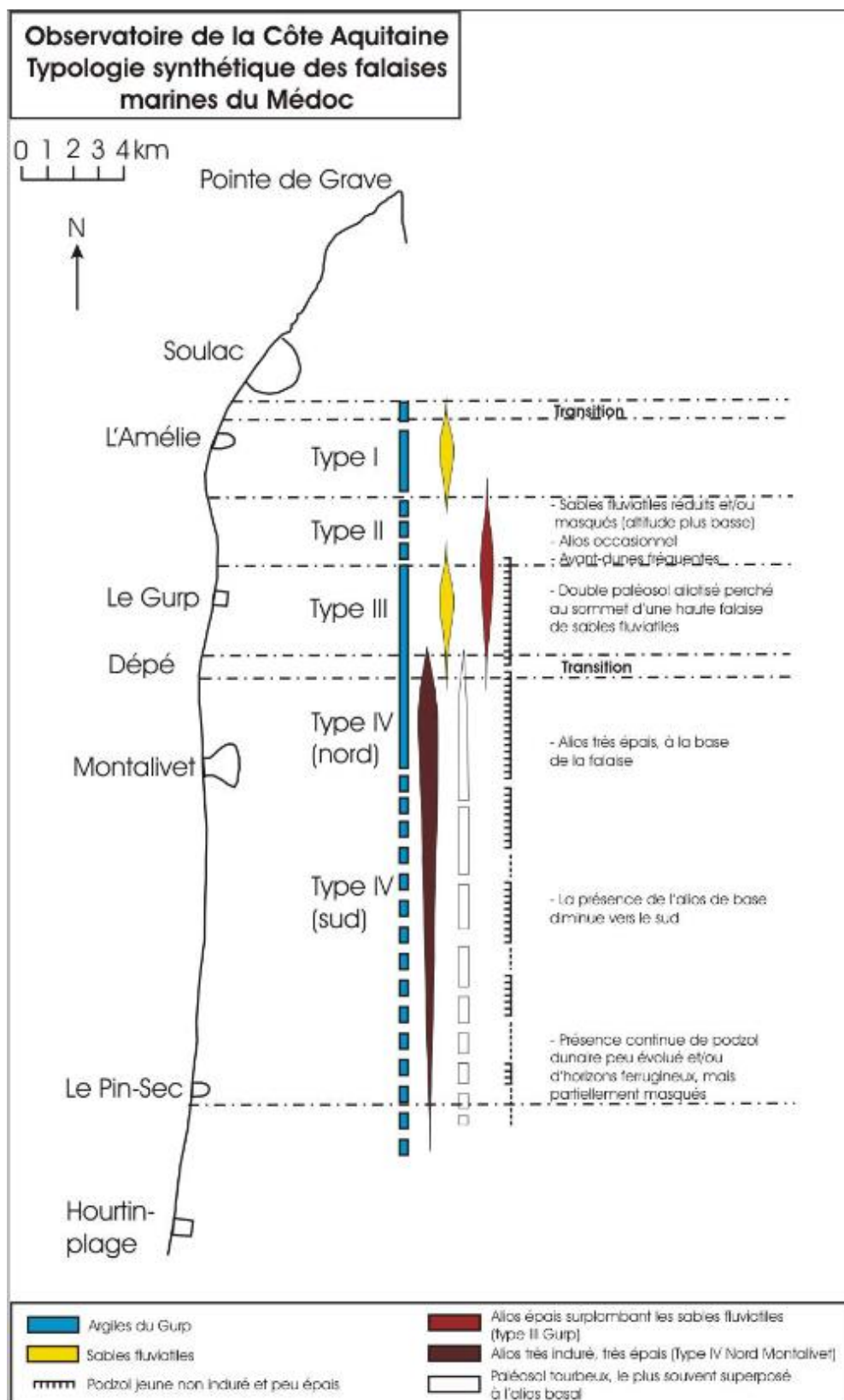
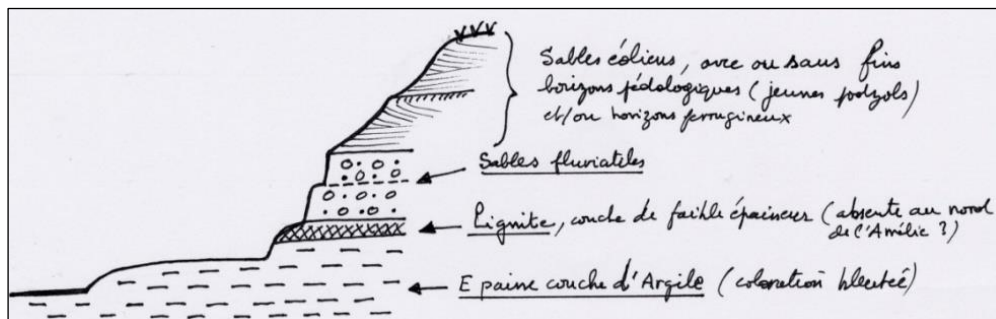


Illustration 72 - Répartition géographique des différents types de falaises à couches géologiques et sols fossiles du Médoc (source : OCA)

- **Secteur Amélie-Négade (type I)**

Il s'agit de faciès hivernaux (ou de tempête). En période estivale (beau temps, répit d'érosion), ces divers horizons peuvent être masqués par des accumulations de sable de plage et/ou par des éboulements de la falaise sableuse qui les surplombe (Illustration 73).



La Négade, 2003. Succession complète des couches géologiques. Forte épaisseur de sables fluviaux, recouverts de strates éoliennes découpées en falaise morte perchée. Photo ONF, C. Nalin.



La Négade, avril 2003. Figures de cryoturbation dans les couches argilo-sableuses de la base des sables fluviaux. Photo ONF, J. Favennec.



Sud de l'Amélie (face au camping), mars 2003. La couche de sables fluviaux est moins épaisse. La puissante couche d'argile est parfois découpée en éperons de plus grande résistance. Photo ONF, J. Favennec.



Même zone que photo de gauche, avril 2003. Les couches de base sont masquées par le haut (éboulements sableux) et par le bas (coin sableux de haut de plage). Photo ONF, C. Nalin.

Illustration 73 - Coupe-type et exemples de falaises de type I (entre l'Amélie et la Négade). Puissantes couches d'argile et de sables fluviaux, recouvertes de strates éoliennes découpées en falaise morte perchée.

- **Secteur de l'anse du Gurp (type II)**

Les couches d'argile et de sables fluviatiles y sont réduites, absentes, ou masquées par du sable éolien (Illustration 74). Le trait de côte présente une concavité rentrant vers la terre. Cette inflexion est le témoin de la présence de l'un des bras de la paléo-Gironde.



Anse du Gurp, 2003. Des avant-dunes plaquées à Agropyron résultent d'une période de légère accrétion. Les couches géologiques et pédologiques sont le plus souvent masquées. Photo ONF, C. Nalin.

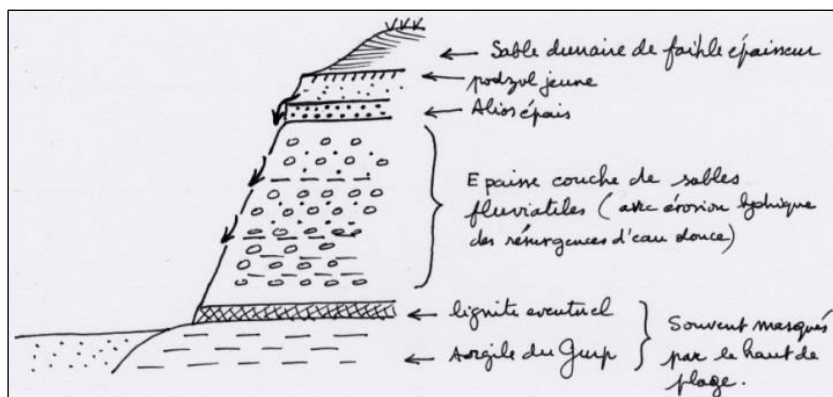


Anse du Gurp, 2003. En phase d'érosion, les couches de base peuvent apparaître : ici, sables fluviatiles recouverts d'un alios. Photo ONF, C. Nalin.

Illustration 74 - Coupe-type et exemples de falaise de type II (anse du Gurp). Les couches d'argile et de sables fluviatiles y sont réduites, absentes, ou masquées par du sable éolien. La présence de quelques petites avant-dunes démontre une plus faible intensité de l'érosion marine.

- **Secteur du Gurp (type III)**

Les argiles « du Gurp » et les sables fluviatiles sont recouverts de deux couches de sols fossiles (Illustration 75). L'aspect de ce type de falaise est très différent selon le niveau d'ensablement de sa base et le degré d'érosion hydrique des sables fluviatiles. La couche de sables fluviatiles devient très épaisse dans ce secteur ; son altitude augmente. Elle est coiffée de plusieurs sols fossiles : celui de base est un podzol à alios rubéfié épais.





Le Gurd, 2003. Un épais podzol à alios, surmonté d'un podzol jeune, coiffe l'épaisse couche de sables fluviatiles. Photo ONF, C. Nalin.

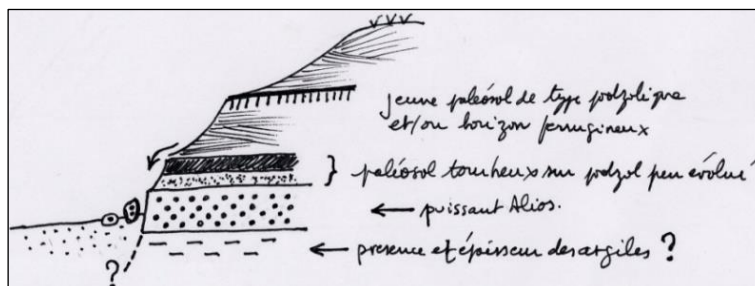


Le Gurd (sud), février 2002. Générée par l'écoulement de la nappe d'eau douce perchée sur l'alios, une forte érosion hydrique ravine la falaise. Photo ONF, J. Favennec.

Illustration 75 - Coupe-type et exemples de falaises de type III (entre Le Gurd et Dédé)

- Secteur de Montalivet au Pin sec (type IV)

Sur ce secteur, un puissant alios marque le pied de falaise : son épaisseur décroît de Montalivet vers le Pin Sec. Un paléosol tourbeux est fréquemment superposé, soit à ce puissant alios, soit à un horizon podzologique peu évolué. Cette strate de tourbe résulte de la présence d'anciens marais d'arrière-dune. L'épaisseur de sable accumulée au-dessus de ces couches est assez forte : elle représente au moins les 2/3 de la hauteur totale des falaises. On peut identifier plusieurs phases de formation de ces dunes perchées, grâce à différents horizons qui s'intercalent entre les strates sableuses. Ces horizons de faible épaisseur sont soit des jeunes podzols, soit des *horizons ferrugineux* qui ne proviennent pas d'une pédogénèse.



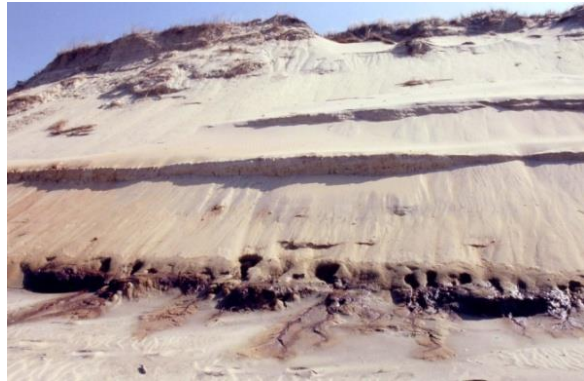
Entre Dédé et le nord de Montalivet, abondance des résurgences d'eau douce au-dessus d'un épais paléosol tourbeux. Photo ONF 2003, C. Nalin.



Au nord de Montalivet, mai 2002. Un épais alios se désagrége sous l'effet de l'érosion marine. Les îlots végétalisés correspondent aux résurgences d'eau douce. Photo ONF, J. Favennec.



Entre Montalivet et le Pin Sec (Saint-Nicolas), mars 2003. Alios coiffé du paléosol tourbeux. Haute falaise sableuse comprenant plusieurs fins paléosols et/ou horizons ferrugineux. Photo ONF, J. Favennec.



Secteur proche, au nord de Saint-Nicolas, mars 2003. Les horizons sont en partie masqués par les éboulements et par le haut de plage plus riche en sédiment. Photo ONF, J. Favennec.

Illustration 76 - Exemples de falaises de type IV (entre Dégé et Le Pin Sec)

Les aspects sont toutefois variables selon le niveau d'ensablement de la plage et le degré d'éolisation des sables dunaires. Ainsi, au sud de Montalivet, la couche d'argile, sous-jacente à l'aliol, est le plus souvent masquée.

3.3.2. Types de contacts dune/plage caractérisant des phases de stabilité temporaire ou d'accrétion modérée

Une partie de la côte montre des contacts plus ou moins doux entre le relief du versant externe de la dune et celui de la plage. Ce type de contact est le signe d'un secteur qui a connu une accrétion, et d'une bonne capacité de la plage à amortir l'énergie marine (Illustration 77).



Illustration 77 - Microfalaise de berme, Carcans, mai 2006 (photo J. Favennec)

Les « marches temporaires » de haut de plage, en période hivernale, ne doivent pas être considérées comme des ruptures de contact entre plage et dune. Ce sont des faciès de plage, stades fugaces de transition entre plage de beau temps et plage de tempête, au cours desquels le sable de la berme est transféré vers les barres immergées.

La transition entre la plage et le corps de la dune est marquée par la présence de divers types d'avant-dunes, formations naturelles qui résultent d'apports sableux récents depuis la plage.

La morphologie de ces avant-dunes dépend de plusieurs facteurs : la durée du répit de l'érosion marine, la nature et la quantité de sable venant de la plage, la vitalité des végétaux caractéristiques des avant-dunes.

En combinant gradient croissant de volume de sable en transit et durée croissante de la phase de répit, on peut distinguer divers types d'avant-dunes, schématisés dans l'illustration 78. Chacun de ces types peut présenter divers stades de développement, les stades jeunes étant caractérisés par des banquettes à Chiendent des sables (*Agropyron junceum*).

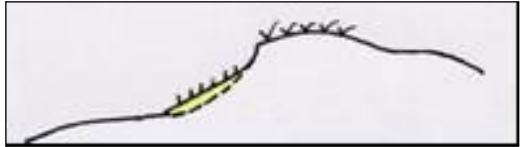
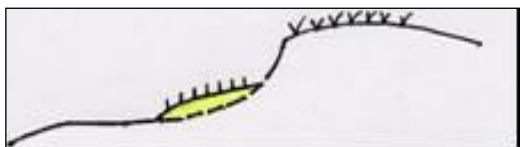
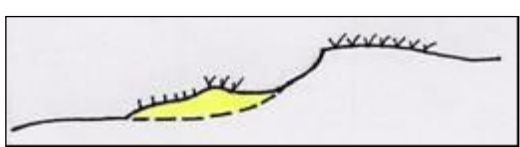
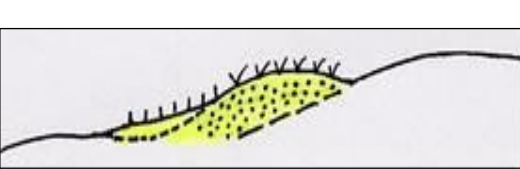
	<p>Avant-dune plaquée <i>Elle est étroite, pentue, plaquée contre une falaise... Le stade mature n'est jamais développé.</i></p>
	<p>Avant-dune précaire <i>Elle comble partiellement une entaille marine ; elle reste étroite. Le stade mature n'y est que partiellement développé.</i></p>
	<p>Avant-dune bien établie à l'avant d'une falaise morte <i>Elle comble totalement une ancienne entaille d'érosion marine et atteint de grandes dimensions. Le stade mature peut se développer.</i></p>
	<p>Avant-dune constituant un bombement frontal sans rupture avec le cordon littoral <i>Pas (ou peu) de traces d'entailles marines passées. L'avant-dune est superposée, ou accolée, au corps principal de la dune sans rupture de relief. Elle est large, volumineuse et durable.</i></p>

Illustration 78 - Schéma des divers types d'avant-dunes de la côte aquitaine

Avant-dunes plaquées

Elles se sont formées par des « placages sableux » récents contre une falaise d'érosion marine. La faiblesse de leur volume rend leur identification parfois difficile. En effet, elles ne se distinguent pas toujours nettement des faciès externes des cordons dunaires et peuvent être confondues avec les amas sableux provenant de l'éboulement de la falaise. Cependant, l'abondance du Chiendent des sables est un élément clé de leur identification (Illustration 79).



Contis nord (Landes), juin 2001. Après une phase d'érosion, un placage sableux recrée un contact doux entre plage et dune.



Grayan, Médoc, avril 2004. Une partie du sable qui masque l'avant de la falaise provient de l'effondrement de la dune en place. Cependant le peuplement d'Agropyron démontre un nappage récent par du sable provenant de la plage.

Illustration 79 - Exemples d'avant-dunes plaquées (photographies J. Favennec)

Avant-dunes précaires comblant partiellement d'anciennes entailles d'érosion marine

Elles apparaissent lors de courts répit de l'érosion marine et n'atteignent ni un grand développement en surface et longueur, ni un stade de grande maturité. Elles ne peuvent se confondre avec le cordon littoral. Au stade natif, elles peuvent cependant être proches du type précédent (Illustration 80).



*Flamand, Gironde mai 2001 (photo G. Février).
Avant-dune précaire en appentis.*



Lacanau (l'Alexandre), Gironde, février 2001 (photo J. Favennec).

Illustration 80 - Exemples d'avant-dunes précaires

Pseudo avant-dunes (avant-dune de résurgence)

On rencontre dans le Médoc, en front de falaise à couches géologiques et sols fossiles, des unités dont l'aspect pourrait être confondu avec celui des avant-dunes précaires.

Elles sont dépendantes de l'eau douce des résurgences. Leur vigueur n'est pas un indicateur de fort répit d'érosion marine, mais de bonne alimentation hydrique. Ce type particulier de « pseudo avant-dune » doit donc être clairement distingué (Illustration 81).



Médoc, Grayan, avril 2004 (photo J. Favennec). Un liseré continu de végétation souligne le niveau d'émergence de la nappe phréatique.



Vensac (Médoc), Gironde, mai 2006 (photo J. Favennec). Formation végétale dense développée au-dessus d'un banc d'argile imperméable.



Médoc 2004 (photo ONF C. Nalin). Un « sourcin », résurgence de la nappe d'eau douce.

Illustration 81 - Exemples de pseudo avant-dunes peuplées de végétaux inféodés aux résurgences d'eau douce

Avant-dunes établies, comblant une ancienne entaille d'érosion marine

Une assez longue phase de répit d'érosion marine est nécessaire pour arriver au stade d'*avant-dune établie*. Celle-ci se présente sous la forme d'un bourrelet bien individualisé, continu et assez volumineux. Sa formation débute par l'installation d'une banquette à Agropyron, qui se «dunifie» par le freinage du sable en transit et le développement d'une couverture végétale à base d'Oyat et de son cortège. Cette catégorie d'avant-dune présente des dimensions variables et diverses positions par rapport au corps principal du cordon dunaire. Le type le plus répandu en Aquitaine est celui qui se développe dans les anciennes entailles d'érosion marine (Illustration 82).



Mimizan, Landes. L'ancienne entaille d'érosion marine est comblée par une avant-dune bien établie...



Entre Carcans et Hourtin, Gironde, mai 1978. Une ancienne entaille d'érosion marine partiellement rechargée... La partie haute présente des Nebkas à Oyat, amorces de la dune blanche.



Gironde, Le Porge, Cantine nord, décembre 2000. Engraissement du haut de plage, active colonisation par l'Agropyron. C'est le stade natif, il y a encore confusion possible entre haut de plage et avant-dune.



Le Porge, Cantine nord, 19 mai 2006. Stade plus évolué du même type d'avant-dune. cette large banquette à Agropyron connaît un début de colonisation par l'Oyat.

Illustration 82 - Exemples d'avant-dunes établies comblant d'anciennes entailles marines (photographies J. Favennec)

Avant-dunes établies constituant un bombement frontal : avant-dunes superposées

Certaines avant-dunes sont étroitement liées au corps principal du cordon dunaire, et forment un bombement frontal, accumulation récente de sable provenant de la plage et recouvrant une partie du versant externe des cordons issus de calibrages anciens (Illustration 83).



Lège Cap Ferret (Gironde), au nord du Truc Vert, juin 1998. Un apport sableux récent masque partiellement le versant externe de la dune anciennement calibrée.



Seignosse-le-Penon (Landes), 1997. Avant-dune bien individualisée qui recouvre le pied du versant externe d'un cordon anciennement calibré.

Illustration 83 - Exemples d'avant-dunes superposées (photographies J. Favennec)

Le bombement témoigne d'une longue période d'apport éolien de sable depuis la plage. Ce bilan positif n'implique pas une constance des apports, mais résulte d'une nette dominance des phases d'accrétion sur les phases de répit, voire d'érosion (Illustration 84). Au cours des plus importantes phases d'accrétion, des banquettes peuvent se former à l'avant de la dune et, si les conditions favorables perdurent, peuvent venir alimenter le bombement.



Lège (Bayle), Gironde 2006



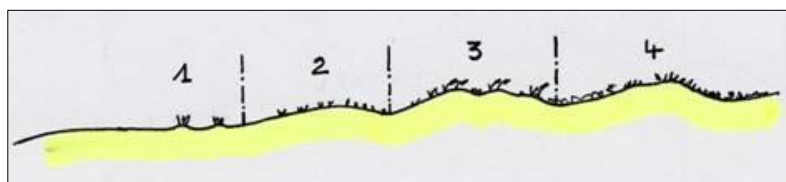
Lège (Crohot noir), 2006

Illustration 84 - Banquettes en avancée par rapport au pied du corps principal de la dune (photographies C. Laronde (ONF))

3.3.3. Types de contacts caractérisant des secteurs de forte accrétion

Les secteurs de forte accrétion sont rares en ex-Aquitaine. On les rencontre uniquement à l'aval de deux exutoires puissants : le banc de Saint-Nicolas, au sud de l'estuaire de la Gironde et le banc de La Salie, au sud des passes du Bassin d'Arcachon.

Dans ces secteurs exceptionnels, on peut observer en un même lieu la succession complète des divers stades dynamiques des dunes littorales : avant-dune, dune blanche, dune semi-fixée, dune grise... Cet enchaînement tend à progresser de la terre vers la mer (Illustration 85 et Illustration 86).



1. Haut de plage en accrétion, petites nebkas
2. Banquette à Agropyron dominant
3. Dune blanche
4. Dune grise

Illustration 85 - Accrétion rapide par accollement de lignes successives d'avant-dunes



La Teste, « le Trencat » (Gironde), avril 2000 (photo J. Favennec). Jeune avant-dune, très large, dans un secteur exceptionnel d'accrétion.



Banc de Saint-Nicolas, octobre 2009 (photo M. Le Collen).



Banc de la Salie, 1994 (photo J. Favennec)



Banc de La Salie, 1994 (photo J. Favennec)

Illustration 86 - Exemples d'avant-dunes édifiatrices de bancs d'accrétion

3.4. LES SCENARIOS EVOLUTIFS DU SYSTEME DUNAIRE

La typologie des contacts entre plage et dune, sous la dépendance du budget sédimentaire du système plage/dune, constitue un excellent indicateur des tendances évolutives des côtes meubles.

Les avant-dunes, en particulier, sont des témoins précieux des fluctuations sédimentaires de la plage et du système plage/dune :

- Quand le bilan sédimentaire est positif, de nouvelles avant-dunes se développent en haut de plage : on parle alors d'accrétion et la terre s'étend aux dépens de la mer ;
- En période de bilan sédimentaire équilibré, les avant-dunes sont dites stables, c'est-à-dire que leur position fluctue autour d'une position à peu près constante ;
- Lorsque le bilan sédimentaire est négatif, les avant-dunes sont absentes ou bien en cours de destruction par les houles, signe d'une phase d'érosion.

Il est essentiel de noter que l'observation instantanée des formes ne suffit pas pour se situer dans les processus dynamiques. Pour comprendre les évolutions en cours, il est absolument nécessaire de replacer chaque type de contact entre plage et dune dans son contexte dynamique spatial et temporel.

On distinguera quatre grands types de situation illustrés par des scénarios évolutifs particuliers.

3.4.1. Dans les secteurs côtiers à très fort déficit sédimentaire : SCENARIO 1

Très fréquent dans le nord Médoc en Gironde, où il affecte couramment des falaises à couches géologiques et sols fossiles, ce scénario est caractérisé par l'absence d'avant-dunes. La présence de résurgences d'eau douce permet souvent d'y observer des « pseudo avant-dunes », ou « avant-dunes de résurgence » (Illustration 87).

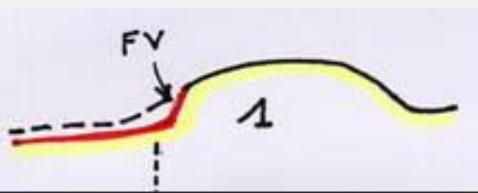

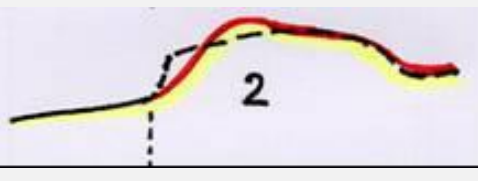

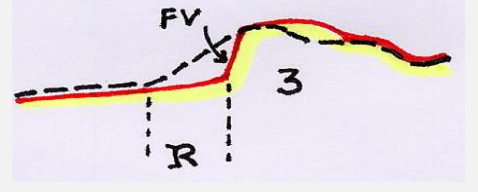

	<p><i>Le front dunaire est toujours en falaise : falaise vive (FV) lors des phases actives d'érosion marine...</i></p>	
	<p><i>Falaise régularisée (parfois éolisée) lors des répit d'érosion.</i></p>	
	<p><i>Le cordon dunaire est tronqué dans sa partie frontale. Il subit un recul fort et continu (R) avec perte de volume. Les avant-dunes sont toujours absentes.</i></p>	

Illustration 87 - Scénario d'évolution n°1 : très fort déficit sédimentaire

3.4.2. Dans les secteurs côtiers à déficit sédimentaire modéré : SCENARIO 2

Ici les contacts en falaise sont plus fréquents que les contacts avec des avant-dunes. Les falaises se présentent sous forme d'entailles marines distinctes, identifiables. Les avant-dunes sont précaires et s'adossent toujours à des falaises mortes¹⁶ bien marquées (Illustration 88). Ce type de scénario caractérise bien le secteur Carcans-Lacanau en Gironde.

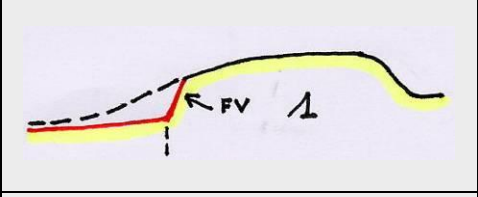

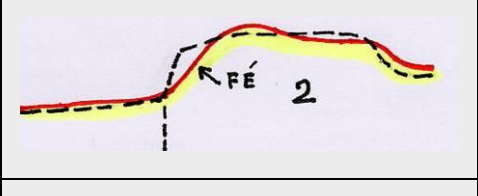

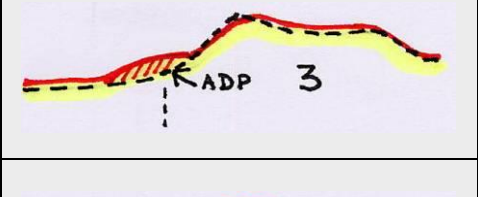

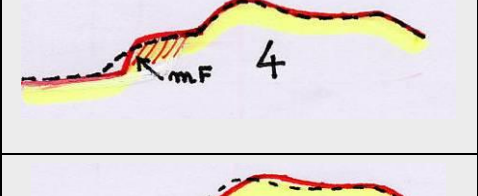

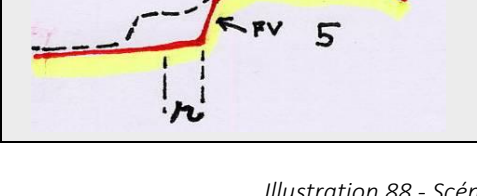

	<i>Des tronçons avec falaise vive (FV) plus ou moins arquée se forment lors des « entailles marines ».</i>	
	<i>Les phases d'érosion alternent avec des phases de répit au cours desquelles les falaises s'éolisent (FÉ).</i>	
	<i>Des avant-dunes de faible ampleur se forment contre ces falaises (ADP : avant-dunes précaires).</i>	
	<i>Les phases de répit sont relativement courtes (de l'ordre de 10 ans), les nouvelles érosions découpent les avant-dunes précaires en microfalaises (mF).</i>	
	<i>La totalité des avant-dunes est reprise par l'érosion marine... Le cordon dunaire se déforme avec une petite perte de volume. Le trait de côte subit un recul moyen à faible (de l'ordre de 1 à 2 m/an).</i>	

Illustration 88 - Scénario d'évolution : déficit sédimentaire modéré

¹⁶ Falaise morte : falaise qui n'est plus ravivée par l'érosion marine

3.4.3. Dans les secteurs à bilan sédimentaire équilibré, ou légèrement négatif : SCENARIO 3

Il caractérise un certain équilibre entre les phases d'érosion, de répit et d'accrétion. Si le cordon dunaire subit des déformations, son volume est globalement conservé. Les avant-dunes sont bien établies et durables et, quoique pouvant être fortement entaillées lors des attaques marines, elles jouent pleinement leur rôle d'amortisseur de l'érosion marine (Illustration 89).

Ce scénario est fréquent dans la zone centrale des Landes (secteur de Contis).

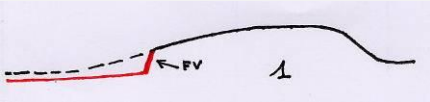








	<p><i>Le front de dune est périodiquement sapé par des entailles d'érosion marine...</i></p>	
	<p><i>Les érosions marines alternent avec des phases de répit bien marquées. D'abord les falaises s'éolisent (FÉ)...</i></p>	
	<p><i>... Puis en haut de plage se développent des banquettes (ba), stade initial des avant-dunes.</i></p>	
	<p><i>Des répits de longue durée, et des apports de sable suffisants permettent la formation d'avant-dunes bien établies (Avd.c) qui comblent totalement les entailles marines.</i></p>	
	<p><i>Le trait de côte subit des oscillations (Osc) autour d'un « trait de côte moyen » stable, ou en faible recul (de l'ordre de 1 m/an).</i></p>	

Illustration 89 - Scénario d'évolution n°3 : équilibre sédimentaire (ou légèrement négatif)

3.4.4. Dans les secteurs à bilan sédimentaire légèrement positif : SCENARIO 4

Dans ce cas, le volume et la largeur du cordon dunaire tendent à augmenter. Le front de la dune ne présente pas de cassures de relief (pas de trace de falaise morte) ; les formes bombées et douces y sont dominantes. Les avant-dunes sont permanentes et tendent à s'accoler et se superposer au versant externe du cordon dunaire (Illustration 90).

Ce scénario est en particulier présent dans la zone de Lège, en Gironde et, dans les Landes, de Huchet à Hossegor.

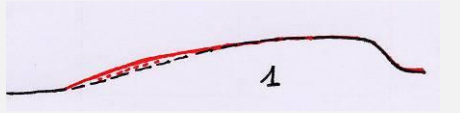


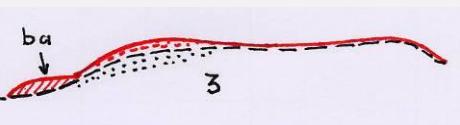



	<p><i>Le front de dune est rarement affecté par des entailles marines. Du sable éolien nouveau provenant de la plage est capté par les végétaux du versant externe du cordon dunaire.</i></p>		
	<p><i>Le versant externe de la dune littorale devient bombé.</i></p>		
	<p><i>Périodiquement, se développent des banquettes (ba) puis des avant-dunes adossées (ou plus ou moins superposées) au pied du versant externe.</i></p>		
	<p><i>Il en résulte un trait de côte stable, ou en légère accrétion. Le cordon dunaire présente un bombement frontal (BF).</i></p>		

Illustration 90 - Scénario d'évolution n°4 : accrétion

4. Description des cellules sédimentaires de la côte aquitaine

4.1. DEFINITION

Le littoral constitue l'interface de la lithosphère, de l'atmosphère et de l'hydrosphère. C'est un système complexe et ouvert dont l'équilibre dynamique dépend des échanges d'énergie et des transferts de sédiments, qui se produisent au sein du système ou aux frontières avec les milieux continentaux et océaniques (MEEDDM, 2010).

Au sein du système littoral, ces échanges se font essentiellement sous l'action des courants et des houles transformées par les petits fonds (cf. chapitre 2.4.4), mais également sous celle du vent.

Entre le domaine océanique au large et le littoral, les flux sont également liés aux vagues, aux courants et au remaniement des sédiments du plateau continental.

Entre le littoral et l'arrière-pays, les transferts se font par l'érosion des falaises, les apports fluviaux, le transport éolien, etc.

La variation spatio-temporelle des flux de matière (et plus particulièrement de sédiments) va conditionner le bilan sédimentaire global du système littoral. De façon plus concrète, les bilans sédimentaires peuvent être déterminés sur des sous-parties cohérentes et délimitées : les cellules sédimentaires littorales. Ces cellules sont des domaines littoraux limités par des frontières géographiques, plus ou moins fixes, et potentiellement perméables aux échanges. Ces limites sont de natures variées : pointes rocheuses, ouvrages tels que digues et jetées, embouchures etc. (MEEDDM, 2010).

4.1.1. Cellules sédimentaires littorales

Dans une vision simplifiée du concept, les cellules sédimentaires sont des parties du littoral à l'intérieur desquelles les circulations sédimentaires ont un fonctionnement autonome par rapport à leurs voisines. Les différents secteurs d'une même cellule sédimentaire sont interdépendants. Toute intervention sur l'un d'entre eux a forcément des répercussions sur les autres.

Les limites des cellules peuvent être d'origine naturelle ou anthropique et peuvent résulter de différents facteurs (Illustration 91) :

- un changement d'orientation de la côte ;
- des obstacles naturels, suffisamment importants pour bloquer ou modifier les transits sableux sous l'action de la dérive littorale, comme des caps rocheux avançant notablement en mer, des embouchures fluviales, un canyon sous-marin dont la tête s'avance près de la côte ;
- des ouvrages côtiers comme une longue jetée portuaire par exemple.

Dans le cas de limites de cellules très nettement identifiables (longue avancée rocheuse par exemple), les échanges sédimentaires entre deux cellules voisines sont nuls ou très limités. On dit alors que ces cellules sont fermées, imperméables ou étanches.

D'autres limites sont plus subtiles, telles qu'un accident topographique dans des petits fonds ou un changement d'orientation de la côte, qui vont influencer l'angle d'incidence des houles. Cette variation de l'angle d'incidence va modifier le transit littoral, éventuellement en inverser le sens et ainsi partiellement compartimenter deux cellules adjacentes. Dans ces cas, les échanges sédimentaires entre deux cellules voisines restent possibles, mais sont limités ou différents du fonctionnement homogène qui régit l'intérieur des cellules. On parle alors de limites perméables.

L'illustration 91 représente un système littoral caractéristique de la côte sableuse de l'ex-Aquitaine, composé ici de trois cellules sédimentaires (du nord au sud, traits discontinus rouge, noir et vert sur la figure de gauche).

Les apports de sédiments au sein d'une cellule sédimentaire se produisent depuis l'océan sous l'action de la houle, depuis le complexe plage-dune essentiellement à la suite d'évènements érosifs, et depuis une cellule sédimentaire adjacente par les courants longitudinaux (la dérive littorale).

Les sorties de sédiments d'une cellule sédimentaire s'effectuent à la suite d'évènements érosifs pour les pertes vers le large, en direction de la dune sous l'action du vent et vers une autre cellule sédimentaire via les courants longitudinaux (dérive littorale).

Au sein d'une même cellule sédimentaire, les sédiments sont transportés, déposés, repris, notamment par les courants sagittaux, les vents, ou encore au gré des marées.

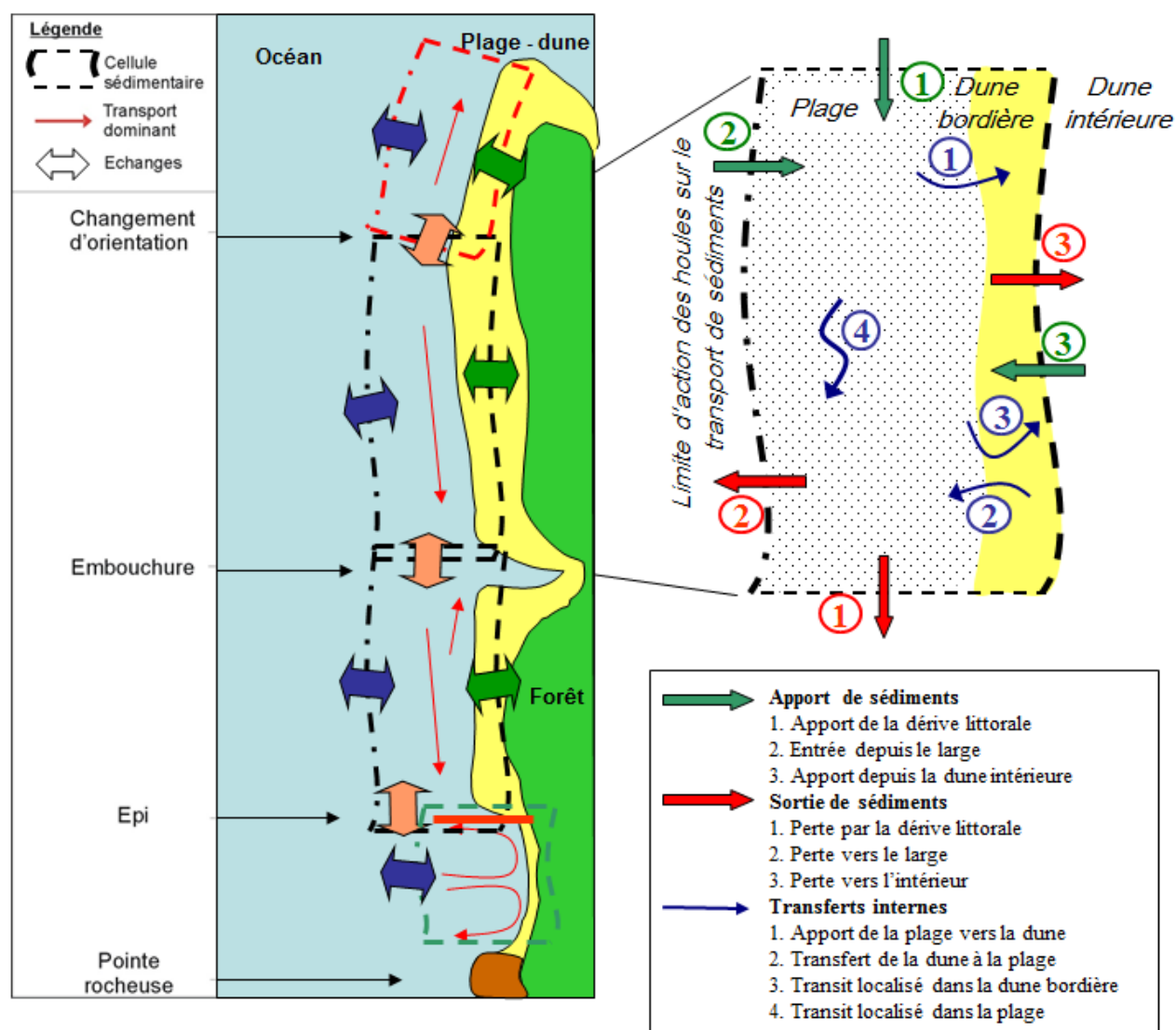


Illustration 91 - Notions de cellule sédimentaire et de budget sédimentaire d'un système côtier

4.1.2. Bilan sédimentaire

Au niveau d'une cellule sédimentaire littorale, le bilan sédimentaire exprime la différence entre les flux entrants et sortants (Illustration 92).

Lorsque les apports sédimentaires sont supérieurs aux pertes, le bilan est positif à l'échelle de la cellule et le système littoral peut évoluer vers des profils de plage et de dune caractéristiques de l'accrétion : versant externe de la dune bombé, présence d'une banquette, profils de plage dissipatifs par exemple. Le trait de côte peut avancer vers l'océan.

A l'inverse, si le bilan est déficitaire à l'échelle de la cellule littorale, la plage présente un risque d'amaigrissement et d'érosion, et le trait de côte peut reculer. L'érosion des plages et le recul du trait de côte généralisés à l'ensemble de la cellule littorale sont les expressions visibles d'un bilan sédimentaire déficitaire.

A un instant donné, le bilan sédimentaire d'un système côtier et d'une cellule littorale s'exprime par la différence entre les apports et les pertes. Les **apports** proviennent des *zones sources* qui sont situées :

- au sein du système côtier et des cellules littorales voisines où les apports sont liés à la dérive littorale ;
- dans le domaine terrestre et l'arrière-pays, par l'intermédiaire des rivières, de l'érosion des falaises et des dunes ;
- dans le domaine marin et au niveau du plateau continental.

Les **départs** de la cellule littorale sont dirigés vers les zones puits qui correspondent :

- aux cellules sédimentaires voisines ; les sédiments vont donc rester dans le système côtier ;
- au domaine marin du large, vers le plateau continental, ou les canyons sous-marins ; les sédiments vont sortir du système côtier ;
- depuis la plage vers les terres, où les sédiments peuvent être transportés par le vent.

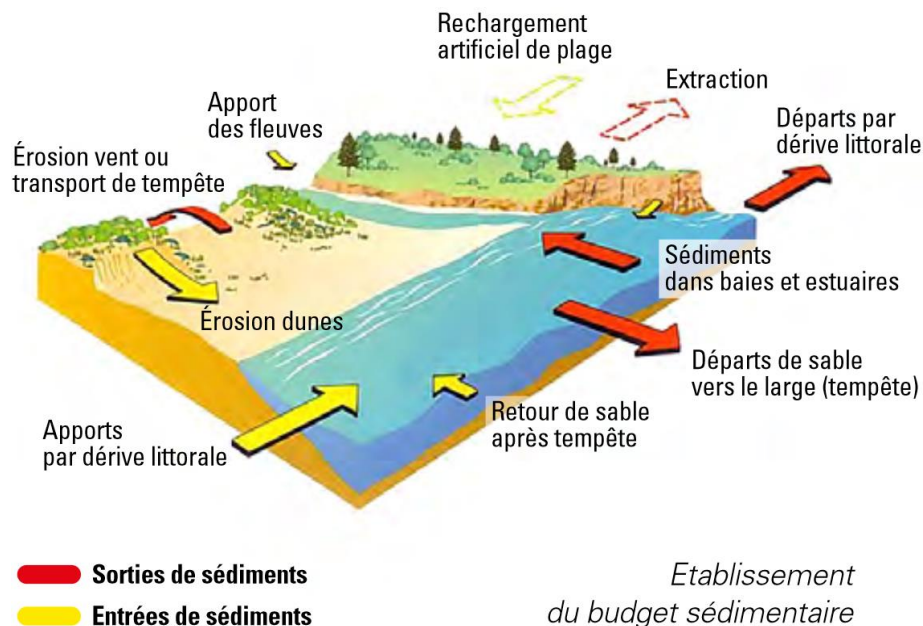


Illustration 92 - Composantes, apports et pertes, du bilan sédimentaire d'un système côtier
(source : Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard, 2009)

Une fois les zones sources et les zones puits identifiées, le bilan sédimentaire nécessite une analyse quantitative des flux sédimentaires :

- depuis la cellule littorale vers le domaine océanique au large et le domaine continental ;
- au sein du système littoral (il s'agit de quantifier les échanges potentiels entre la cellule étudiée et ses voisines) ;
- au sein de la cellule sédimentaire (il s'agit d'évaluer, en termes de flux et de volumes, les échanges entre les différents secteurs : dune, plage, avant-côte).

4.2. LES CELLULES SEDIMENTAIRES DE LA COTE AQUITAINE

4.2.1. Définition sur la côte aquitaine

La subdivision de la côte sableuse de l'ex-Aquitaine en plusieurs cellules sédimentaires, présentée ici, prend en compte les spécificités physiographiques du littoral, afin de déterminer les limites de cellules nettement identifiables ou les limites perméables dépendantes des variations de direction et d'intensité de la dérive littorale le long de la côte aquitaine.

4.2.2. Répartition des cellules sédimentaires

Sept cellules sédimentaires ont été définies. Ces cellules sont elles-mêmes divisées en sous-cellules, selon les mêmes critères. Les cellules sédimentaires sont présentées, ci-dessous, du nord au sud (Illustration 93) :

- la cellule 1 « Nord Médoc » s'étend de la Pointe de Grave à la Pointe de la Négade. Elle est limitée au nord par l'embouchure de la Gironde et au sud par le changement d'orientation de la côte à la Pointe de la Négade, qui entraîne une divergence de la dérive littorale. Elle se caractérise par une dérive littorale résultante dirigée vers le nord, et par une forte influence estuarienne ;
- la cellule 2 « Anse du Gup » forme une petite baie dont le fonctionnement est relativement indépendant des littoraux adjacents ; au nord, la dérive littorale s'inverse au niveau de la Pointe de la Négade, tandis que la limite sud, située à Dégé, correspond également à une nouvelle inflexion de l'orientation de la côte qui modifie la dérive littorale de part et d'autre ;
- la cellule 3 « Médoc », de Dégé au Cap Ferret, constitue la cellule principale du littoral girondin, et se caractérise par une dérive littorale résultante du nord vers le sud ; la limite nord est située à Dégé où le littoral change nettement d'orientation, tandis que la limite sud est définie sur la flèche sableuse du Cap Ferret, à l'endroit où les processus d'embouchure du Bassin d'Arcachon commencent à influencer la morphologie de la plage ;
- la cellule 4 « Passes d'Arcachon » correspond à la zone de l'embouchure tidale du Bassin d'Arcachon. Elle s'étend de la pointe du Cap Ferret à Biscarrosse et constitue une limite naturelle entre le littoral girondin et le littoral landais. La dynamique de l'embouchure, rythmée par le cycle des passes du Bassin d'Arcachon (Gassiat, 1989 ; Michel et Howa, 1997), influence la morphologie des plages ;
- la cellule 5 « Landes » comprend la quasi-totalité du littoral des Landes, de Biscarrosse, au nord, secteur où le transit sédimentaire littoral n'apparaît plus affecté par les courants des passes du Bassin d'Arcachon, jusqu'au Gouf de Capbreton au sud. Elle est donc limitée par deux entités géomorphologiques majeures : l'embouchure tidale du Bassin d'Arcachon et le canyon de Capbreton, qui influencent fortement la propagation des houles et le transport sédimentaire littoral ;
- la cellule 6 « Nord Adour » est bien identifiée par des éléments géomorphologiques et anthropiques. Elle s'étend du Gouf de Capbreton jusqu'à l'embouchure de l'Adour et son imposante digue brise-lame. L'orientation du trait de côte induit une faible dérive littorale ;

- la cellule 7 « Sud Adour » s'étend de l'embouchure de l'Adour au Cap Saint-Martin, pointe rocheuse proéminente qui marque la frontière entre la côte sableuse aquitaine et la côte rocheuse basque. Cette cellule concerne les plages sableuses de la commune d'Anglet.

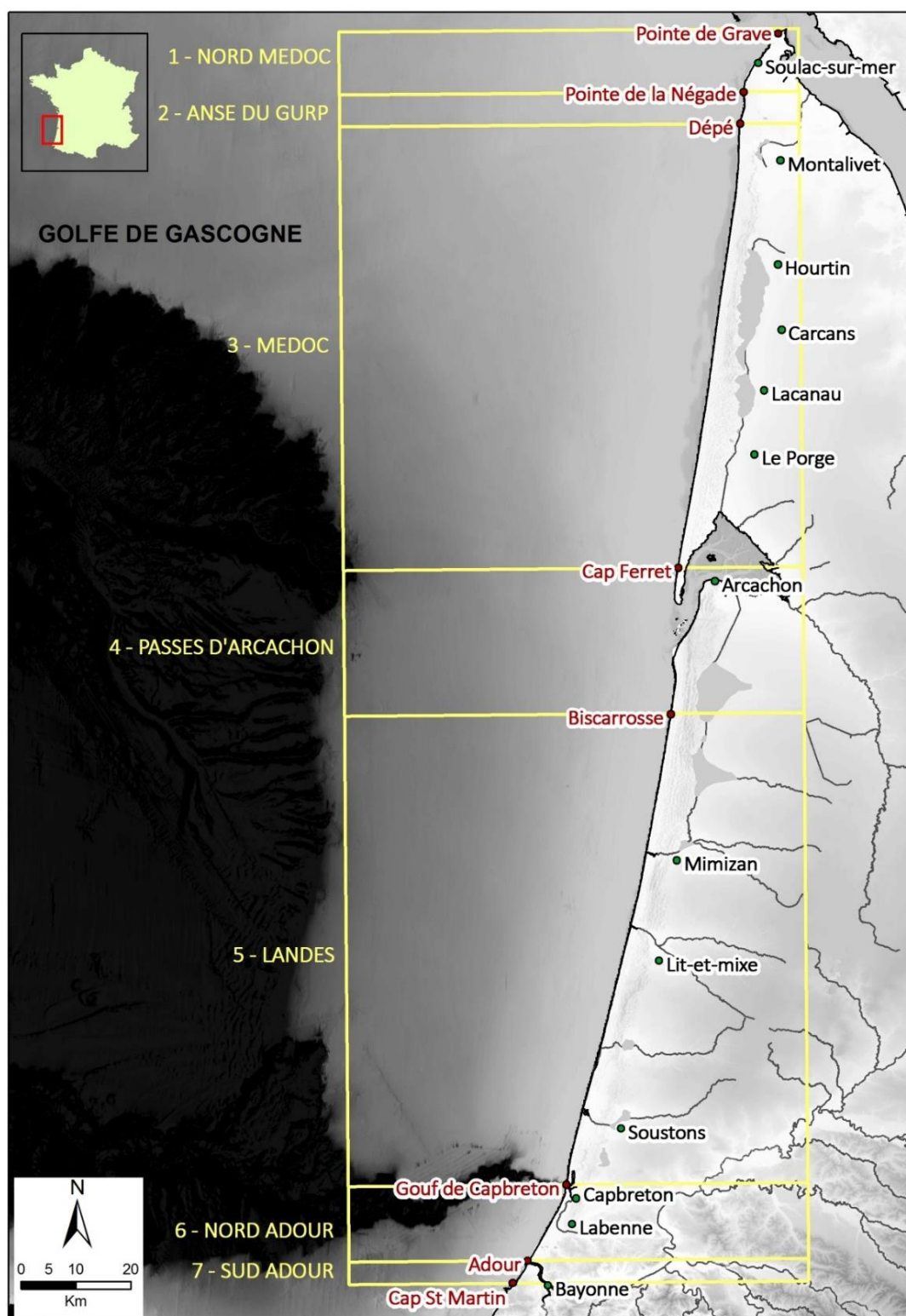


Illustration 93 - Subdivision du littoral sableux aquitain en cellules sédimentaires

4.2.3. Éléments de caractérisation des cellules sédimentaires et de leurs subdivisions

Dans la suite de cet atlas, chaque cellule sédimentaire est présentée dans un chapitre spécifique qui contient un certain nombre de rubriques. Les informations fournies peuvent varier sensiblement d'une cellule à l'autre, mais comprennent en général :

- **le type de plage** selon la typologie définie pour l'ensemble de la côte sableuse aquitaine par le Nindre *et al.* (2001) (Illustrations 46 et 47), et selon une description des morphologies particulières du profil de plage ;
- **le type de dune** présent, identifié et caractérisé par photo-interprétation réalisée sur les orthophotographies de 1994 et 1998 (ONF), et réactualisée sur les secteurs où cela a été nécessaire ;
- **les types de contacts dune/plage** et leur évolution éventuelle depuis 1998, décrits sur la base des « retours de terrain » des agents de l'ONF.

Ces descriptions géomorphologiques s'appuient essentiellement sur des images aériennes et sur les profils de plage perpendiculaires au trait de côte levés annuellement par l'OCA.

- **l'évolution historique du trait de côte** sur la cellule est appréhendée par :
 - l'évolution à long terme (de l'ordre de 200 ans) issue des travaux de l'Ifremer (Manaud *et al.*, 2001) ;
 - une analyse des évolutions récentes du trait de côte sur la base des traits de côte historiques disponibles à l'Observatoire de la Côte Aquitaine, d'études réalisées par l'OCA, ou encore des informations produites dans le cadre d'études réglementaires type PPR ou des stratégies locales de gestion de la bande côtière.
- **le scénario évolutif** du système dune/plage décrit dans le chapitre précédent (chapitre 3.4) ;
- **l'évolution prévisible du trait de côte**, s'appuyant pour l'essentiel sur l'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 (Bernon *et al.*, 2016, cette référence ne sera pas répétée par la suite pour ce paragraphe) et des données produites dans le cadre de cette étude. Les chiffres annoncés correspondent à une évolution du littoral sans considération des ouvrages de protection et actions de gestion, et sans prise en compte de l'impact du changement climatique dans les taux d'évolution ;
- **l'impact d'un évènement majeur**, avec comme principale source d'information les reculs observés à la suite des tempêtes de l'hiver 2013/2014, dont le caractère exceptionnel a été démontré (Bulteau *et al.*, 2014, cette référence ne sera pas répétée par la suite pour ce paragraphe).

Ces informations, issues d'études, d'expertises et d'observations naturalistes, mettent en évidence des tronçons au sein des 7 cellules principales. Ces subdivisions constituent des « sous-cellules » qui sont décrites dans les différents chapitres.

Pour faciliter la localisation des observations le long du littoral, le système de points kilométriques, hérité des travaux de boisement effectués au XIX^{ème} siècle sur les côtes girondines et landaises, a été réutilisé (Illustration 94).

Département	Origine	Extrémité	Remarques
Gironde	PK0 : au nord de la plage des Arros (Le Verdon-sur-Mer)	PK120 : au nord de Biscarrosse	L'extrémité de la Pointe de Grave est située au PK6
Landes	PK0 : au nord de Biscarrosse	PK106 : embouchure de l'Adour à Tarnos	Biscarrosse est située au PK3

Illustration 94 - Origines et extrémités des points kilométriques départementaux (PK) sur le littoral de Gironde et des Landes

4.3. CELLULE 1 : DE LA POINTE DE GRAVE A LA POINTE DE LA NEGADE

Cette cellule de 14 km de long (PK -6 à PK 8) se situe sur les communes du Verdon-sur-Mer et de Soulac-sur-Mer. Elle forme la rive sud de l'embouchure de la Gironde (Illustration 95), entre la Pointe de Grave et la Pointe de la Négade.



Illustration 95 - Carte de situation de la cellule 1 et sous-cellules associées (© Scan 100 IGN)

Le littoral est soumis à l'influence des houles océaniques, mais également à la dynamique hydro-sédimentaire de l'embouchure de la Gironde, en raison de la proximité de la passe sud (ou passe de Grave).

Ce secteur est particulier sur la côte aquitaine, car la dérive littorale résiduelle qui est orientée nord-sud à l'échelle régionale, est ici localement inversée, en raison de l'orientation générale du littoral, sud-ouest / nord-est, entre la Pointe de la Négade et la Pointe de Grave.

Cette cellule peut être subdivisée en une série de cinq sous-cellules homogènes, interdépendantes (Illustration 95) :

- 1.1 : de la Pointe de Grave aux Rochers de Saint-Nicolas ;
- 1.2 : des Rochers de Saint-Nicolas aux Cantines ;
- 1.3 : des Cantines aux Arros ;
- 1.4 : des Arros à la plage sud de Soulac-sur-Mer, incluant le front de mer urbain ;
- 1.5 : du sud de Soulac à la Pointe de la Négade.

Le recul de la côte est ici ancien et chronique, si bien que des aménagements lourds ont été installés dès le milieu du XIX^{ème} siècle (Illustration 96).

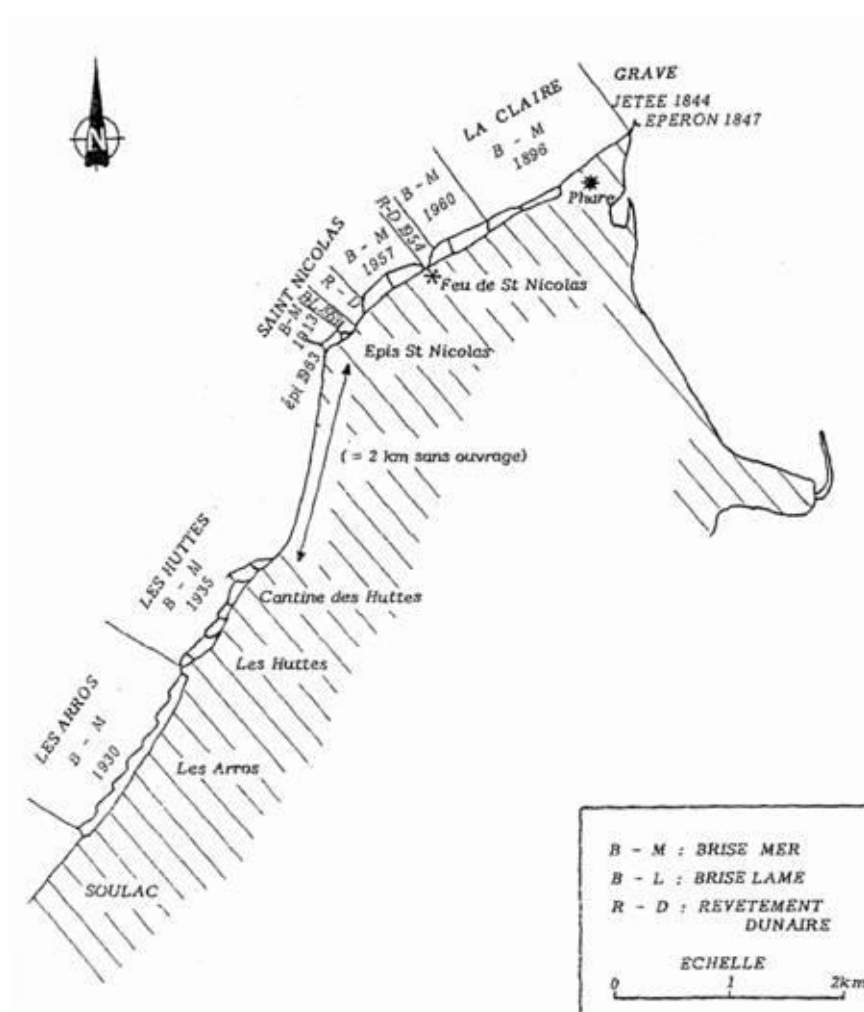


Illustration 96 - Les ouvrages de défenses de la Pointe de Grave à Soulac (Hova, 1987)

Sur l'ensemble de cette cellule, les plages appartiennent au type 1, identifié sur l'extrémité nord de la côte aquitaine, qui est caractérisé par un profil de plage concave, sans relief particulier. Pour autant, en fonction des conditions d'apports sédimentaires et de l'exposition des plages aux agents dynamiques, des morphologies secondaires de type barres internes et baïnes, ou des morphologies exceptionnelles comme le banc de Saint-Nicolas, se développent de manière pérenne ou temporaire.

4.3.1. Sous-cellule 1.1 : de la Pointe de Grave aux rochers de Saint-Nicolas, commune du Verdon-sur-Mer (3 km, PK -6 à PK -3)

L'extrémité nord de la côte girondine se singularise par une accrétion dont les caractéristiques conduisent à le subdiviser en deux parties (Illustration 97) :

- tronçon du parking de la partie terminale de la Pointe de Grave jusqu'à La Claire ;
- tronçon de La Claire jusqu'au niveau des rochers Saint-Nicolas, comprenant ainsi le banc de Saint-Nicolas.



Illustration 97 - Carte de situation de la sous-cellule sédimentaire 1.1 (© Scan 25 IGN)

Type de plage

Sur l'ensemble de cette sous-cellule, les plages appartiennent au type 1. Cependant, sa localisation à l'embouchure de la Gironde et son exposition protégée de l'impact direct des vagues océaniques - en raison de la présence du plateau de Cordouan - modulent la morphologie type de la plage.

De la Pointe de Grave au parking de La Claire, la plage est plutôt large (environ 250 m depuis le pied de dune jusqu'à l'avant-côte) et l'orientation générale est ENE-OSO (72°N). Entre 2000 et 2007, une barre longitudinale longue de plus de 500 m est venue s'accoler sur ce tronçon, participant ainsi à son augmentation de largeur. En 2009, une forte évolution du littoral est visible par rapport à l'image de 2007 : le banc Saint-Nicolas s'est partiellement érodé et la plage, au droit du parking La Claire, s'est amoindrie. En 2016, une accumulation sédimentaire est constatée au droit du parking de La Claire, dans une configuration proche de celle de 2000. Le banc Saint-Nicolas a connu une forte accrétion (Illustration 98).

Du parking de La Claire aux rochers de Saint-Nicolas, ce tronçon d'orientation 31°N est caractérisé par une plage très large au droit du phare de Saint-Nicolas (ou Feu Saint Nicolas) (supérieur à 600 m au plus large du banc de Saint-Nicolas). On y observe une barre interne rectiligne en bas de plage. La limite sud est constituée par l'épi de Saint-Nicolas, situé sur un changement d'orientation de la côte.

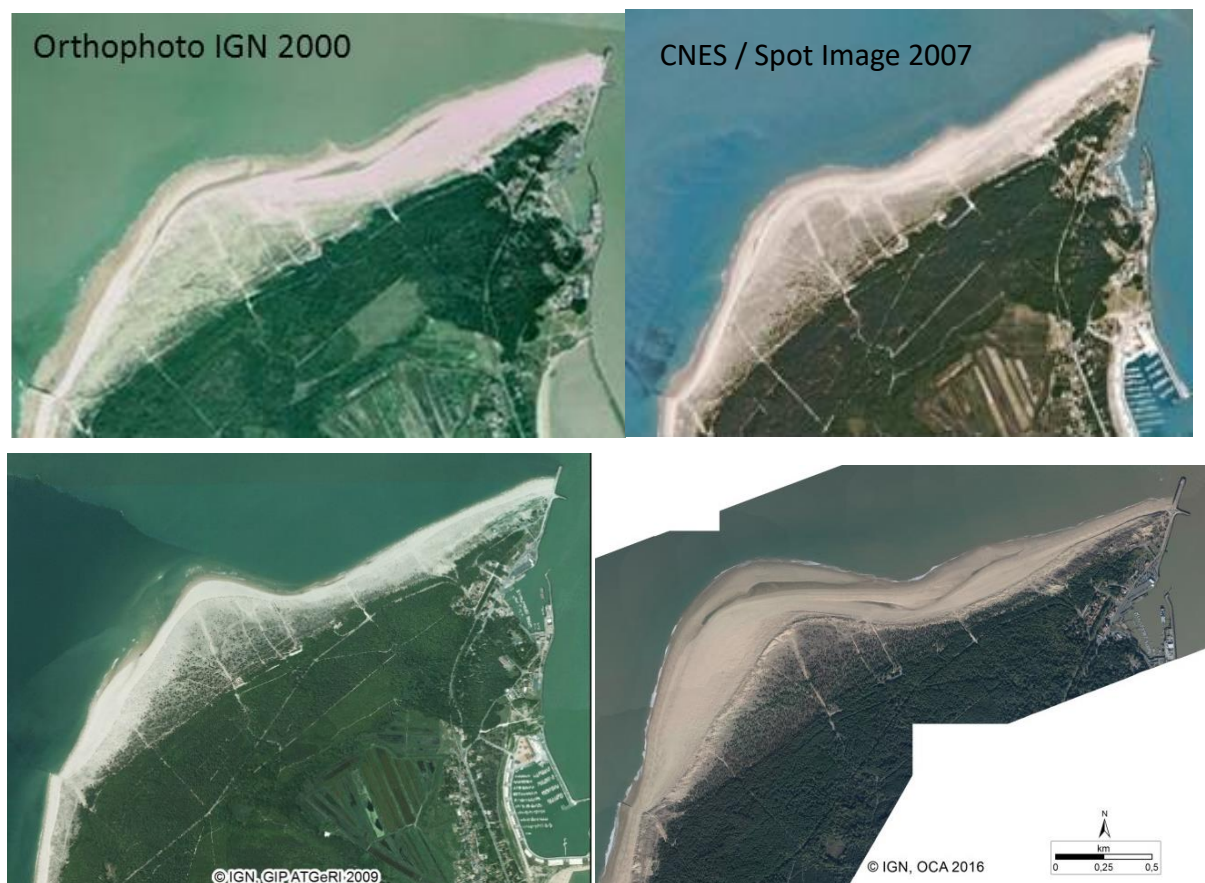


Illustration 98 - Vues aériennes de la sous-cellule 1.1 et du banc de Saint-Nicolas

Type de dune

Sur la période récente, deux types de dunes sont observables sur ce tronçon :

- au nord, des accolements successifs d'avant-dunes élargissant le banc d'accrétion ;
- au sud, un cordon de dune blanche, très cambré, en cours de translation progressive vers l'intérieur des terres.

Type de contact entre plage et dune

Les transitions progressives entre la plage et l'avant-dune à Agropyrion et oyat sont dominantes. Du fait de la forte mobilité des sédiments dans ce secteur, il faut toutefois noter la présence fréquente de microfaises d'érosion, notamment dans la partie sud du banc Saint-Nicolas (Illustration 99).



Illustration 99 - Contacts dune/plage au niveau de la sous-cellule 1.1 (photos J. Hirigoyen, juillet 2007). A gauche : avant-dune à Agropyrion et oyats vue vers l'est ; à droite : avant-dune et microfaisse d'érosion à la racine du banc de Saint-Nicolas, vue vers l'ouest.

Évolution passée du trait de côte

Les érosions marquées sur ce secteur ont conduit à la construction des ouvrages de protection. Les travaux de Howa (1987) montrent un recul du trait de côte de 300 à 600 mètres entre 1825 et 1966, soit de 2 à 4 m/an en moyenne.

L'illustration 100 présente la position du trait de côte au niveau de la Pointe de Grave de 1785 à 1935. L'érosion de la pointe y apparaît nettement, de l'ordre de 2 kilomètres à son extrémité.

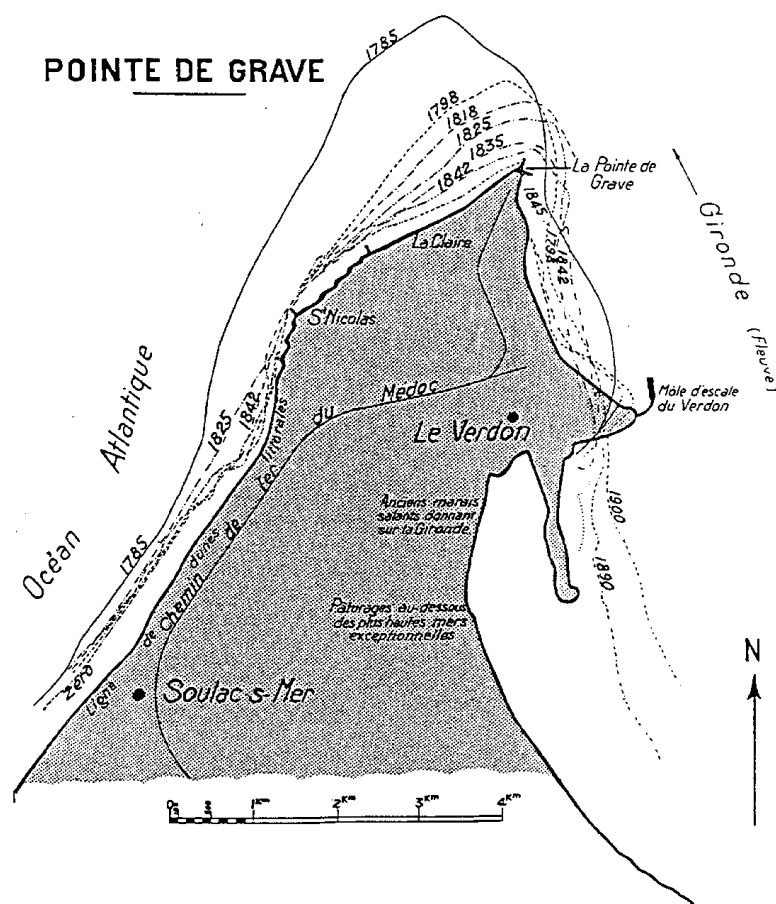


Illustration 100 - Evolution de la Pointe du Médoc de 1785 à 1935 (d'après Levêque, 1936)

Les travaux de l'Ifremer (Manaud *et al.*, 2001), examinent plus en détail les fluctuations de cette évolution moyenne. Entre 1812 et 1853, on note un recul de 700 m à l'extrémité de la Pointe de Grave et de 390 m à proximité du phare Saint-Nicolas (également désigné sous le nom de *Feu de Saint-Nicolas* sur les cartes anciennes), et aucune évolution résiduelle significative au niveau des rochers de Saint-Nicolas. De 1853 à 1874, il se produit un léger recul inférieur à 40 m, à la Pointe de Grave, mais d'environ 90 m au feu de Saint-Nicolas. Entre 1874 et 1966, le recul est général (150 m environ) sur le secteur compris entre le phare et les rochers de Saint-Nicolas. En 1896, le secteur terminal de La Claire - Pointe de Grave est stabilisé par des ouvrages pour répondre à cette érosion chronique.

Les données de l'OCA permettent de suivre l'évolution du pied de dune (considéré comme un indicateur de référence pour étudier l'évolution du trait de côte) de 1959 à 2014 (Illustration 101). D'après ces informations, le trait de côte a été relativement stable entre 1959 et 1973. De 1973 à 1985, une forte accrétion, globale sur l'ensemble de la sous-cellule sédimentaire, mais inégale, est constatée : alors que le secteur de la Pointe de Grave à La Claire a avancé d'une cinquantaine de mètres, une progradation d'environ 500 mètres est apparue au sud du phare de Saint-Nicolas. Entre 1985 et 1998, la partie septentrionale a continué sa progression vers le nord, et le secteur entre le sud du phare et l'épi Saint-Nicolas est en relative stabilité. Comparativement à la forte évolution sur la période 1973-1998, les positions du trait de côte sur la période 1998-2014 oscillent autour d'une position d'équilibre, avec des séquences de reculs et d'avancées de plusieurs dizaines de mètres.

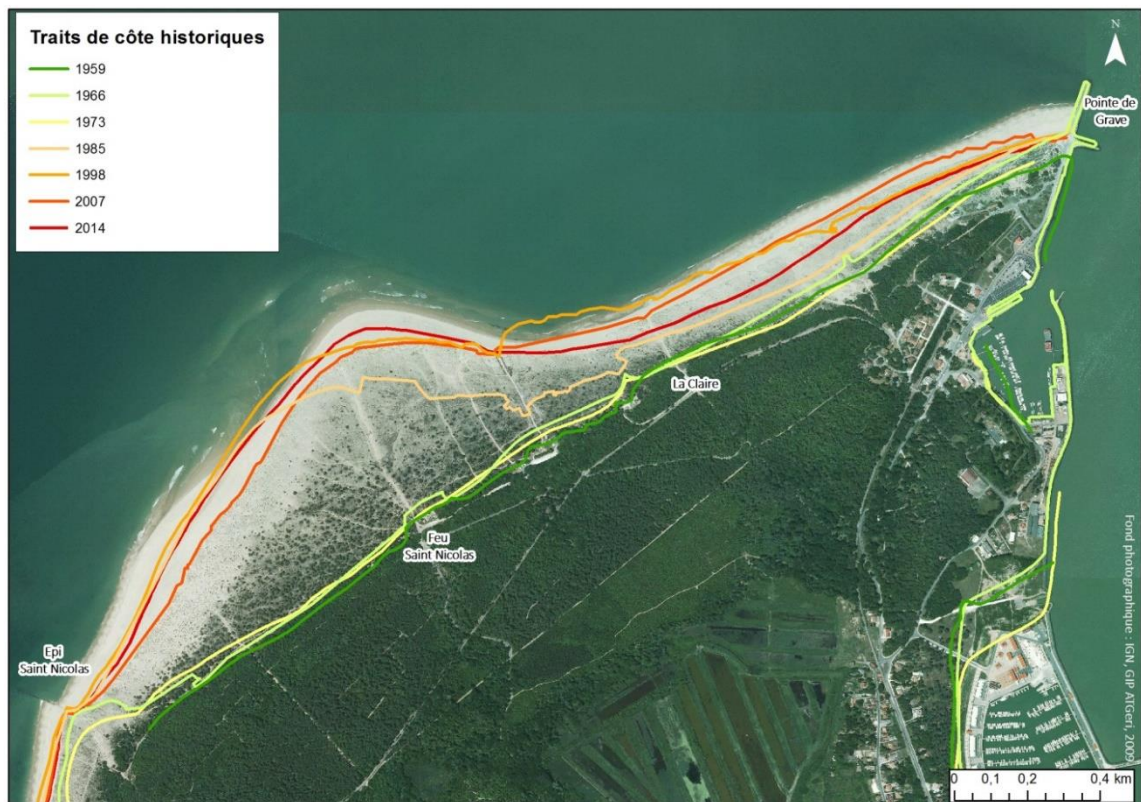


Illustration 101 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule sédimentaire 1.1

Scénario évolutif

Le secteur 1.1 est aménagé depuis le XIX^{ème} siècle avec de nombreux ouvrages, qui ont modifié et dont certains modifient encore la dynamique sédimentaire naturelle locale, en particulier au niveau de l'interface dune/plage (épi Saint-Nicolas et digue du Verdon).

Évolution prévisible/aléa

En raison de sa situation en aval de la dérive littorale, il est probable que ce secteur continuera à bénéficier d'apports sableux plus ou moins réguliers. Le bilan sédimentaire de cette sous-cellule devrait donc rester équilibré à moyen terme (prochaine décennie).

A plus long terme, il est cependant possible que le banc de Saint-Nicolas connaisse un retour d'une phase érosive du fait de l'amaigrissement constaté des bancs pré-littoraux, situés dans la partie sud, qui l'alimentent.

Ces hypothèses sont celles envisagées dans l'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte sur la côte aquitaine aux horizons 2025 et 2050. A moyen terme, cette hypothèse d'évolution se traduira par une érosion au sud du banc de Saint-Nicolas, conjointement à une migration longitudinale des sédiments vers le nord, menant à une accrétion du trait de côte entre la Pointe de Grave et le phare Saint-Nicolas. A l'horizon 2050, un retour à une position du trait de côte comparable à celle de 1973 est ainsi envisageable. Les taux de recul du trait de côte seraient de l'ordre de 2,5 m/an de la Pointe de Grave à La Claire, et très variables au niveau du banc Saint-Nicolas : de 3 m/an à 14 m/an environ.

Impact d'un évènement majeur

L'impact d'un évènement majeur au sein de cette sous-cellule, située en aval dérive et au fonctionnement hydro-sédimentaire complexe en raison de sa proximité avec l'estuaire de la Gironde, est difficile à anticiper. Les tempêtes de l'hiver 2013/2014 n'ont pas provoqué de recul significatif du trait de côte dans ce secteur. Toutefois, on retiendra que d'une manière générale, comme sur l'ensemble de la cellule sédimentaire du Nord-Médoc, un recul de l'ordre de 20 mètres est susceptible de se produire à la suite d'un évènement majeur.

4.3.2. Sous-cellule 1.2 : des rochers de Saint-Nicolas aux Cantines, commune du Verdon-sur-Mer (1,5 km, PK -1,5 à PK -3)

Situé en aval-dérive des ouvrages de défense de la zone des Arros (Soulac-sur-Mer), des Huttes (Le Verdon-sur-Mer) et des Cantines (parfois appelés « casiers ensablants ») (Illustration 109), cette portion du littoral, encore à l'état naturel, est dans sa globalité soumise à l'érosion. Sa partie sud en est cependant plus affectée. La dune mobile y est étroite et s'érode plus rapidement qu'elle ne migre vers les terres. L'ensemble du système d'ouvrages formé par les Arros, les Huttes et les Cantines est complété par un épi implanté en 2003 en aval-dérive au nord des Cantines, dont l'effet individuel sur le pied de dune semble généralement négligeable, mais peut avoir un effet érosif certaines années dans sa proximité nord (ex. en 2007).

CELLULES SEDIMENTAIRES - CÔTE SABLEUSE

Cellule 1 - Sous-cellule 1.2



Illustration 102 - Carte de situation de la sous-cellule 1.2 (© Scan 25 IGN)

Type de plage

Comme sur l'ensemble de la cellule, les plages sont de type 1 sur cette sous-cellule avec cependant des modulations liées à la présence épisodique et localisée de systèmes de barres/baines sur l'estran (Illustration 104 et Illustration 105).

A partir des rochers de Saint-Nicolas, la côte prend une orientation générale subméridienne, la rendant donc plus exposée à l'influence des vagues océaniques. L'évolution de cette sous-cellule est liée pour partie à la configuration du chenal principal de la passe sud de la Gironde et des bancs de sable hydrauliques situés entre le banc du Gros-Terrier et l'estran (Illustration 103).

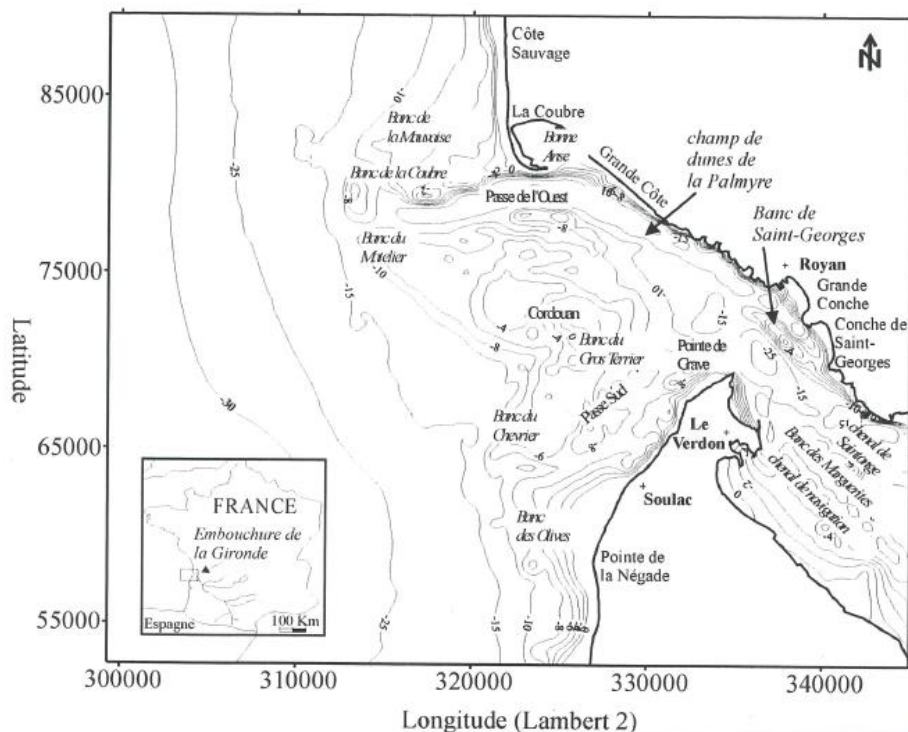


Illustration 103 - Morphologie et toponymie de l'estuaire de la Gironde (Mallet, 1998)

Ce banc appartient au système des bancs tidaux de l'embouchure de la Gironde, localisés au niveau du plateau de Cordouan. Leurs interactions en termes de transit sédimentaire avec le littoral sont encore peu connues (Braud, 1986 ; Mallet, 1998). Or, ce chenal se situe à 300 mètres seulement de la côte. La largeur de la plage ne dépasse pas une cinquantaine de mètres, entre le pied de dune et le niveau moyen de basse-mer.

Au sud, de larges barres obliques contournant l'ensemble des casiers ensablants se rattachent progressivement à la côte en migrant vers le nord, au niveau de la basse plage. La plage est plus étroite à la limite sud de la sous-cellule, et la jonction des barres à la plage se trouve à environ 1 km au nord.

Il y a ainsi un « *by-pass* » des barres sableuses en aval dérive de l'ouvrage des Cantines, qui peut entraîner des évolutions rapides, comme on a pu le constater en 2006 avec une accrétion conséquente au nord des Cantines (cf. photo 3 de l'illustration 104).



Illustration 104 - By-pass sableux sur le secteur des Cantines, des Huttes aux rochers de Saint-Nicolas (sous-cellule 1.2, commune du Verdon-sur-Mer). L'accolement du banc à la côte est visible en 2007 (et 2009) et entraîne un élargissement temporaire de la plage dans ce secteur, pourtant en érosion chronique.

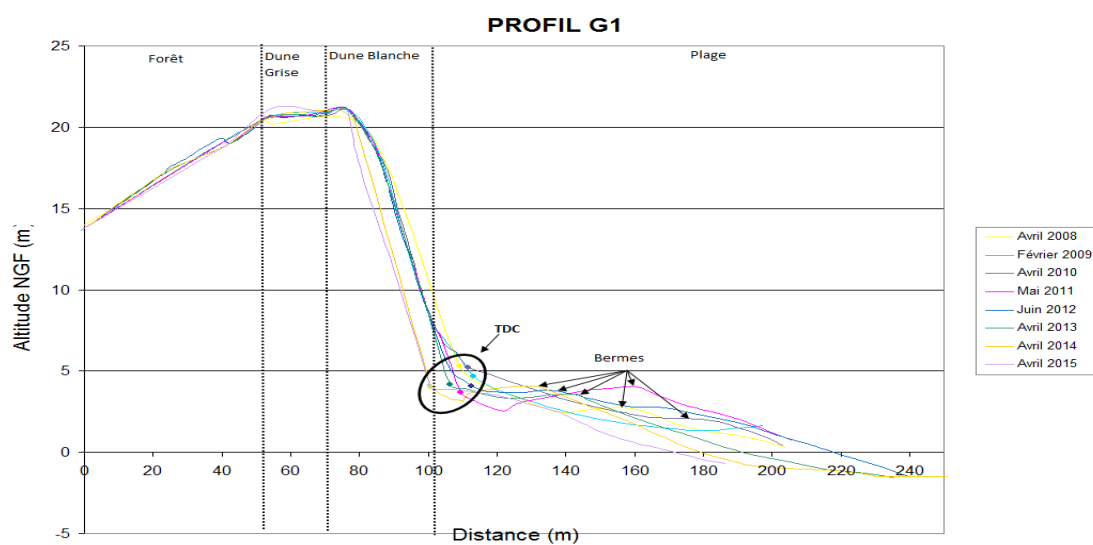


Illustration 105 - Evolution de la plage et de la dune entre 2008 et 2015, au niveau du profil G1 (PK2, à proximité de la Tour noire). TDC : trait de côte. Une forte dynamique au niveau de la plage est constatée (berme mobile), alors que le trait de côte reste relativement stable.

Type de dune

On distingue deux secteurs aux morphologies dunaires contrastées :

- au sud et au centre de la sous-cellule 1.2, un étroit cordon de dune est perché au-dessus d'une falaise sableuse vive (Illustration 106, situation comparable en 1998 et 2016) ;

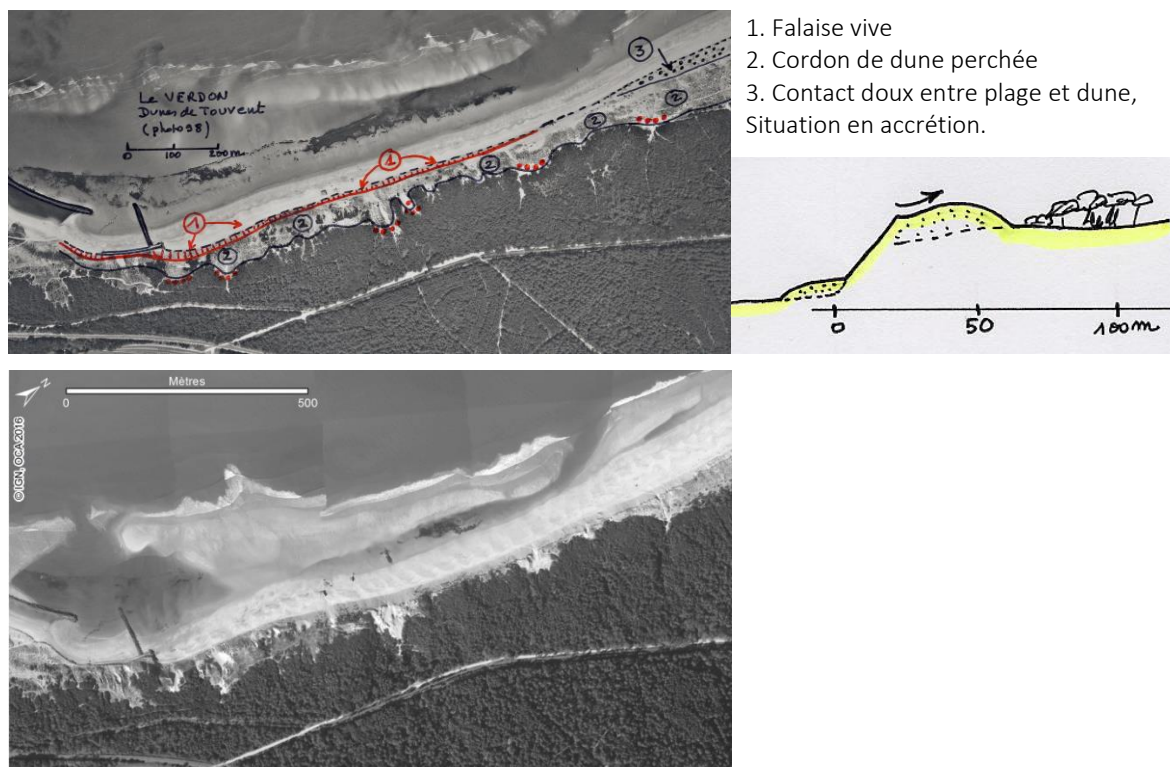
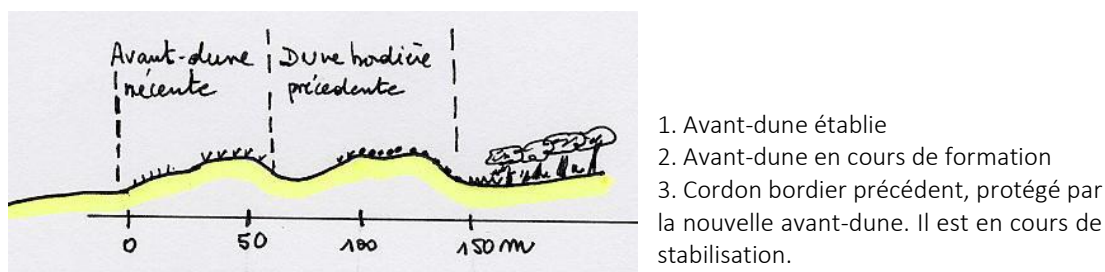


Illustration 106 - Morphologie de la dune au sud et au centre de la sous-cellule 1.2, en 1998 (en haut) et en 2016 (en bas)

- au nord, deux cordons bordiers se succèdent. Le plus récent, de type avant-dune établie, s'est formé au cours d'une phase d'accrétion (situation 1998). Ce contact entre la plage et la dune, qui est progressif en 1998, a été remplacé en 2004 par une microfalaise, puis, après les érosions de l'hiver 2006-2007, par une falaise dunaire marquée. En 2016, la configuration du site correspond également à une falaise dunaire, cicatrice de l'érosion survenue à la suite des tempêtes de l'hiver 2013/2014. On note cependant une accrétion nette au nord de l'épi (sous-cellule 1.1), où la falaise vive, présente en 1998, a été remplacée par une avant-dune en cours de formation (Illustration 107).



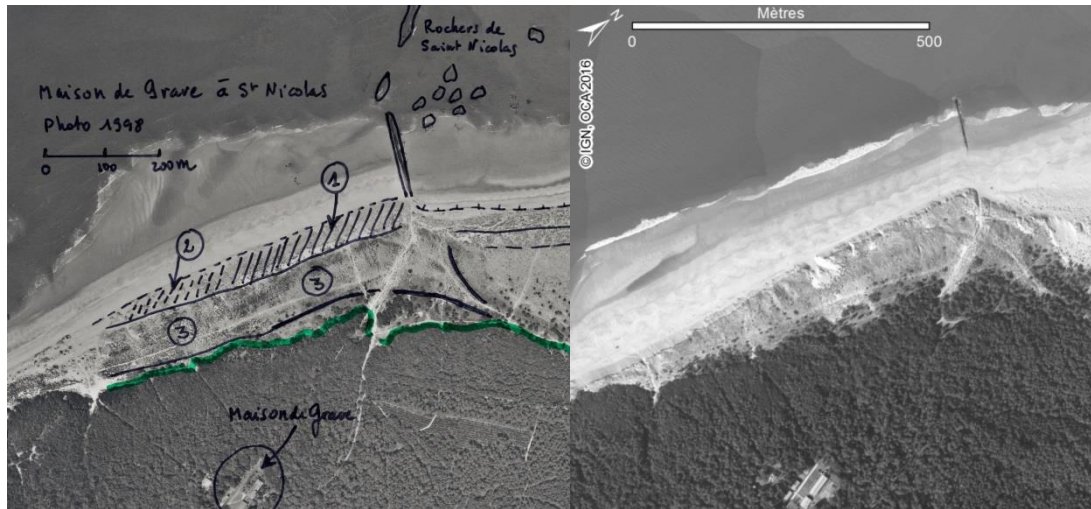


Illustration 107 - Morphologie de la dune au nord de la sous-cellule 1.2 en 1998 (à gauche) et 2016 (à droite)

Type de contact entre plage et dune

Sur ce secteur, le contact dune/plage est majoritairement constitué par une falaise dunaire plus ou moins active, témoin de l'érosion chronique qui l'affecte.

Évolution passée du trait de côte

Avant l'installation des ouvrages de défense (à partir de 1853), le recul de la côte pouvait atteindre 7 à 10 m/an (Manaud *et al.*, 2001). L'épi de Saint-Nicolas, au nord de ce secteur, qui intercepte la dérive littorale, a été construit entre 1863 et 1865. Le brise-mer des Huttes, au sud, a été construit en 1853, dégradé, et reconstruit en 1952, et enfin complété en 1993 par un épi pour déplacer le point d'érosion préférentielle vers le nord.

De 1825 à 1966, le trait de côte recule de façon croissante du nord vers le sud avec un maximum de 350 m au droit des ouvrages des Huttes. Au sud de l'épi de Saint-Nicolas, une très légère avancée du trait de côte s'observe, de l'ordre de 35 m (0,2 m/an) sur la même période.

De 1966 et jusqu'en 1998, les deux tendances s'inversent, avec une amplification des phénomènes d'engraissement au sud de l'épi de Saint-Nicolas, où le trait de côte avance de plus de 3 m/an, et une réduction du taux de recul dans le secteur des Huttes, de l'ordre de 1 m/an. La plage, comprise entre les deux épis (Saint-Nicolas et les Cantines), ne montre pas de modification importante malgré un recul de 1,2 m/an de 1942 à 1994 d'après la position des blockhaus, au niveau de la Tour noire (Sogreah, Larag, 1995). En revanche, une érosion bien marquée s'observe à l'extrémité nord de l'ouvrage des Cantines. Dans ce secteur, les reculs subsistent : 10 m/an jusqu'en 1973 ; 9 m/an entre 1973 et 1981.

Pour la période la plus récente, l'analyse des positions du trait de côte, entre 1985 et 2014, indique (Illustration 108) :

- une relative stabilité, sur quelques centaines de mètres au sud de l'épi Saint-Nicolas ;
- une avancée de 1985 à 1998 entre les Cantines et l'épi Saint-Nicolas, suivie d'un recul jusqu'en 2014 (pouvant atteindre 50 mètres entre ces deux dernières dates) ;
- un recul progressif dans le secteur des Blockhaus de la Tour Noire de 1985 à 2014 d'environ 25 m au total ;

- une accrétion, directement au nord des Cantines entre 2009 et 2014, de l'ordre de 25 m au total, après une alternance de périodes de reculs et d'avancées de 1985 à 2009.



Illustration 108 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule 1.2 de 1985 à 2014

La forte variabilité observée de la position du trait de côte entre les PK -2 et -3, résulte probablement du rattachement épisodique des barres pré-littorales à la côte, et conjointement, d'une avancée significative du trait de côte, dans un secteur dominé cependant par une érosion chronique.

Scénario évolutif

Cette sous-cellule 1.2 est, historiquement, particulièrement affectée par l'érosion. L'évolution future se conformera probablement au scénario 1 avec recul du cordon dunaire et perte de volume. L'étroitesse du cordon dunaire, en particulier au sud, induit à long terme (> 50 ans), un risque potentiel de rupture si l'érosion se poursuit suivant des tendances similaires à celles des secteurs adjacents et non protégés. Cette rupture exposerait les zones humides basses, situées en arrière, à l'aléa submersion marine.

Evolution prévisible/aléa

Il est probable que le recul chronique se poursuive dans la partie centrale et la partie sud, au rythme de 2,5 à 3,5 m/an, et serait d'autant plus marqué directement au sud de l'épi Saint-Nicolas dans l'hypothèse où

cet ouvrage disparaîtrait. En revanche, si l'épi de Saint-Nicolas continue à jouer son rôle, le recul sera plus faible dans ce secteur.

Impact d'un évènement majeur

Un recul de l'ordre de 20 mètres est susceptible de se produire à la suite d'un évènement majeur.

4.3.3. Sous-cellule 1.3 : brise-mer des Cantines aux Arros, sud du Verdon-sur-Mer et nord de Soulac-sur-Mer et (3 km, PK -1,5 à PK 1,5)

Ce secteur (Illustration 109) a été équipé d'ouvrages, dès le milieu du XIX^{ème} siècle, pour empêcher le recul de la côte, qui aurait ouvert un chenal dans la région des Huttes et modifié ainsi la configuration de l'estuaire de la Gironde (Howa, 1987).

Une batterie de 10 épis de défense a été construite en 1841. Les structures situées le plus au nord ont été très rapidement contournées et une digue de fascinage a été élevée en 1844, remplacée par un perré maçonné en 1845. Mais en 1853, soit 12 ans plus tard, la dune avait pourtant reculé de 95 m, soit 8 m/an. Pour enrayer l'érosion, le principe d'une défense longitudinale a finalement été adopté. C'est ainsi que fut construit le premier brise-mer des Huttes entre 1853 et 1865 (Illustration 110). Cet ouvrage submersible de 1 100 m de long sera prolongé de 1 000 m vers le sud en 1897, et renforcé à plusieurs reprises, comme en 1924 après une forte tempête ayant ouvert de nombreuses brèches. En 1930, l'érosion étant toujours importante, on procède à de nouveaux travaux.

De 1930 à 1936, l'ouvrage en dents-de-scie des Arros est construit dans la partie sud de ce secteur (Illustration 110). Il est constitué de 13 casiers ensablants et de 3 épis. Parallèlement, entre 1935 et 1938, le brise-mer des Huttes est également reconstruit. Après la seconde guerre mondiale, de nombreuses réparations des ouvrages sont nécessaires, mais aucun nouvel ouvrage n'est réalisé jusqu'en 1993. Seules des actions d'entretien, comme la mise en place ou des réarrangements des blocs d'enrochements sont effectuées. En 1993, un épi est installé à l'extrémité du brise-mer des Huttes, afin de limiter l'affouillement de l'ouvrage. Et, en 1995, l'épi au sud des Arros (Barriquand) est reconstruit.



Illustration 109 - Carte de situation de la sous-cellule 1.3 (© Scan 25 IGN)



Illustration 110 - Ouvrage longitudinal des Huttes, vue vers le nord

Type de plage

Sur cette sous-cellule fortement aménagée et au trait de côte orienté 36°N, le fonctionnement de la plage est influencé par les ouvrages ; son évolution de part et d'autre des aménagements est forte.

Le type de plage est le type 1 avec cependant la présence épisodique de barres subtidales longitudinales irrégulières qui émergent parfois à marée basse et qui se déplacent au large (à l'extrémité des épis) vers le nord. Le chenal associé à la barre est parallèle à la côte, assez profond, et traverse obliquement la barre. La pente de la plage peut être forte au-devant des digues. Des croissants de plage, de 10 à 20 m de longueur d'onde, peuvent également se développer sur le bas de plage.

Type de dune

Le cordon dunaire est principalement un cordon de dune blanche de faible volume, relativement étroit (50 à 80 m), mais continu sur toute la sous-cellule. Sa dynamique propre est très influencée par la présence du

brise-mer qui amortit l'énergie des houles et des vagues, comme l'attestent ses inflexions certainement indirectement commandées par la position des structures de défense. La configuration géomorphologique de la dune est comparable en 1998 et 2016 (Illustration 111). De nombreux siffle-vents se développent sur de la dune mobile.

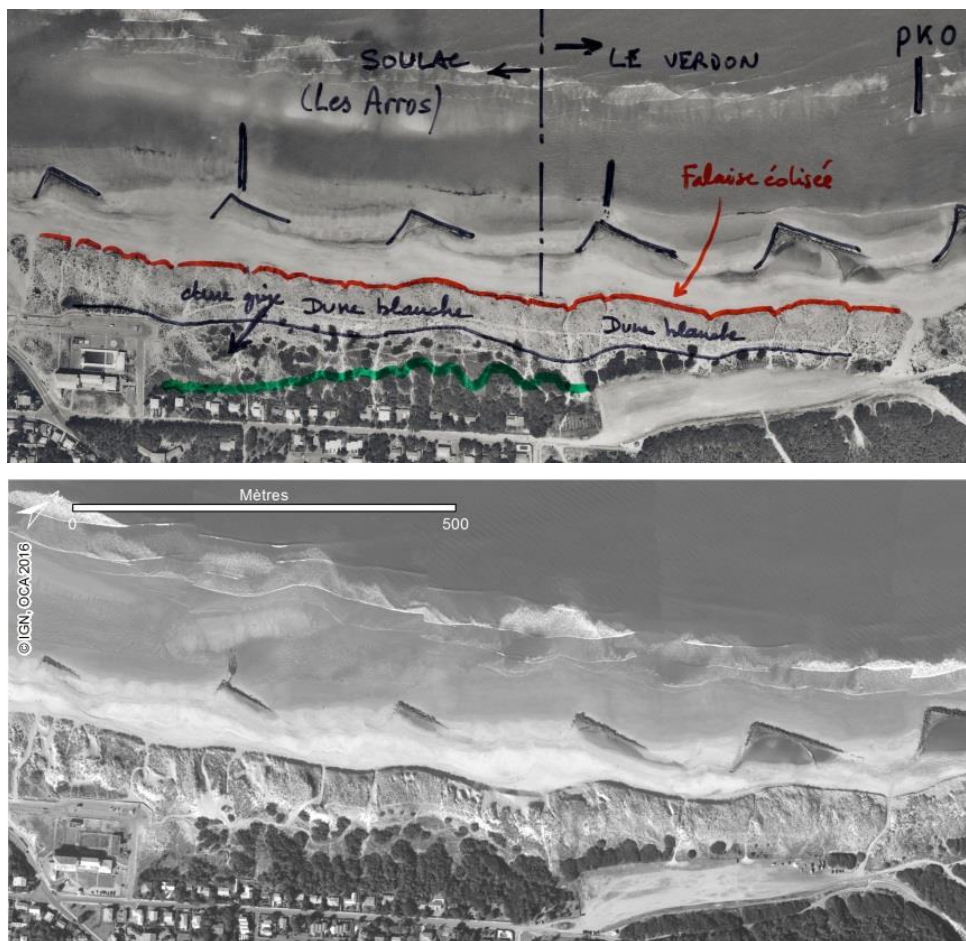


Illustration 111 - Morphologie de la dune au sein de la sous-cellule 1.3 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)

Type de contact entre plage et dune

En 1998, le contact dune/plage est constitué par une falaise éolisée, formant une transition douce entre ces deux entités. En 2016, ce contact s'effectue par une falaise vive marquée. Le trait de côte (pied de dune) n'a cependant pas significativement bougé entre ces deux périodes.

Evolution passée du trait de côte

Ce secteur a été fortement érodé au cours du XIX^{ème} siècle. De 1812 à 1853, entre les Cantines et la plage centrale, le trait de côte recule de 300 m. De 1853 à 1874, on observe une stabilisation du secteur des Cantines aux Huttes, fixé par les travaux de défense. Des Huttes aux Arros, on observe une légère avancée (entre 40 et 50 m), alors qu'au droit de la plage centrale, le trait de côte recule de 110 m. De 1874 à 1912, le secteur des Huttes aux Arros recule de 100 m, avec un recul plutôt faible jusqu'en 1903, puis une forte accélération.

Depuis la construction des ouvrages de protection aux Arros en 1930, le trait de côte est stabilisé. Les ouvrages sont en partie recouverts par la plage. Cependant, ce secteur a connu des fluctuations de volume

sédimentaire qui modifient l'altitude de la plage et le niveau de protection du pied de dune. Lors des phases érosives, le niveau de la plage s'abaisse, l'ouvrage est fragilisé. Ainsi, la protection des Arros qui était enfouie sous le sable de 1970 à 1982/83 est de nouveau apparente (Sogreah, Larag, 1995).

La comparaison des positions historiques du trait de côte de 1985 à 2014 montre, en arrière des ouvrages longitudinaux, la bonne stabilité de l'interface dune/plage (une falaise vive éolisée), bien qu'une oscillation dans une bande de 20 mètres de large environ soit constatée. Cela atteste de l'efficacité des ouvrages à protéger le domaine dunaire contre l'érosion (Illustration 112).



Illustration 112 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule 1.3 de 1985 à 2014

Scénario évolutif

Le trait de côte restera quasi-stable tant que l'ouvrage sera entretenu. Les siffle-vents peuvent, sans entretien, s'agrandir et se généraliser en caoudeyres.

Evolution prévisible/aléa

L'évolution potentielle dépend de deux facteurs principaux :

- du volume de sable en transit en provenance des bancs de l'embouchure de la Gironde et de la passe Sud-Gironde ;
- du degré de suivi et de l'entretien de l'ouvrage dans le temps.

Si le brise-mer est régulièrement entretenu, il est probable que la relative stabilité se poursuive, à moyen terme, avec des phases d'ensablement des ouvrages et des phases de contournement partiel, comme cela a déjà été observé par le passé.

En l'absence d'ouvrages de protection côtier, des taux de recul de l'ordre de 3,5 m/an +/- 1 m/an sont probables sur l'ensemble de la sous-cellule.

Impact d'un évènement majeur

Une avancée du trait de côte a été constatée directement au droit de l'épi au nord de Soulac-sur-Mer (épi Barriquand) entre 2013 et avril 2014. On retiendra cependant qu'un recul de l'ordre de 20 mètres est susceptible de se produire à la suite d'un évènement majeur.

4.3.4. Sous-cellule 1.4 : front urbain de Soulac-sur-Mer (1,5 km : PK 1,5 à PK 3)

Le système de défense des Arros participe à la protection de ce secteur. Il tend à bloquer les sédiments transportés par la dérive littorale et donc à limiter l'érosion au droit du front de mer (Illustration 112).

Correspondant à une zone urbanisée, le front de mer de Soulac-sur-Mer peut être subdivisé en deux parties, selon les types d'usages et le degré d'urbanisation :

- la partie nord totalement urbanisée, qui constitue le noyau ancien de Soulac-sur-Mer, de la plage centrale au musée (Casino) : le cordon littoral a été détruit et remplacé par le front de mer urbain. La plage est régulièrement remodelée et intensément fréquentée ;
- la partie sud, du musée (Casino) jusqu'aux premiers blockhaus situés à environ 300 m au sud-ouest du Signal, et qui a été urbanisée relativement récemment. C'est une urbanisation plus diffuse et située plus en retrait par rapport à la plage, que dans la partie nord, à l'exception notable de l'immeuble « le Signal » implanté sur le haut du cordon dunaire en 1967.



Illustration 113 - Localisation de la sous-cellule 1.4 (© Scan 25 IGN)

Type de plage

Le trait de côte est globalement orienté SE-NO (43°N) sur cette sous-cellule, mais on observe un changement d'orientation de la côte au niveau du musée de Soulac-sur-Mer au centre (Casino). Sans constituer une limite de cellule sédimentaire, on note toutefois une morphologie des barres assez contrastée de part et d'autre de ce point.

La plage est de type 1, mais elle reste relativement large avec des barres longitudinales faiblement obliques et séparées par des chenaux de vidange (baïnes) orientés nord-sud (Illustration 114). Le système barres/baïnes est fréquent, avec des amplitudes crête à creux marquées pouvant atteindre 1,5 m.



Illustration 114 - Morphologie des plages de la sous-cellule 1.4 (commune de Soulac-sur-Mer) en 2000 et 2016.
A noter l'orientation nord-sud des chenaux de vidange.

Type de dune

Seule la partie sud a conservé un système dunaire bordier entre la plage et la zone urbanisée. Le cordon de dune y est tronqué par le recul du trait de côte (Illustration 115). Il est en net recul, ce qui s'accompagne d'une réduction de son volume. L'évolution entre 1998 et 2016 est remarquable : le recul au droit de la route est d'environ 100 mètres, la dune blanche a disparu.

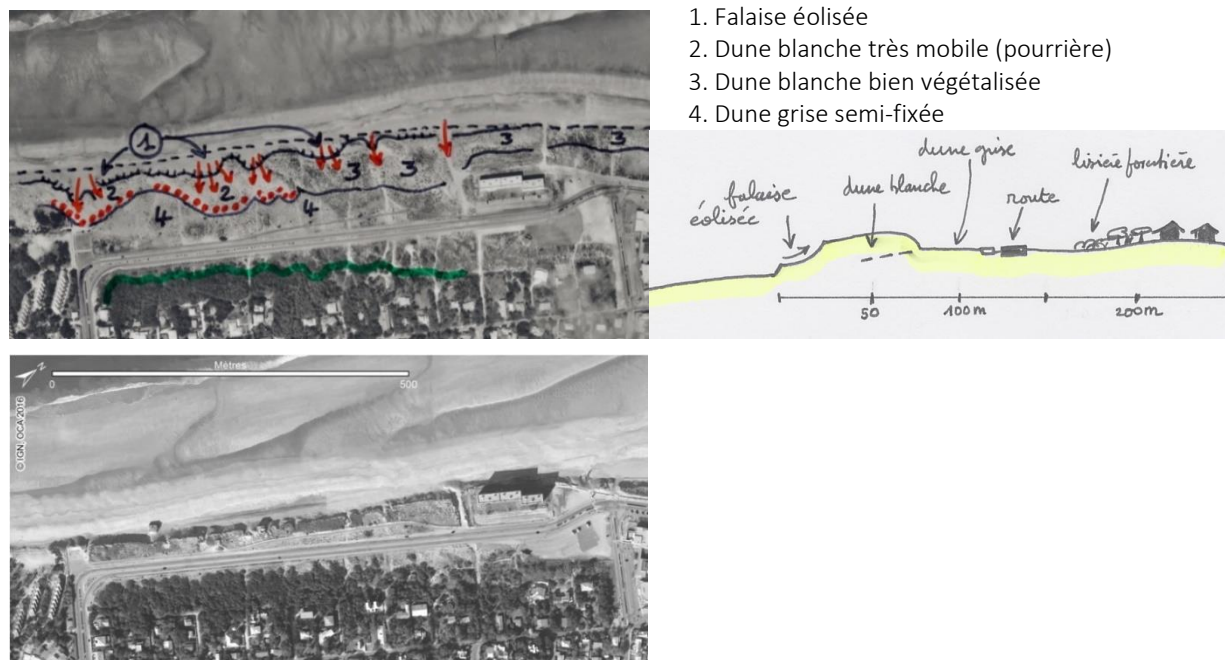


Illustration 115 - Morphologie de la dune au sud et au centre de la sous-cellule 1.4 en 1998 (en haut) et en 2016

Type de contact entre plage et dune

Le front de mer urbain historique de cette sous-cellule fait l'objet de mesures de gestion (ganivelles assurant un contact dune/plage doux).

Du musée (Casino) vers le sud, le contact dune/plage est constitué, en 2016, essentiellement par des falaises vives, faiblement éolisées localement (Illustration 115 et Illustration 116).



Illustration 116 - Contact dune/plage au sud de la sous-cellule 1.4. Falaise d'érosion marine au sud de Soulac-sur-Mer, au droit de l'immeuble « le Signal » (OCA, 12/04/2010) et situation après l'épisode de tempêtes de l'hiver 2013/2014 (à droite, OCA, 01/06/2015).

Après l'hiver 2006/2007 qui a été très érosif, la falaise vive s'est généralisée sur ce tronçon, et les impacts des tempêtes Klaus en 2009 et Xynthia en 2010 ont encore renforcé la vulnérabilité des dunes de ce secteur. L'hiver 2013/2014 a de nouveau attaqué fortement le pied de dune, des travaux de stabilisation (apports de sable) ont été effectués pour limiter le recul au droit des enjeux.

Évolution passée du trait de côte

Le secteur urbain de Soulac-sur-Mer a connu depuis sa construction de fortes fluctuations du trait de côte. Ainsi, de 1812 à 1853, le front de mer urbanisé (globalement compris entre la plage centrale et l'hippodrome) a reculé de 130 m. D'après l'étude Sogreah, Larag, (1995), le recul au niveau des Olives (plage centrale) a été de 450 m entre 1744 et 1893, soit 3 m/an en moyenne et en 1913, la mer atteignait le boulevard actuel.

Une période d'engraissement du trait de côte s'est amorcée en 1853, d'abord au niveau de l'hippodrome puis sur l'ensemble du littoral de la sous-cellule. Elle se poursuivra jusqu'en 1966, avec une avancée d'environ 300 m de la plage de plus en plus importante vers le sud. Une période érosive se généralise ensuite (dont les effets ont débuté dès 1912), plus forte au sud, comprenant des épisodes de reculs marquants constitués par les tempêtes de 1926 et 1930. La vitesse du recul est estimée à 5 m/an par le LCHF (1987) pour la période 1966-1982, et à 4 à 5 m/an par la Sogreah entre 1982-1985 et 1994-1995.

De 1991 à 1994, le trait de côte dans ce secteur est assez stable à l'exception du littoral nord de Soulac-sur-Mer, fortement affecté par les tempêtes de l'hiver 1994, où des apports de sable ont été effectués depuis les ouvrages des Arros. Des opérations de gestion du stock sableux se poursuivent encore aujourd'hui (Artelia, 2012).

L'analyse des traits de côte 1985/1998/2009/2014 (Illustration 117) montre, pour cette période, un recul moyen de l'ordre de 1,5 m/an, au nord de la sous-cellule, à 4 m/an depuis le sud du front urbain de Soulac-sur-Mer jusqu'à la limite sud en direction de l'Amélie. L'immeuble « le Signal » est le témoin emblématique

de ce fort recul : construit à environ 200 m du trait de côte en 1967, il se retrouve aujourd'hui à seulement une dizaine de mètres du sommet de la falaise dunaire.

L'épi Barriquand (Illustration 117) est le premier ouvrage dans le sens de la dérive littorale (orientée sud-nord) de l'ensemble du système de protection constitué par les ouvrages ensablants (aussi appelés « casiers ») des Arros et des Huttes précédemment décrits. Il contribue à réduire l'érosion au droit du front urbain ; il a été prolongé de 80 m et rehaussé à la suite des tempêtes de l'hiver 2013/2014.



Illustration 117 - Positions historiques du trait de côte de 1985 à 2014 au sein de la sous-cellule 1.4

Scénario évolutif

Sur cette sous-cellule, le scénario 1 est le plus probable : une érosion chronique et régulière affecte le cordon dunaire. Cette érosion peut temporairement (quelques années) être modérée, ou contenue par des actions anthropiques, permettant l'éolisation de la falaise.

Évolution prévisible/aléa

Ce secteur est très influencé par les implantations et activités humaines : zones urbaines, travaux de défense contre la mer, reprofilages de plage, aménagements dunaires... L'histoire récente a montré la grande variabilité des évolutions de ce secteur et les possibilités de changements de tendance évolutive. Ceux-ci seraient liés aux fluctuations des apports sédimentaires, en association à la dynamique de la passe sud de la Gironde et à la dérive littorale. En l'absence d'actions de gestion du trait de côte, ce secteur restera vraisemblablement en érosion à moyen terme (plusieurs décennies).

Si les défenses des Arros et l'épi Barriquand sont maintenues et entretenues, la zone urbanisée de Soulac-sur-Mer sera *a priori* protégée. Cet ensemble d'ouvrages se comporte en effet comme un épi bloquant une partie des sédiments au droit de la zone urbanisée.

En l'absence d'ouvrage, des taux de recul de l'ordre de 3 m/an sont probables au nord du musée (Casino), et de 4 m/an du musée à l'hippodrome.

Impact d'un évènement majeur

Un recul de l'ordre de 20 mètres est susceptible de se produire à la suite d'un évènement majeur. Au droit de l'immeuble « le Signal », le sommet de la falaise dunaire a reculé d'environ 10 mètres lors de l'hiver 2013/2014, malgré les efforts déployés pour stabiliser ce secteur.

4.3.5. Sous-cellule 1.5 : du sud de Soulac-sur-Mer à la Pointe de la Négade (5 km : PK 3 à PK 8)

Cette sous-cellule s'étend sur la commune de Soulac-sur-Mer, de l'hippodrome au hameau de l'Amélie. Au sud du front urbain de Soulac-sur-Mer, l'orientation de la côte change légèrement et devient N°30 (Illustration 118). On note un rétrécissement de la plage vers le sud, qui constitue la source de la dérive littorale et du transit sédimentaire associé dirigés du sud vers le nord.

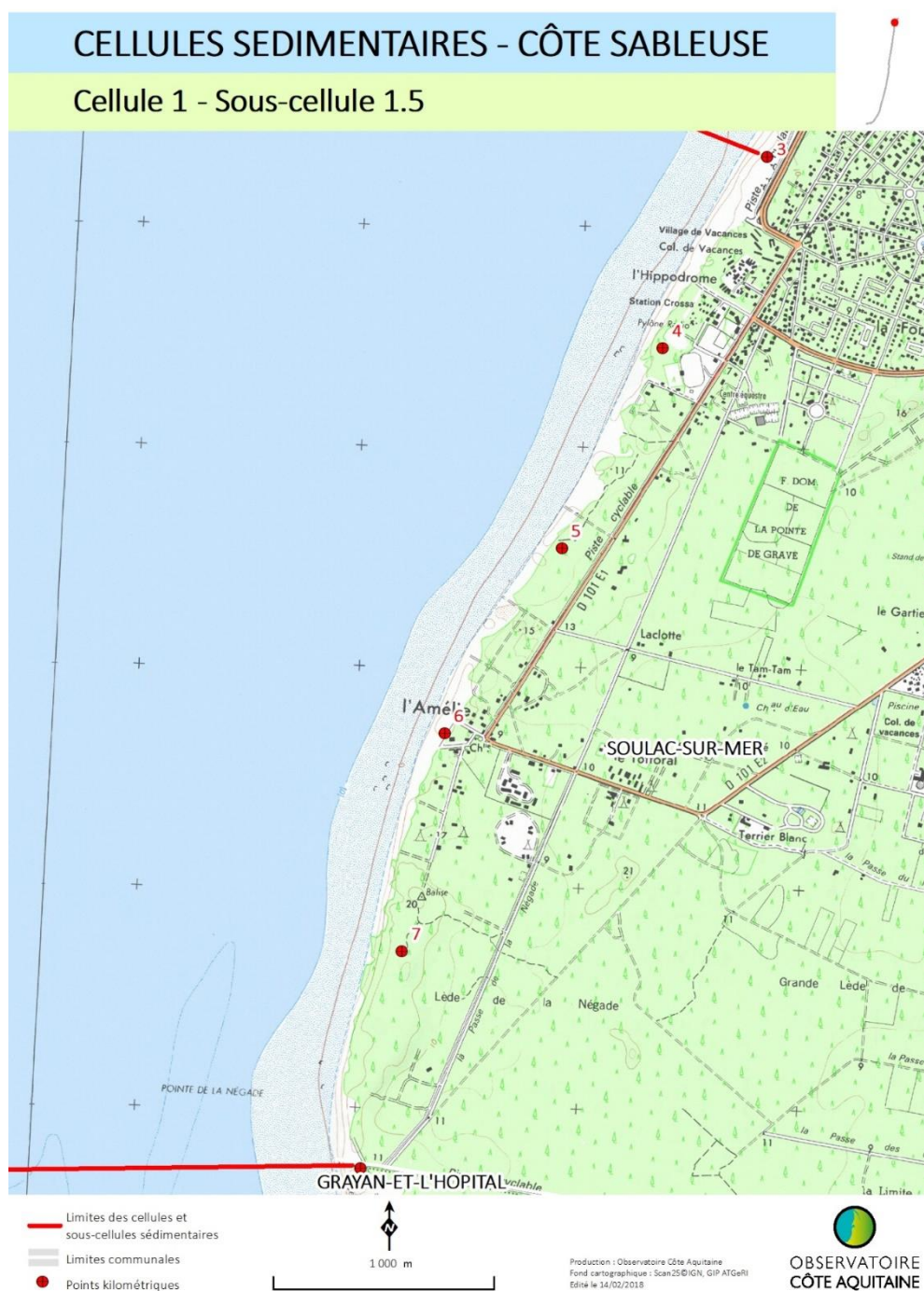


Illustration 118 - Localisation de la sous-cellule 1.5 (© Scan 25 IGN)

Type de plage

Les plages sont du type 1, en phase d'érosion, avec un profil concave plutôt plat et un substrat géologique affleurant localement sous la forme de gros galets, généralement de nature calcaire. Les morphologies de barres sableuses sont plus ou moins parallèles au rivage avec des chenaux obliques orientés vers le nord, similaires à ceux de la sous-cellule 1.4, mais ils sont plus marqués (Illustration 119).

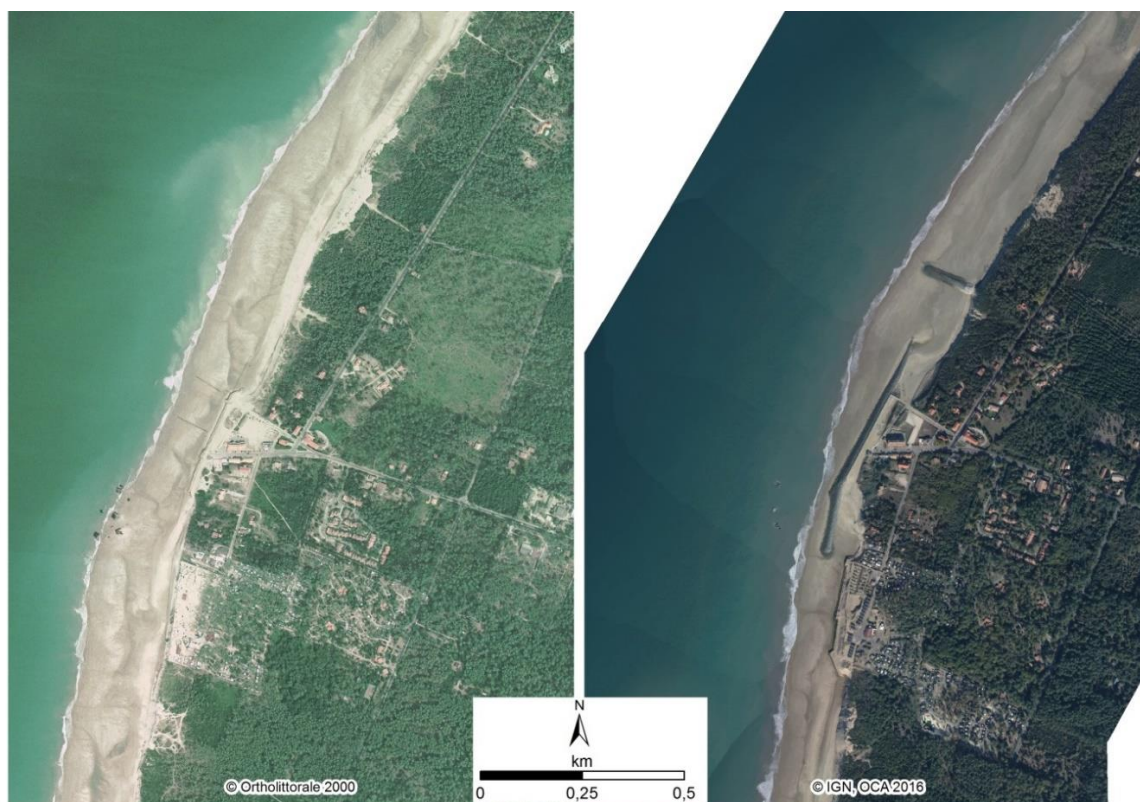


Illustration 119 - Morphologie des plages sur la sous-cellule 1.5 à l'Amélie (commune de Soulac-sur-Mer) en 2000 et 2016

Type de dune

Ce secteur est caractérisé par une dune dont le contact avec la plage est régulièrement marqué par une falaise recoupant souvent des couches géologiques antérieures : argiles, tourbes et sables fluviaux (Illustration 120).

La présence de forêt au sommet direct de la falaise dunaire témoigne du recul important du trait de côte dans cette sous-cellule.



Illustration 120 - Dune perchée sur des horizons géologiques fossiles, falaise au sein de la sous-cellule 1.5 à l'Amélie (© OCA 2003)

Type de contact entre plage et dune

Le contact dune/plage est ici une falaise d'érosion marine, avec une nette dominance du type falaise à couches géologiques et sols fossiles. Il n'y a pas de répit de l'érosion et la falaise est constamment ravivée par les attaques marines (Illustration 120).

Évolution passée du trait de côte

Le secteur de L'Amélie a connu une période d'accrétion dans la première moitié du XIX^{ème} siècle. Manaud *et al.* (2001) note une avancée de l'ordre de 100 m entre 1812 et 1853, soit 2,4 m/an en moyenne. Par la suite, cette côte ne sera plus qu'en érosion, affichant des reculs moyens compris, selon les périodes, entre 3 et 8 m/an, mais avec des pulsations épisodiques pouvant être très importantes (reculs de 16 m/an entre 1903 et 1912 et de 12 m/an entre 1939 et 1946 (Aubié et Tastet, 2000).

Depuis le milieu du XX^{ème} siècle, la tendance est à une accélération du recul. Pedreros (1994) estime le recul à 4 m/an en moyenne entre 1945 et 1994, avec cependant des accélérations épisodiques importantes comme entre 1991 et 1994, où les taux de recul atteignent 8,5 m/an.

L'étude d'Artelia (2012), « Diagnostic permettant la détermination d'une stratégie communautaire de gestion du phénomène d'érosion », a établi un historique de l'évolution récente de la position du trait de côte, repris ci-après.

La spectaculaire érosion de l'hiver 1993-1994 a conduit à la réalisation, dans l'urgence au printemps 1994, d'un cordon d'enrochements en pied de dune destiné à stabiliser le trait de côte au droit de l'aménagement.

Rapidement après sa réalisation, cet enrochement a connu des dommages importants et des travaux de réparation/confortement ainsi que des réalisations complémentaires (prolongements de l'enrochement, épi au nord, protections longitudinales au pied du cordon dunaire au sud, apports de sable...) ont été entrepris par la suite (2003 - 2004).

Ce dispositif implanté pour protéger localement les constructions de bord de mer contribue à renforcer les taux d'érosion en particulier plus au nord et sans pour autant les faire diminuer plus au sud.

Le suivi actuel du trait de côte montre un accroissement significatif du rythme de recul au nord du dispositif, celui-ci étant compris entre -5 et -6 m/an sur la période 1998/2009 alors qu'il était compris entre -3 à -4 m/an sur la période 1966/1998.

Au sud de l'aménagement les taux moyens d'évolution sont restés stables au cours du temps avec un rythme compris entre -4 à -6 m/an. Au nord immédiat de la pointe de la Négade, ils ont baissé au cours du temps, passant de -5 à -8 m/an sur la période 1966/1998 à -1 à -2 m/an sur la période 1998/2009.

(Artelia, 2012)

La position du trait de côte de 2014 indique une continuité de ces tendances. Les positions historiques des traits de côte de 1959 à 2014 sur la sous-cellule 1.5 sont représentées sur l'Illustration 121.



Illustration 121 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 de la sous-cellule sédimentaire 1.5

Scénario évolutif

Sur ce secteur, où l'érosion est chronique, la falaise d'érosion marine est constamment réactivée par les vagues de tempêtes et le recul est continu. Le scénario évolutif proposé est ici le scénario 1, avec un recul constant sans phase de répit au droit des zones non-aménagées par un ouvrage longitudinal.

Évolution prévisible/aléa

La poursuite du recul sur les prochaines décennies est très probable en l'absence de changement de conditions hydrodynamiques modales (les plus fréquentes). L'étude Sogreah, Larag (1995) prévoyait un recul de 2,4 à 4 m/an pour la période 1995-2015 pour ce secteur ; tendance confirmée par les observations récentes.

Selon une hypothèse « sans ouvrage et sans entretien », l'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 indique des taux de recul de 4 m/an à 5 m/an sur l'ensemble de la sous-cellule sédimentaire 1.5.

Cas de l'Amélie

Le hameau urbanisé de l'Amélie (commune de Soulac-sur-Mer) est un cas particulier au sein de la sous-cellule, en raison de la présence d'ouvrages de protection côtiers installés depuis plus de 20 ans, dans l'objectif de résister à l'érosion marine (ouvrages des campings Sandaya et de la Côte d'Argent, ouvrage de l'Amélie). Située en aval-dérive de la Pointe de la Négade, l'Amélie est au niveau de la zone source de la dérive littorale, dont la résultante annuelle est orientée vers le nord et Soulac. L'érosion à l'Amélie est due au déficit sédimentaire, aggravé par les tempêtes marines qui sapent périodiquement le cordon dunaire. Les ouvrages constituent un point dur au sein de cette sous-cellule, de part et d'autre desquels de fortes encoches d'érosion apparaissent. Au regard des impacts négatifs qu'ils engendrent et l'attaque constante par l'océan, ils peuvent être considérés sur le long terme relativement inefficaces à l'échelle de la sous-cellule (Illustration 122 et Illustration 123).



Août 1994, la plage s'adosse encore à un étroit cordon de dune qui précède les constructions



Avril 1995, la falaise recule ; sa hauteur montre l'abaissement de l'altitude de la plage



Avril 1999, malgré les enrochements et les épis en pieux de bois, le recul se poursuit



Janvier 2000, sapé à sa base, le cyprès s'est effondré



Mars 2002, au nord des ouvrages de défense, l'érosion est exacerbée



Avril 2003, l'érosion marine reprend le sable apporté dans le fond de l'encoche et découvre les géotextiles posés



Mars 2003, le sud de la zone défendue est aussi marqué par une augmentation de l'érosion marine. Malgré sa position amont-dérive, les ouvrages en géotextile sont mis à nu et détruits

Illustration 122 - Evolution du littoral au droit de l'Amélie sur la période 1994-2003 (photos J. Favennec)



Illustration 123 - Vue aérienne de L'Amélie en 2016 et des ouvrages de protection côtiers mis en œuvre. L'érosion est forte de part et d'autre de l'enrochement central, en atteste la position des blockhaus submergés en bas à gauche de la photographie (©OCA, 07/06/2016)

Impact d'un évènement majeur

Un recul de l'ordre de 20 à 25 mètres est susceptible de se produire à la suite d'un évènement majeur. Les levés de l'Observatoire de la Côte Aquitaine faisant suite à l'hiver 2013/2014 enregistrent un recul maximum de 40 mètres au sud du camping Les Sables d'Argent, au nord de l'Amélie.

4.3.6. Synthèse de la cellule 1 : Pointe de Grave - Pointe de La Négade

De manière très générale, l'évolution de cette cellule est marquée par un recul du trait de côte à l'échelle historique :

- Sur un linéaire côtier de près de 2 km au niveau de la Pointe de Grave, l'érosion est difficilement contenue par des ouvrages, dont les premiers ont été édifiés vers 1850 ;
- Au niveau du secteur non endigué des Huttes, l'intégrité du cordon dunaire est menacée. Une rupture déclencherait une submersion des marais médocains, dont l'altitude est inférieure aux hautes mers de vives eaux ;
- Enfin entre Soulac-sur-Mer et la Pointe de la Négade, la plage n'est globalement pas alimentée en raison de sa situation au niveau d'une divergence de la dérive littorale. Ce secteur est affecté par une érosion chronique depuis une quarantaine d'années.

Sur l'ensemble de cette cellule :

- Le type de plage est le type 1, avec quelques modulations en fonction de la morphologie des systèmes barres internes/bâines ;
- La dérive littorale est orientée en direction du nord-nord-est ;
- Les dunes sont variées selon les secteurs (dune blanche, dune perchée, ...) ;
- Les contacts dune/plage sont majoritairement constitués par des falaises vives parfois éolisées témoins de l'érosion chronique qui affecte cette cellule ;
- Les nombreux ouvrages de protection et actions de gestion agissent sur l'évolution du trait de côte.

Ces éléments morphologiques et le contexte de très fort déficit sédimentaire conduisent à émettre l'hypothèse que l'érosion persistera dans le futur dans cette cellule et conduira à un fort recul du trait de côte dans les secteurs qui ne sont pas protégés par des ouvrages de défense.

4.4. CELLULE 2 : L'ANSE DU GURP

Cette cellule de petite taille (extension 6 km) est localisée sur la commune de Grayan-et-L'Hôpital. Elle est constituée par l'anse du Gulp, entre la Pointe de la Négade et Dépé (Centre Euronat) (PK 8 à PK 14 ; Illustration 124).



Illustration 124 - Carte de situation de la cellule sédimentaire 2, Anse du Gulp (© Scan 25 IGN)

Cette cellule, de par sa forme arquée (d'où son nom), est singulière au sein de la côte aquitaine très rectiligne. Elle se situe au niveau d'une paléo-embouchure de la Gironde (6 000 ans B.P.). Lors de la

transgression flandrienne, le chenal de l'embouchure s'est comblé avec des sédiments fluviatiles argilo-graveleux, qui reposent sur la couche d'argile du Gurb (Levêque, 1936, Dubreuilh, 1971). Ces dépôts affleurent actuellement dans une falaise meuble de 7 à 8 m de hauteur sur laquelle les dunes littorales sont perchées. La rivière d'Anchise, qui débouchait elle aussi au Gurb, dans ce secteur, fut l'une des dernières à se fermer, probablement au XVII^{ème} siècle (Froidefond *et al.* 1984) (Illustration 125).

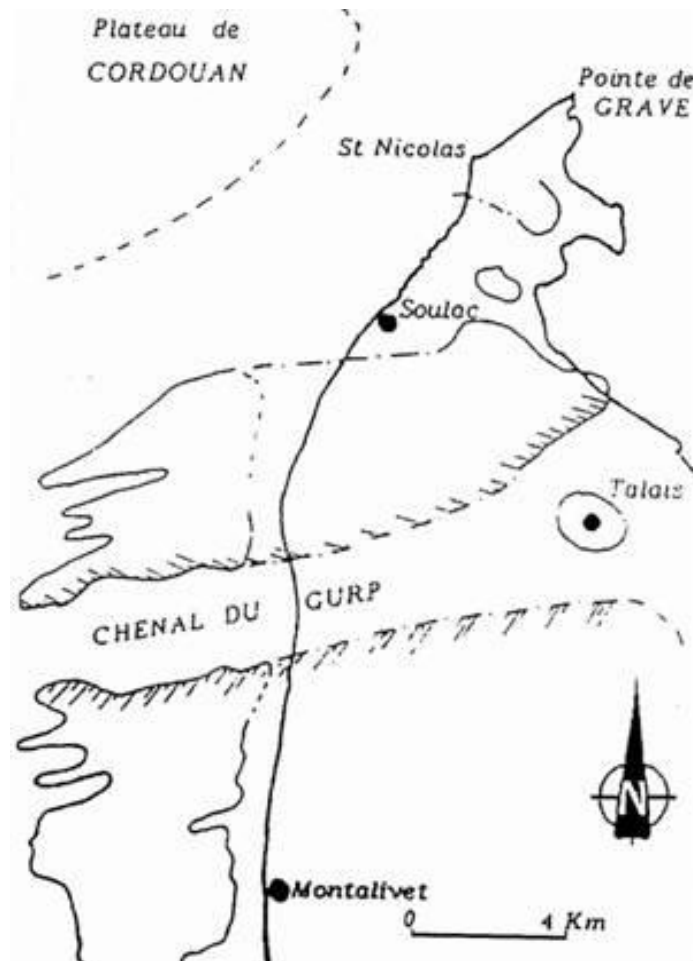


Illustration 125 - La paléovallée du Gurb (d'après Froidefond *et al.*, 1984)

4.4.1. Type de plage

L'anse du Gurb forme une baie très ouverte globalement orientée nord-sud. L'estran est relativement étroit, entre 20 et 40 m de large. De longues barres internes longitudinales, sans chenaux de vidange bien définis, sont fréquentes en bas de l'estran. Au centre de l'anse, la plage est plus étroite que vers ses deux extrémités et les chenaux de vidange des barres y sont beaucoup plus marqués (Illustration 126).

La plage est très pentue en relation directe avec la granulométrie relativement grossière des sédiments de cette anse (graviers et sables) (Illustration 127). Des bermes bien construites sont observables en haut de plage.

Les plages de l'anse du Gurb sont incluses dans le type 1, représentatif du littoral nord-médocain, bien qu'elles n'en partagent pas l'ensemble des critères morphologiques, du fait notamment du contexte géologique local, et l'apparition d'une barre longitudinale sans chenaux.

La limite nord de la cellule est située au niveau de la Pointe de la Négade, en raison du changement d'orientation du trait de côte, passant de 16°N au nord de la Pointe de la Négade à 350°N au sud par rapport à la cellule sédimentaire 1. La limite sud, au nord d'Euronat (Dépé), se traduit, elle, par un changement de la morphologie des barres internes.



Illustration 126 - Morphologie des plages au centre de la cellule 2 du Gulp en 2000 et 2016

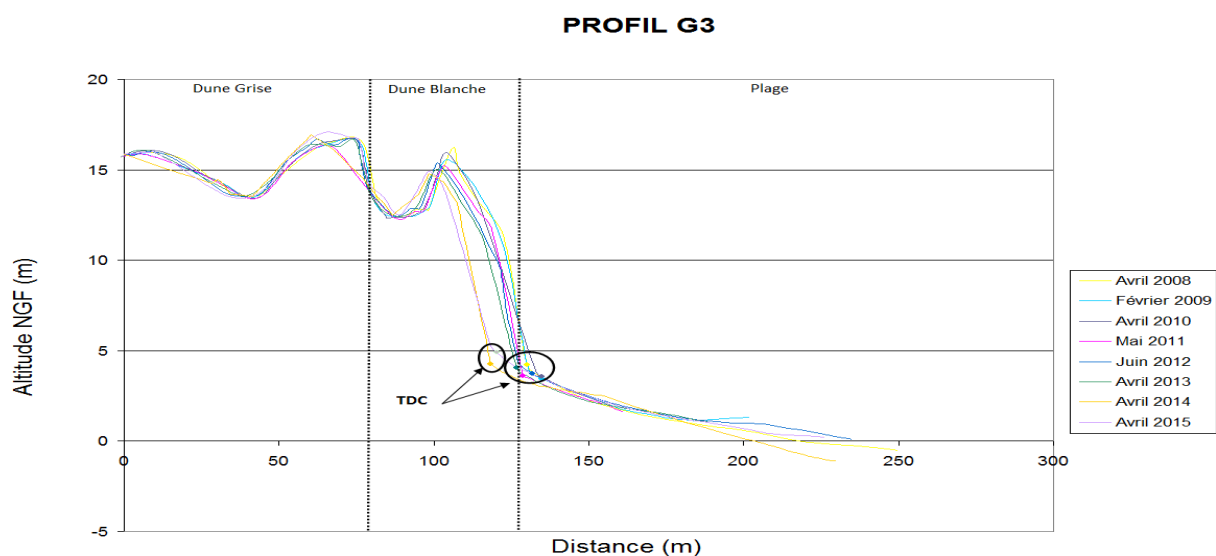


Illustration 127 - Morphologie et évolution 2008-2015 du profil dune/plage au profil G3 au sud de l'anse du Gulp (PK 12). La plage possède une topographie linéaire sur la période de mesures.

4.4.2. Type de dune

La configuration particulière de ce secteur et l'absence de trace de modelage anthropique donnent une grande originalité aux dunes littorales de l'anse du Gulp. Les caoudeyres y sont très fréquentes sur ces dunes mobiles de type parabolique (concavité ouverte vers l'océan). Ces dunes sont principalement alimentées par la remobilisation de sable dunaire pré-existant : elles sont peu alimentées par le sable de plage.

Le sable dunaire est superposé à des horizons de dépôts fluviaux et à des sols fossiles : ce sont des dunes perchées. Selon l'intensité de l'érosion marine, le volume de sable disponible et la hauteur de la falaise, on peut distinguer deux situations observées classiquement dans ce secteur :

- Dans la partie nord et centrale (PK 8 à PK 11), quelques avant-dunes se forment à l'avant de la falaise morte (Illustration 128, à gauche). La dune mobile, bien que très réduite, est active : des caoudeyres frontales et des cuvettes de déflation sont présentes ;
- Dans la partie sud (PK 11 à PK 14), la falaise est haute et active (Illustration 128, à droite), les couches sous-jacentes à l'éolien affleurent (sables fluviaux et argile) et le sable dunaire y est peu épais. En 2016, la végétation, quasiment disparue en 2014, a repris au niveau des résurgences de la nappe d'eau souterraine de la dune. De moins en moins fréquentes du centre vers le sud, les formes d'évolution de la dune sont toutefois toujours présentes (caoudeyres, siffle-vents).



Illustration 128 - Morphologie de la dune au nord (à gauche) et au sud (à droite) de la cellule sédimentaire 2 de l'anse du Gulp en 2016

4.4.3. Type de contact entre plage et dune

Les contacts dune/plage sont directement liés au type de dune présent dans l'anse :

- Au nord de la station du Gulp, le contact est constitué par une falaise légèrement éolisée (Illustration 129) : des avant-dunes encore peu marquées sont parfois présentes ;
- Au sud, la falaise est vive, haute, et marquée par des sillons d'érosion hydrique (Illustration 130).



Illustration 129 - Type de contact dune/plage caractéristique au nord et au centre de la cellule 2 (photos : Pointe de la Négade à gauche ©OCA, 06/02/2017 et J. Favennec à droite)



Illustration 130 - Type de contact dune/plage caractéristique au sud de la cellule 2 (photos C. Nalin)

4.4.4. Évolution passée du trait de côte

L'anse du Gulp est un secteur moins enclin à l'érosion que la cellule sédimentaire n°1 précédente. Le recul modéré constaté au cours du dernier siècle est le résultat de plusieurs phases d'accrétion et d'érosion successives, comme l'illustrent les évolutions constatées par le passé rapportées ci-après.

En 1876, le sable de l'estran a disparu et les dépôts anciens formant les falaises étaient visibles sur une grande partie de la côte (Howa, 1987). Ensuite, jusqu'en 1910, les sables éoliens ont recouvert progressivement ces dépôts, à tel point qu'en 1910 la falaise n'est plus visible (Manaud et al., 2001). Une nouvelle phase érosive est observée de 1910 à 1913, suivie d'une nouvelle phase de ré-ensablement des morphologies qui sera total en 1936.

Le bilan global sur une longue période, de 1825 à 1966, montre un recul de 40 m à 110 m, selon les secteurs (Manaud et al., 2001). Il est inférieur à 50 m au nord et de l'ordre de 60 m au niveau de l'église de Grayan. Prenant (1968), d'après la position des blockhaus, estime le taux de recul entre 1942 et 1968 à 1,5 m/an sur la rive nord de l'anse du Gulp et à 0,8 m/an au Gulp, malgré une période de stabilité entre 1966 et

1968. Ces ordres de grandeur du taux de recul du trait de côte sont confirmés par Pedreros (1994) qui évalue le recul à 80 m entre 1942 et 1994, soit environ 1,5 m/an. En revanche, au cours de la période récente, de 1984 à 1994, une accélération de l'érosion est constatée. Ainsi, Sottolichio (1994) évalue les taux de recul du trait de côte de 3,3 m/an dans l'anse entre 1984 et 1994. Il observe également un recul très important au droit du parking entre 1991 et 1994 qui peut atteindre 40 m, soit près de 13 m/an.

Sur le secteur de Dépé (Centre Euronat), on observe une légère accrétion de 20 m entre 1966 et 2006, soit 0,5 m/an.

La comparaison des traits de côte de 1959 à 2014 montre que le recul est modéré à l'échelle de l'anse et inégal (Illustration 131). Les reculs totaux sur cette période de 55 ans sont, du nord au sud, de 100 m au PK 8, 45 m au PK 9, 95 m au PK 10, 75 m au PK 11, 75 m au PK 12, 38 m au PK 13 et 20 m au PK 14. Elle confirme les tendances précitées, avec des taux de recul de l'ordre de 1 à 2 m/an au nord et au centre de l'anse, et globalement plus faibles au sud, inférieurs à -1 m/an.

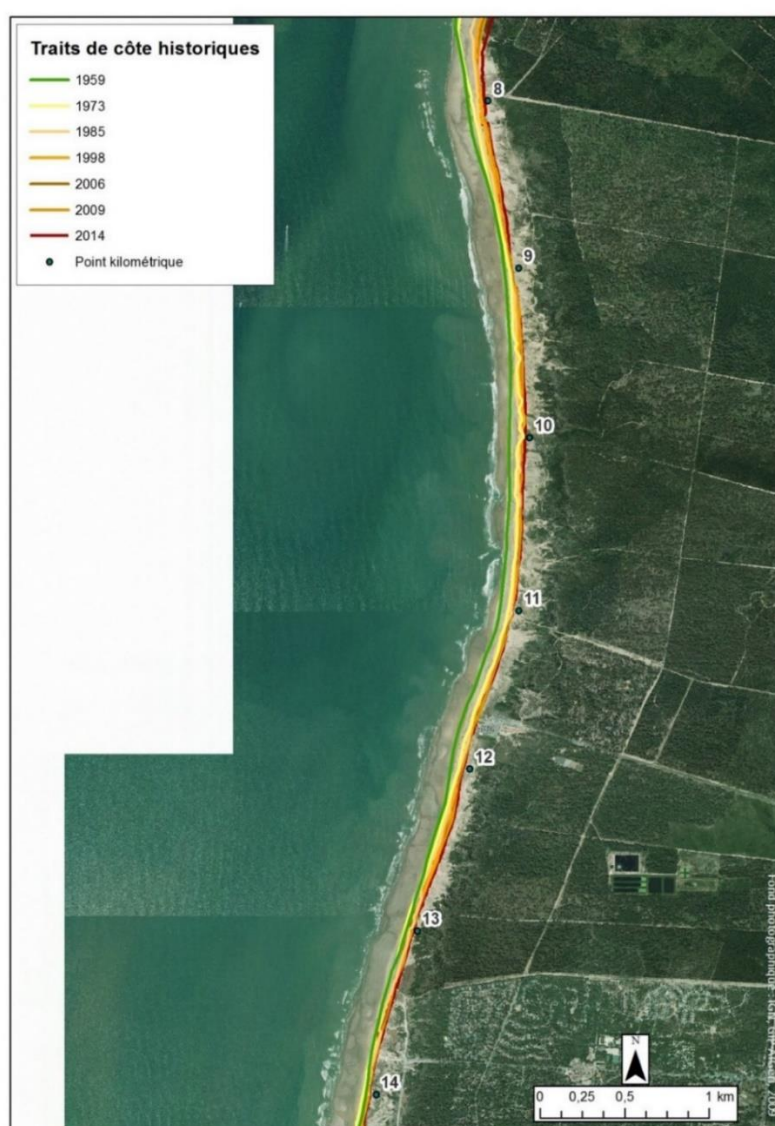


Illustration 131 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 au droit de la cellule sédimentaire 2 - anse du Gurp

4.4.5. Scénario évolutif

En raison du contexte géologique singulier de l'anse du Gulp, de la présence de deux types de dune très contrastés (présence d'une avant-dune au nord et falaise vive au sud), il n'est pas possible d'attribuer à ce secteur un des quatre types de scénario évolutif défini dans la troisième partie de cet atlas.

4.4.6. Évolution future possible

Cette baie est en léger déficit sédimentaire, au regard du recul du trait de côte, en érosion modérée à faible. Elle est en position intermédiaire, située à proximité de la Pointe de la Négade, lieu de divergence de la dérive littorale (vers le nord au nord, et vers le sud au sud).

S'il est difficile d'évaluer les déplacements sédimentaires à l'intérieur de l'anse du Gulp, il est raisonnable d'anticiper une poursuite du recul observé sur les dernières décennies. L'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 indique pour ce secteur naturel un taux de recul moyen annuel de 1,5 m/an.

4.4.7. Impact d'un évènement majeur

Un recul de l'ordre de 10 à 20 mètres est susceptible de se produire à la suite d'un évènement majeur. Les levés de l'Observatoire de la Côte Aquitaine, réalisés en 2013 et avril 2014, révèlent un recul horizontal d'une dizaine de mètres au sein de cette cellule entre ces deux dates.

4.5. CELLULE 3 : CENTRE-GIRONDE

Cette cellule, d'une longueur de 82 km, occupe la majeure partie de la façade maritime du Département de la Gironde, de Délé (Centre Euronat) à Lège sur la flèche du Cap Ferret (PK 14 à PK 96) (Illustration 132).

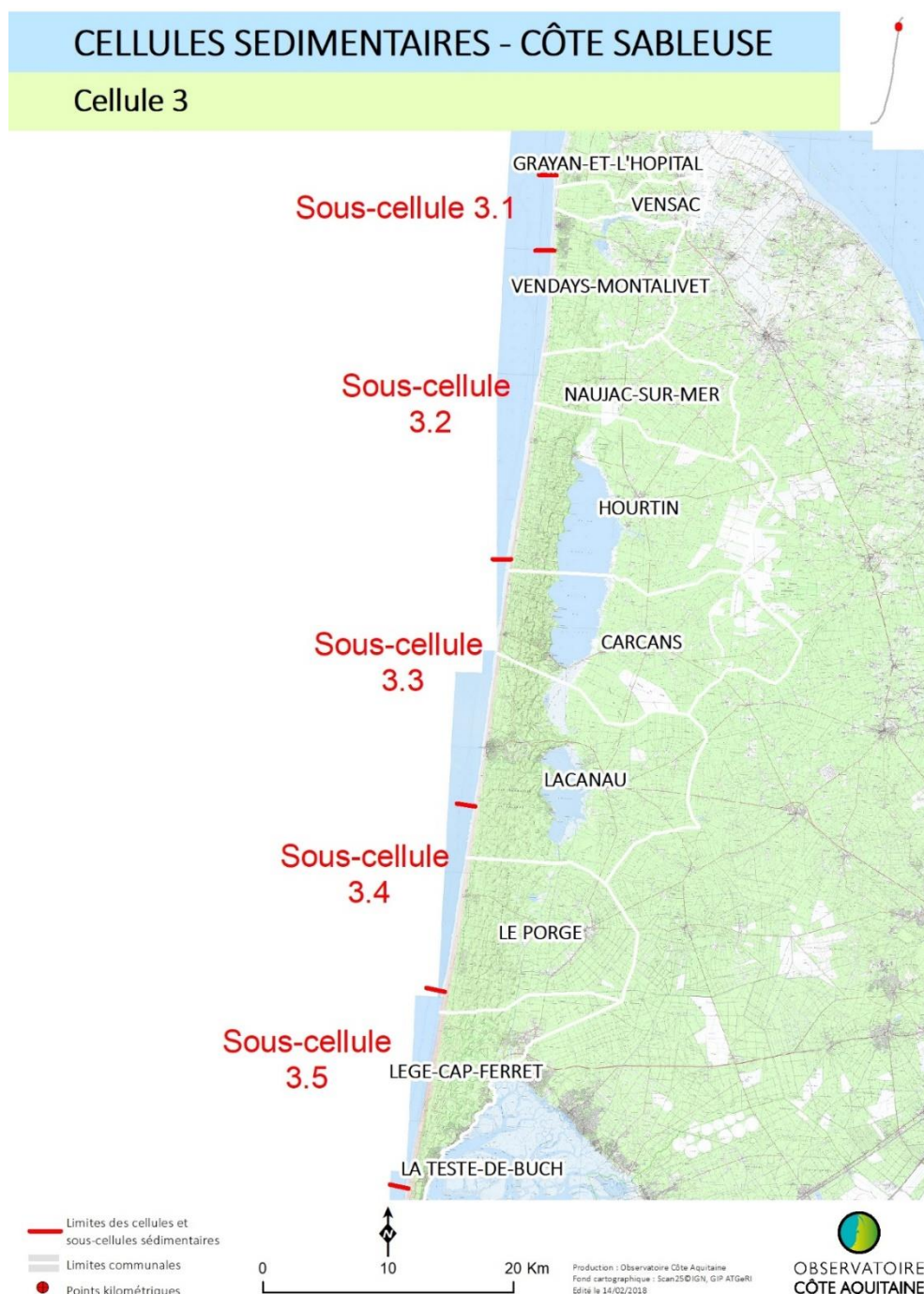


Illustration 132 - Carte de situation de la cellule 3 Centre-Gironde, de Délé au Cap-Ferret, et sous-cellules associées

La dérive littorale est très active et transporte les sédiments des secteurs en érosion au nord, vers la zone sud relativement stable, voire en accrétion. La limite nord de la cellule est liée au changement d'orientation du trait de côte devenant quasiment nord-sud ($2,5^{\circ}\text{N}$), et à la fragmentation de la barre longitudinale par

des chenaux. Ces interruptions dans la barre externe révèlent la mise en place de la dérive littorale et l'inversion de son orientation par rapport à aux cellules sédimentaires 1 et 2. La limite sud, au niveau du Cap Ferret est une limite perméable : les apports sableux de la dérive littorale du nord vers le sud sont, en majeure partie, repris dans le fonctionnement hydro-sédimentaire des passes du Bassin d'Arcachon.

La cellule sédimentaire 3 du Centre-Gironde peut être subdivisée en une série de cinq sous-cellules homogènes et interdépendantes (Illustration 132) :

- 3.1 : de Dépé (Centre Euronat) à Montalivet sud ;
- 3.2 : de Montalivet sud à Hourtin ;
- 3.3 : de Hourtin à Lacanau ;
- 3.4 : de Lacanau sud au Porge ;
- 3.5 : du Porge à Lège.

Sur l'ensemble de la cellule, la dérive littorale résiduelle est dirigée du nord vers le sud et le trait de côte est globalement orienté dans la même direction (approximativement nord-sud). La subdivision est ici basée sur des changements de types de plage et de dune.

4.5.1. Sous-cellule 3.1 : de Dépé (Centre Euronat) à Montalivet sud

Cette sous-cellule de 6 km de long concerne les communes de Grayan-et-l'Hôpital, Vensac, Vendays et le nord de Montalivet (PK 14 à PK 20).

Au sud de Dépé, l'orientation de la côte change radicalement et devient quasiment nord-sud (Illustration 133). C'est dans ce secteur que les marques d'un transport sédimentaire vers le sud apparaissent, notamment le développement de chenaux transversaux fragmentant la barre sableuse longitudinale (Illustration 134).

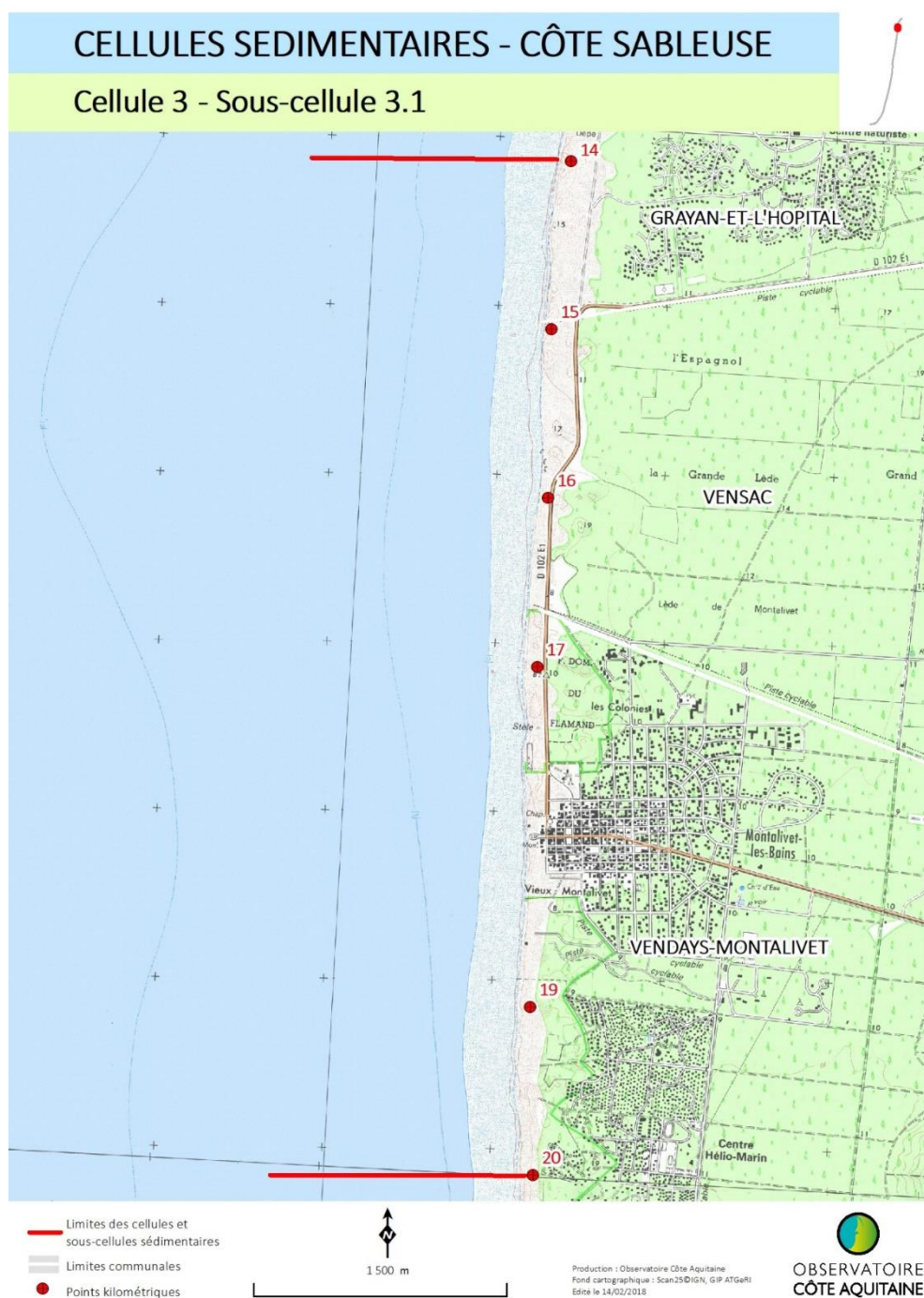


Illustration 133 - Carte de situation de la sous-cellule sédimentaire 3.1 de Dépé à Montalivet sud (© Scan 25 IGN)

Type de plage

Les plages présentent les grands traits qui caractérisent le type 1 jusqu'à Montalivet. L'estran est cependant plus large que dans l'anse du Gurp, avec une zone intertidale de l'ordre de 200 m (Illustration 134). Les barres longitudinales y sont plus courtes et entrecoupées de chenaux transversaux.

Au sud de Montalivet, les chenaux sont légèrement obliques vers le sud, soulignant le sens de la dérive littorale. Cependant, ils ne forment pas encore de baïnes bien définies.



Illustration 134 - Morphologie des plages de la sous-cellule 3.1 en 2000 (à gauche) et 2011 (à droite)

L’affleurement d’une couche d’argile en pied de dune est fréquent, au-dessus de laquelle de nombreuses résurgences d’eau douce dites « sourcins » apparaissent.

La limite sud de la sous-cellule correspond à l’apparition de systèmes barres/chenaux, clairement orientés vers le sud, et au passage progressif des plages de type 1 vers le type 2.

Type de dune

Les dunes sur ce secteur sont perchées sur les formations géologiques quaternaires, qui affleurent dans la partie basale de la falaise dunaire. La dune blanche est très peu développée au sein de cette sous-cellule : elle réapparaît au sud de Montalivet. Le bourrelet frontal du versant externe est peu marqué. Les sifflevents et caoudeyres sont fréquentes au sommet de la falaise dunaire, résultat d’une éolisation prononcée (Illustration 135).



Illustration 135 - Type de dune au nord de Montalivet, sous-cellule 3.1 (@OCA, 07/06/2016)

Type de contact entre plage et dune

Le contact dune/plage est souvent constitué par une microfalaise, où affleurent le substratum quaternaire et ses sols fossiles (Illustration 133). Les « sourcins » - exutoires de la nappe d'eau superficielle contenue dans la dune - sont fréquents et favorisent le développement de groupements végétaux hygrophiles (Illustration 136c). La morphologie classiquement rencontrée dans ce secteur correspond à une falaise éolisée au-dessus du niveau imperméable quaternaire.



a) Vensac, une forte présence du substratum argileux (photo ONF, C. Nalin)



b) Nord de Montalivet, 2002, un puissant alios (photo J. Favennec)



c) Vensac, mai 2006, un liseré végétal alimenté par la nappe d'eau douce, à ne pas confondre avec une avant-dune (photo J. Favennec)

Illustration 136 - Type de contact dune/plage au niveau de la sous-cellule 3.1

Evolution passée du trait de côte

Le secteur de Montalivet est relativement protégé de l'énergie des houles par la présence d'affleurements rocheux au large et d'une assise d'argile verte sur l'estran, qui contribuent à diminuer leur énergie à la côte.

Sur la plus longue période évaluée, entre 1825 et 1966, cette sous-cellule est affectée par un recul faible, partout inférieur à 1 m/an. Au niveau du front de mer de Montalivet, le recul du trait de côte est estimé à 0,7 m/an de 1875 à 1914 par Buffault (1929), à 0,8 m/an entre 1914 et 1984 par Howa (1987) et à 1,2 m/an de 1984 à 1991 par Pedreros (1994). Les observations du LCHF (1979) confirment ces valeurs en évaluant le recul moyen à 0,9 m/an à Montalivet entre 1875 et 1967.

D'après les levés du trait de côte 1959 à 2014 disponibles à l'Observatoire de la Côte Aquitaine (Illustration 137), les phases d'érosion et d'accrétion se sont succédées sur le littoral de la sous-cellule sédimentaire 3.1. Les tendances sont les suivantes : recul entre 1959 et 1973, puis stabilité entre 1973 et 1985, suivie d'une nouvelle phase de recul entre 1985 et 1998, plus marquée au sud (jusqu'à 40 m) qu'au nord (environ 10 m). Entre 1998 et 2006, la tendance est à la stabilité au nord et à l'accrétion (atteignant 20 m) au sud, compensant partiellement le recul des années précédentes. Un recul assez faible est révélé par les positions du trait de côte de 2006 à 2011. Enfin, un recul de l'ordre de 10 m au nord et 5 m au sud de la sous-cellule s'est produit entre 2011 et 2014. Il apparaît donc que la dynamique de cette sous-cellule est complexe, mais tend, à moyen terme, à un recul général du trait de côte. Sur cette période, le recul est ainsi d'environ 30 à 70 m, plus marqué au nord de la sous-cellule, soit un taux de recul moyen compris entre 0,5 m/an à 1,3 m/an.

Scénario évolutif

La position de cette sous-cellule dans la zone source des sédiments transportés vers le sud par la dérive littorale, les affleurements de substrat, des sols fossiles dans les falaises dunaires, la morphologie vive des falaises et la fréquence d'avant-dunes de résurgence illustrent le déficit sédimentaire chronique de ce secteur. Ces paramètres suggèrent une évolution future suivant une poursuite des tendances passées, le scénario 1 de très fort déficit sédimentaire est donc le plus probable.

Evolution prévisible/aléa

Concernant la plage, les affleurements rocheux au large atténuant la houle d'une part, et la présence sur l'estran de niveaux relativement résistants d'autre part, (tourbe, alios) contribuent à réduire l'érosion (Howa, 1987).

Cependant, l'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 prévoit des taux de recul moyens annuels de l'ordre de 1,4 m/an +/- 0,2 m/an sur l'ensemble de la sous-cellule sédimentaire 3.1.

Impact d'un évènement majeur

Les reculs provoqués par les tempêtes de l'hiver 2013/2014 sont de l'ordre de 10 à 15 mètres, et jusqu'à 20 mètres pour les plus importants. Au sud de Montalivet, un recul de 17,2 mètres a été mesuré entre les positions du trait de côte de 2013 et celui d'avril 2014.



Illustration 137 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 au sein de la sous-cellule sédimentaire 3.1

4.5.2. Sous-cellule 3.2 : de Montalivet sud à Hourtin

Cette sous-cellule de 24 km s'étend du sud de Montalivet jusqu'au sud de la commune d'Hourtin (PK 20 à PK 45). L'orientation du trait de côte est de 8°N en moyenne (Illustration 138).

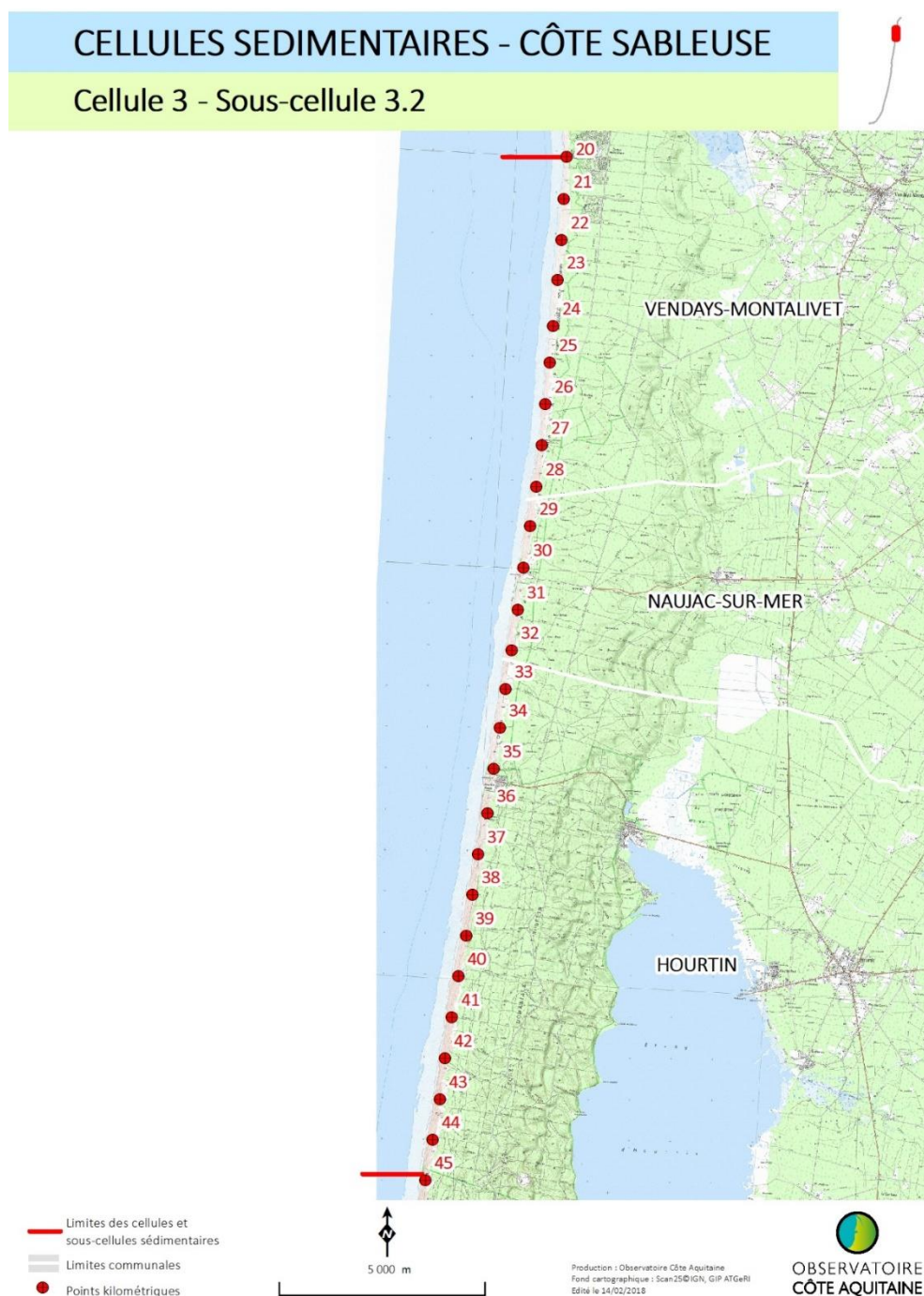


Illustration 138 - Carte de situation de la sous-cellule 3.2 de Montalivet sud à Hourtin (© Scan 25 IGN)

Type de plage

C'est à partir de ce secteur que se généralisent les systèmes de barres/baines caractéristiques du littoral aquitain. La morphologie des plages passe du type 1 présent sur le nord-Médoc - au type 2 (sous-type 2A) sur une majeure partie de la côte girondine, jusqu'au Porge.

La largeur de la plage intertidale est de 150 à 200 m (Illustration 139 et Illustration 140). Les barres intertidales sont légèrement obliques par rapport au trait de côte, avec des chenaux de baines orientés vers le sud. Les bermes sont fréquemment présentes.

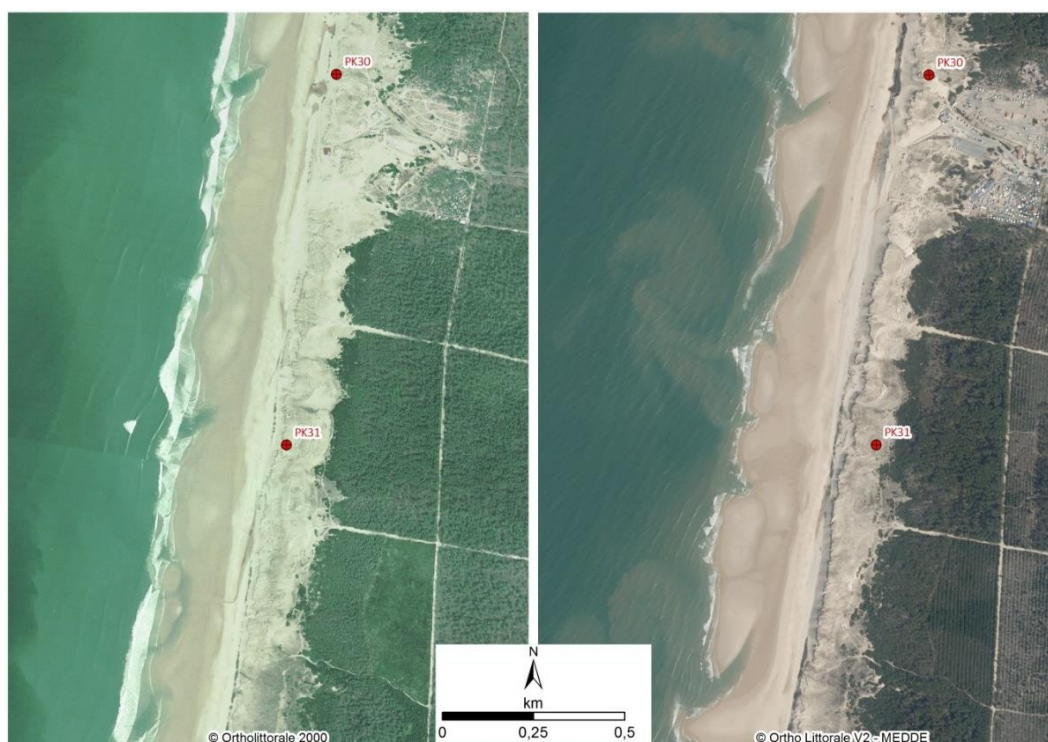


Illustration 139 - Morphologie des plages au Pin Sec, sous-cellule sédimentaire 3.2 en 2000 et en 2011

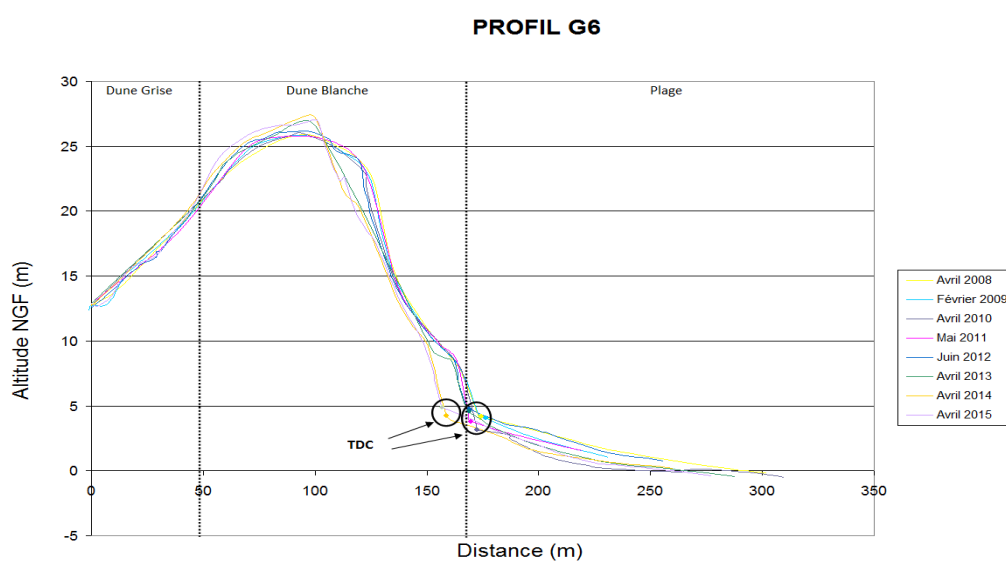


Illustration 140 - Morphologie et évolution 2008-2015 du profil dune/plage au niveau de la borne G6 (PK 30) ;
TDC : trait de côte (pied de dune)

Type de dune

Le front de dune est en permanence tronqué par une falaise d'érosion (Illustration 141), témoignant, dans la partie frontale, de pertes de volume supérieures aux apports sableux depuis la plage. La dune blanche gagne en largeur vers le sud ; sa hauteur est plus élevée que dans la sous-cellule précédente et dépasse 20 mètres en général, avec un bourrelet frontal marqué dans la topographie générale de la dune.



Illustration 141 - Type de dune au niveau de la sous-cellule 3.2 (photos: ©OCA 2016)

Type de contact entre plage et dune

Le contact dune/plage est formé majoritairement par une falaise sableuse vive. Localement cette falaise sableuse peut être en cours d'éolisation et former un contact plus doux. De Montalivet au Pin Sec, des sols fossiles peu épais affleurent au niveau du contact dune/plage : ils contiennent fréquemment un horizon imperméable à la base sur lequel s'écoule la nappe d'eau souterraine contenue dans les sables de la dune littorale (Illustration 142). Au sud, du Pin Sec à Hourtin, ces niveaux n'existent pas ou sont masqués par le sable.



Illustration 142 - Contact dune/plage au nord du Pin Sec : dune perchée sur des sols fossiles (photo : ©OCA, 16/04/2016)

Évolution passée du trait de côte

Sur cette sous-cellule, l'érosion chronique est plus forte que dans la sous-cellule sédimentaire précédente.

Entre 1825 et 1966, ce secteur a été, après la Pointe de Grave, le secteur le plus en recul de tous ceux de la côte aquitaine : souvent supérieur à 150 m et parfois jusqu'à 220 m (Pin sec). La vitesse moyenne du recul du trait de côte est de l'ordre de 1 à 2 m/an.

Ainsi, à Hourtin par exemple, la côte a reculé de 1,8 m/an entre 1936 et 1979, mais seulement de 0,3 m/an de 1952 à 1957. Sogreah, Larag (1995) compare l'évolution 1970-1995 à l'évolution plus ancienne et indique un maintien de la vitesse d'érosion, vers Naujac, Hourtin et Carcans, de l'ordre de 1,5 m/an. Le recul historique serait de l'ordre de 2 m/an pour Naujac et de 1,6 m/an pour Hourtin sur la période 1875 à 1968. On a notamment caractérisé dans le secteur du Pin Sec (plage de Naujac), des reculs de 1,7 m/an entre 1875 et 1928, de 1 m/an entre 1942 et 1994 et de 1,9 m/an entre 1985 et 1994 (Sotolichio, 1994 ; Pedreros, 1994).

La comparaison des positions récentes du trait de côte montre que la côte a reculé de 20 à 30 m entre 1985 et 1998, soit de 1,5 à 2,5 m/an. Elle s'est stabilisée entre 1998 et 2009 conduisant à une vitesse moyenne de recul de l'ordre de 1,5 m/an sur l'ensemble de la période 1985-2009. La position du trait de côte en 2014 indique une poursuite de cette tendance (Illustration 143).

A la différence de la sous-cellule précédente, la sous-cellule 3.2 n'a pas connu - au cours de la période récente et dans sa globalité - d'inversion de la tendance d'évolution : ces plages sont en constante régression.

Scénario évolutif

Sur cette sous-cellule sédimentaire, caractérisée par des contacts dune/plage de falaise vive, permanente et continue, caractéristique d'érosion chronique à moyen terme, le budget sédimentaire est nettement déficitaire à cette échelle de temps. Les avant-dunes sont très peu fréquentes, et toujours précaires. Elles se développent à la faveur de longues périodes de calme mais sont détruites par les vagues de tempête de manière récurrente.

On retient donc au droit de cette sous-cellule le scénario évolutif 1, avec recul permanent du cordon dunaire.

Évolution prévisible/aléa

L'évolution prévisible du recul dans cette sous-cellule est dans la continuité de l'évolution historique avec un taux de recul moyen du trait de côte de 1,6 m/an +/- 0,4 m/an.

Impact d'un évènement majeur

Les reculs provoqués par les tempêtes de l'hiver 2013/2014 sont de l'ordre de 10 à 15 mètres, et jusqu'à 20 mètres pour les plus importants. A Naujac-sur-Mer, un recul de 10 mètres a été mesuré entre les positions du trait de côte de 2013 et celui d'avril 2014.



Illustration 143 - Positions historiques du trait de côte au sud de Hourtin-plage, sous-cellule sédimentaire 3.2

4.5.3. Sous-cellule 3.3 : de Carcans à Lacanau

Cette sous-cellule de 19 km, comprise entre Carcans et Lacanau (PK 45 à PK 65), a une orientation subméridienne (environ 5°N). Elle englobe le front de mer urbain de Lacanau (Illustration 144).

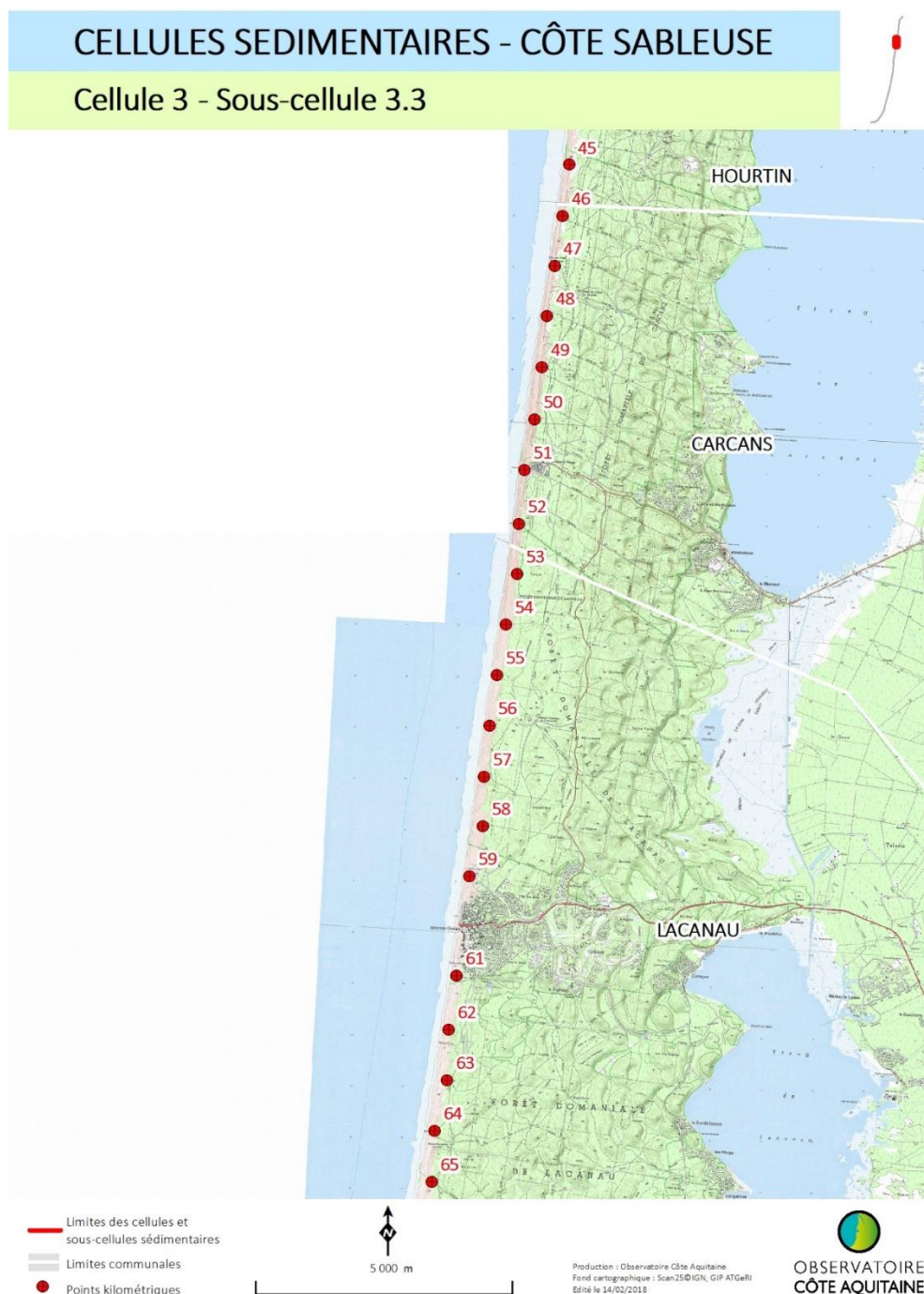


Illustration 144 - Carte de situation de la sous-cellule 3.3 de Carcans à Lacanau Sud (© Scan 25 IGN)

Type de plage

Il s'agit de plages à larges estrans (entre 150 m et 200 m) avec des systèmes de barres et baïnes obliques bien développés. On observe également une tendance à l'augmentation de la largeur de la plage et du volume des bancs du nord au sud. Ces plages correspondent au type 2A.

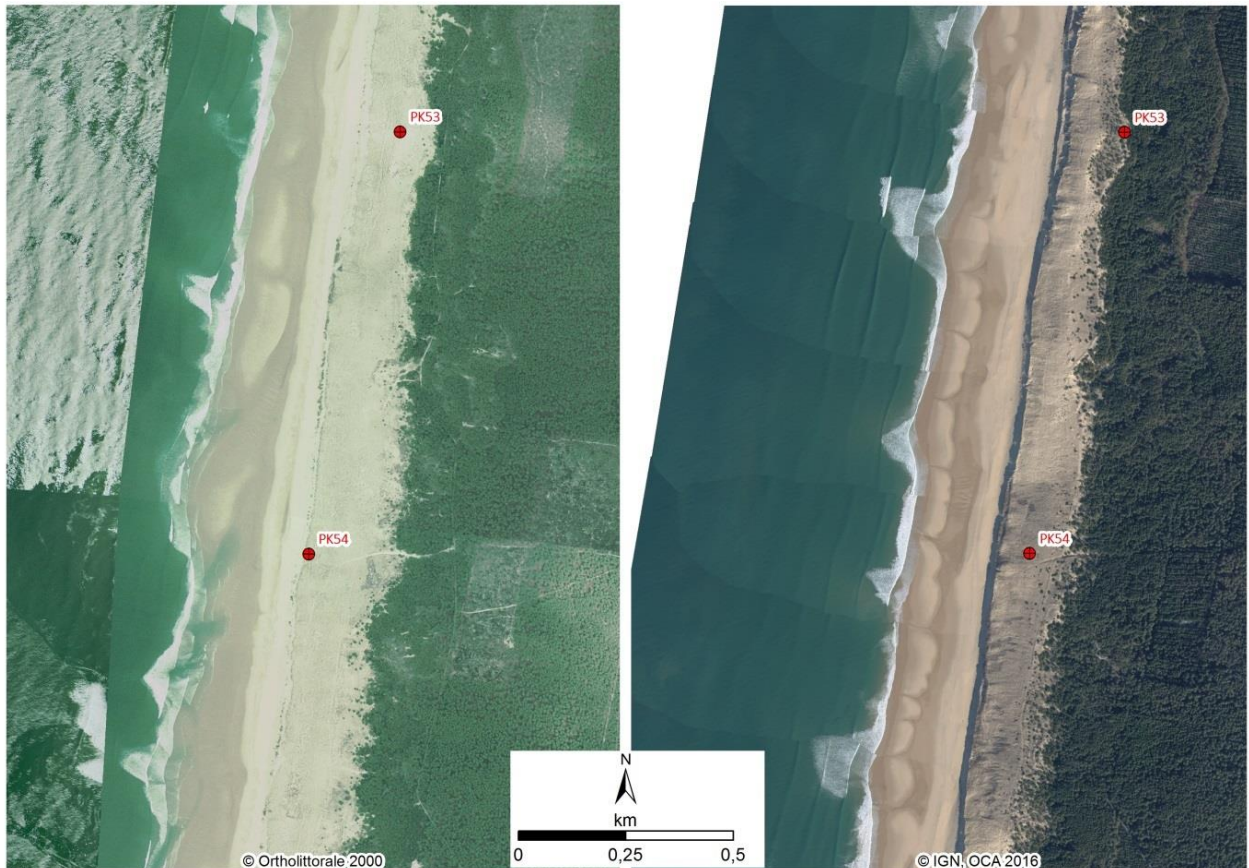


Illustration 145 - Morphologie des plages sur la sous-cellule 3.3 entre Carcans et Lacanau en 2000 et 2016

Type de dune

Les traces de remodelage du cordon dunaire des années 1960-1980 s'estompent fortement, principalement en raison de l'érosion marine qui sape le pied du versant externe. Sous l'effet des érosions marine et éolienne, la dune se déplace progressivement vers l'intérieur avec une petite perte de volume. Dans son état actuel, le cordon dunaire s'élargit du nord vers le sud (d'environ 150 m à environ 200 m). Cet élargissement traduit une diminution de l'intensité du recul du trait de côte dans ce secteur.

Type de contact entre plage et dune

Les falaises sableuses sont nettement dominantes, alternant avec des zones à contact doux avec avant-dunes précaires, qui se développent pendant les phases de répit, dans les concavités des entailles d'érosion (Illustration 146).

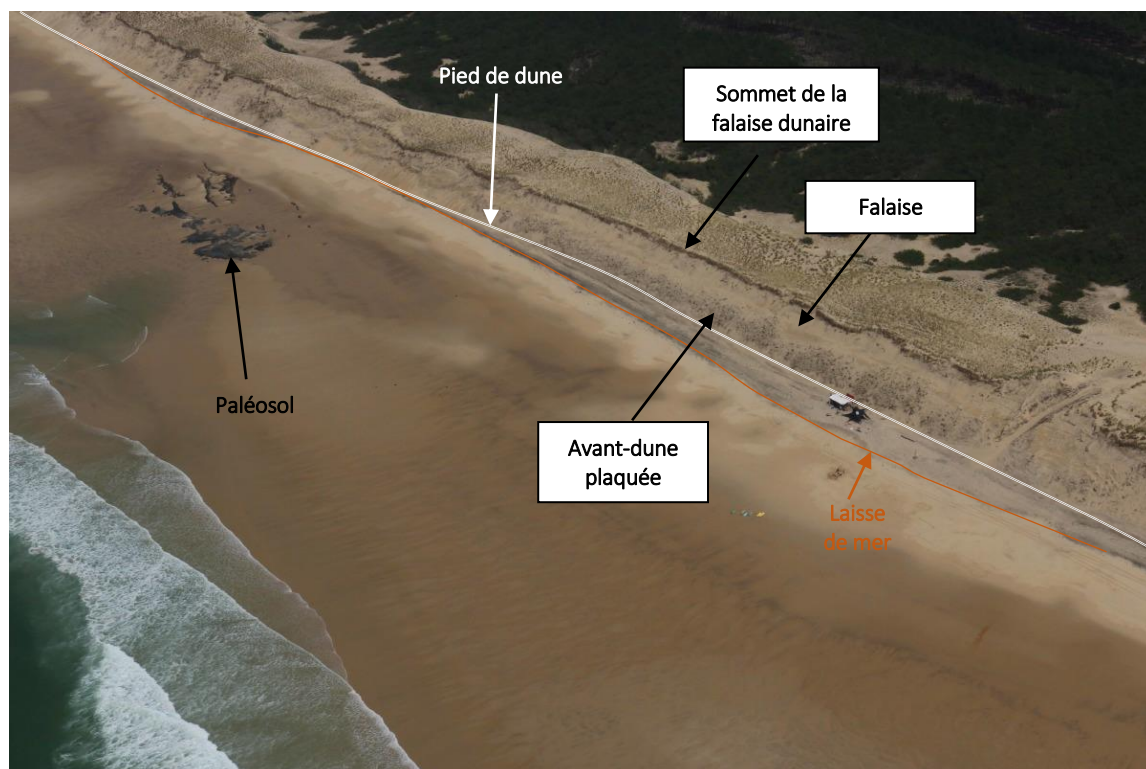


Illustration 146 - Type de contact dune/plage de la sous-cellule 3.3 : développement d'une avant-dune plaquée (forme précaire en cours de stabilisation) à la faveur d'une entaille d'érosion formée lors de l'hiver 2013/2014 (photo : Carcans, © OCA, 07/06/2016)

Évolution passée du trait de côte

Comme pour les secteurs plus au nord, un recul toujours supérieur à 100 m est constaté entre 1825 et 1966 (Manaud *et al.*, 2001). On constate en revanche une tendance décroissante des vitesses de recul du nord au sud, avec des taux moyens de l'ordre de 0,5 à 2 m vers Carcans et de 0,3 à 0,5 m/an au droit de Lacanau.

- **Secteur de Carcans**

Manaud *et al.* (2001) notent que le recul de la côte a été quasi-général entre 1966 et 1998, variant de quelques dizaines de mètres jusqu'à 75 m. La seule exception tient au secteur le plus méridional, proche de Lacanau, où une légère avancée a pu être mesurée.

L'analyse des traits de côte récents, contenus dans la base de données de l'Observatoire de la Côte Aquitaine, indique un recul du pied de dune sur l'ensemble du secteur autour de Carcans, de 1959 à 2014. Ce recul est global et progressif : de 40 à 70 mètres, soit 0,7 à 1,3 m/an, dans une tendance constante à l'érosion.

- **Secteur de Lacanau**

Cinématique du trait de côte

Les mesures de l'ONF montrent une vitesse de recul de l'ordre de 0,3 à 0,5 m/an entre 1875 et 1967 dans le secteur de Lacanau. De 1966 à 1998, le recul de la côte mesuré par Manaud *et al.* (2001) a été général, variant de quelques dizaines de mètres jusqu'à 60 m.

L'analyse des positions historiques du trait de côte sur la commune indique un recul sur l'ensemble du linéaire côtier, de 10 à 40 m entre 1959 et 1973, suivi d'une phase de stabilité à légère accrétion jusqu'en 1985 (environ 15 mètres maximum au nord). Entre 1985 et 1998, l'érosion a provoqué des reculs de 10 à 50 m, légèrement plus marqués au nord de la commune ; le front urbain a été relativement épargné (ou protégé / aménagé). Les entailles d'érosion sont particulièrement révélées par le tracé du trait de côte de 1998, formant de grandes encoches concaves dans le cordon dunaire. En 2009, la position du trait de côte est comparable à celle de 1998. De nouvelles entailles d'érosion marquent le trait de côte de 2014, après l'épisode de tempêtes de l'hiver 2013/2014. Des reculs de 10 à 30 mètres sont mesurés au nord du front de mer urbanisé, ce dernier encaissant un recul faible à la faveur d'opération de gestion et d'aménagements conséquents.

Historique des aménagements du front de mer urbain de Lacanau

La création et le développement de Lacanau-Océan répondent au schéma traditionnel aquitain. Simple projection vers le littoral d'un bourg ancien, l'urbanisation, d'abord implantée dans la lette, est venue s'installer sur la dune mobile et la station récente montre un classique front de mer occupé par des parkings devant de petits immeubles (Illustration 147 et Illustration 148).

Sur le secteur de Lacanau, la défense contre l'érosion marine a débuté en 1976 avec un programme expérimental. Afin de protéger les bâtiments les plus menacés (le poste de secours et le restaurant « le Kayoc »), une première protection longitudinale de 130 m en bois, a été installée au pied de la dune, puis a été confortée par des blocs de pierre. Des tempêtes violentes (1979, 1981, 1982) ont détruit partiellement ou totalement cet ouvrage et fortement érodé la plage. Une reconstruction et l'allongement de l'ouvrage ont été plusieurs fois effectués. Dans le même temps, des rechargements de la plage en sable ont été effectués et un premier escalier d'accès à la plage a été installé. Finalement, en 1984, le linéaire protégé atteint 750 m de long (Clus-Auby, 2000).

Ces travaux ont eu pour effet de protéger deux bâtiments, mais l'estran s'est abaissé significativement. Pour limiter l'abaissement du profil de plage qui aurait conduit à terme à une disparition de la plage, un premier épi de 108 m de long a été construit en 1986 dans la partie sud. En 1988, il a été allongé jusqu'à 145 m, afin que son extrémité atteigne la ligne de basse mer de vives eaux. En 1992, un deuxième épi de 70 m de long a été ajouté à 300 m au nord du premier, puis est allongé à 115 m en 1993 et à 145 m en 1994 (Clus-Auby, 2000). Les épis constituent une bonne protection au nord et une plage haute est maintenue contre le perré malgré une érosion entre les deux épis. En revanche on constate une érosion de la plage au sud et l'affouillement des épis avec développement de baines (Jossand, 2004).

Dès 1990, des ré-ensablements de plage sont effectués. En 1994, le linéaire protégé par des enrochements et des perrés atteint 1 120 m (Jossand, 2004). Ces ouvrages sont régulièrement déchaussés et la zone urbaine est souvent menacée.

Certaines zones entre les enrochements et la dune résiduelle sont annuellement rechargées par du sable extrait en bas de plage. Des travaux de fixation de la dune résiduelle sont également réalisés par implantation de ganivelles, la pose de couverture de branchages et par plantation de végétation adaptée (Agropyron, oyats). De part et d'autre des ouvrages de protection, sur les zones non urbanisées, des travaux d'entretien similaires sont réalisés sur les dunes afin de limiter leur érosion éolienne.

A la suite de l'hiver 2013/2014, de nouveaux enrochements ont été disposés sur l'ensemble du front de mer urbanisé de Lacanau. Le trait de côte actuel de part et d'autre de l'ouvrage est actuellement situé à près de 70 mètres en arrière du pied de l'ouvrage du front de mer.



Illustration 147 - Lacanau Océan en 1962 (photographie : Le Collen, 1962)

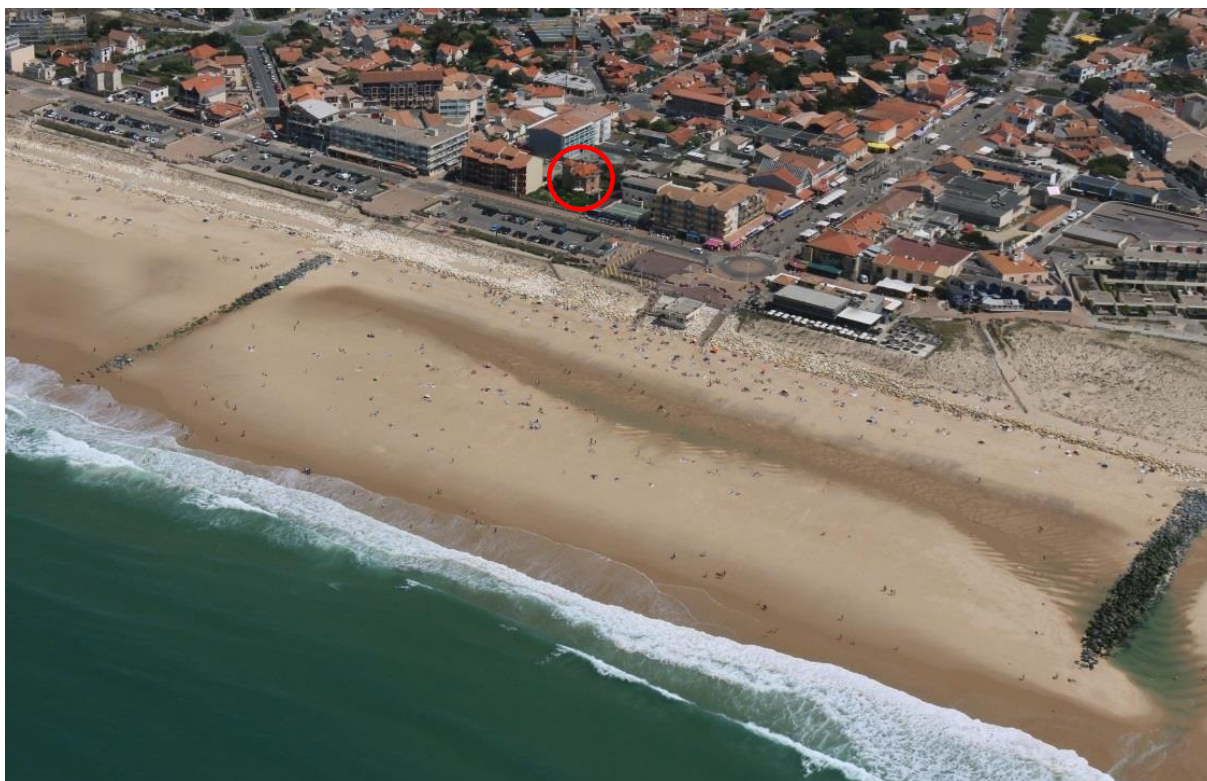


Illustration 148 - Vue aérienne de Lacanau Océan le 21/07/2015 (© OCA 2015)

Scénario évolutif

Le scénario évolutif le plus probable correspond au scénario 2, avec une alternance entre des phases d'érosion marine, avec falaise sableuse (vive et éolisée), et des phases de stabilisation, marquées par la formation d'avant-dunes. Ces phases de stabilisation sont de courte durée et les avant-dunes restent précaires, souvent de type banquette qui ne comblent que partiellement les entailles.

Les entailles marines sont fréquentes, de longueur moyenne (de 100 m à 500 m environ) et peu espacées.

Evolution prévisible/aléa

L'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 indique une poursuite de l'érosion, avec un taux de recul moyen de l'ordre de 1,6 m/an +/- 0,3 m/an au nord de la sous-cellule sédimentaire ; ce taux est légèrement plus faible au sud, estimé à 1,2 m/an +/- 0,2 m/an.

L'évolution des zones aménagées est difficilement prévisible en raison des actions de gestion et des ouvrages mis en œuvre dont elles font l'objet, et de leur pérennité ou non dans le temps.

Impact d'un évènement majeur

Les reculs provoqués par les tempêtes de l'hiver 2013/2014 sont de l'ordre de 10 à 15 mètres, et jusqu'à 20 mètres pour les plus importants. L'altitude de la plage a globalement baissé, de l'ordre de 1 à 3 mètres, mettant à nu, voire détruisant les infrastructures d'accès à la plage. Les reculs mesurés entre les positions du trait de côte de 2013 et celui d'avril 2014 sont de 6,8 m au Crohot des Cavalles (Carcans), 13,8 m à Carcans Plage, 18,2 m au nord de Lacanau Océan, 8,8 m à Lacanau Océan Sud, et 13,9 m au Lion.

4.5.4. Sous-cellule 3.4 : de Lacanau sud à Le Porge sud

Cette sous-cellule de 15 km s'étend de Lacanau-sud à Le Porge-sud (PK 65 à PK 80). Elle est caractérisée par une orientation du trait de côte légèrement plus oblique que la sous-cellule précédente (9°N) (Illustration 149).



Illustration 149 - Carte de situation de la sous-cellule 3.4, de Lacanau-sud au nord de Lège (© Scan 25 IGN)

Type de plage

La largeur de la plage intertidale, de l'ordre de 250 à 300 m, est supérieure à celle des plages des sous-cellules sédimentaires situées plus au nord. L'altitude du pied de dune est assez élevée et peut atteindre la cote +8 m NGF/IGN69 (Illustration 150).

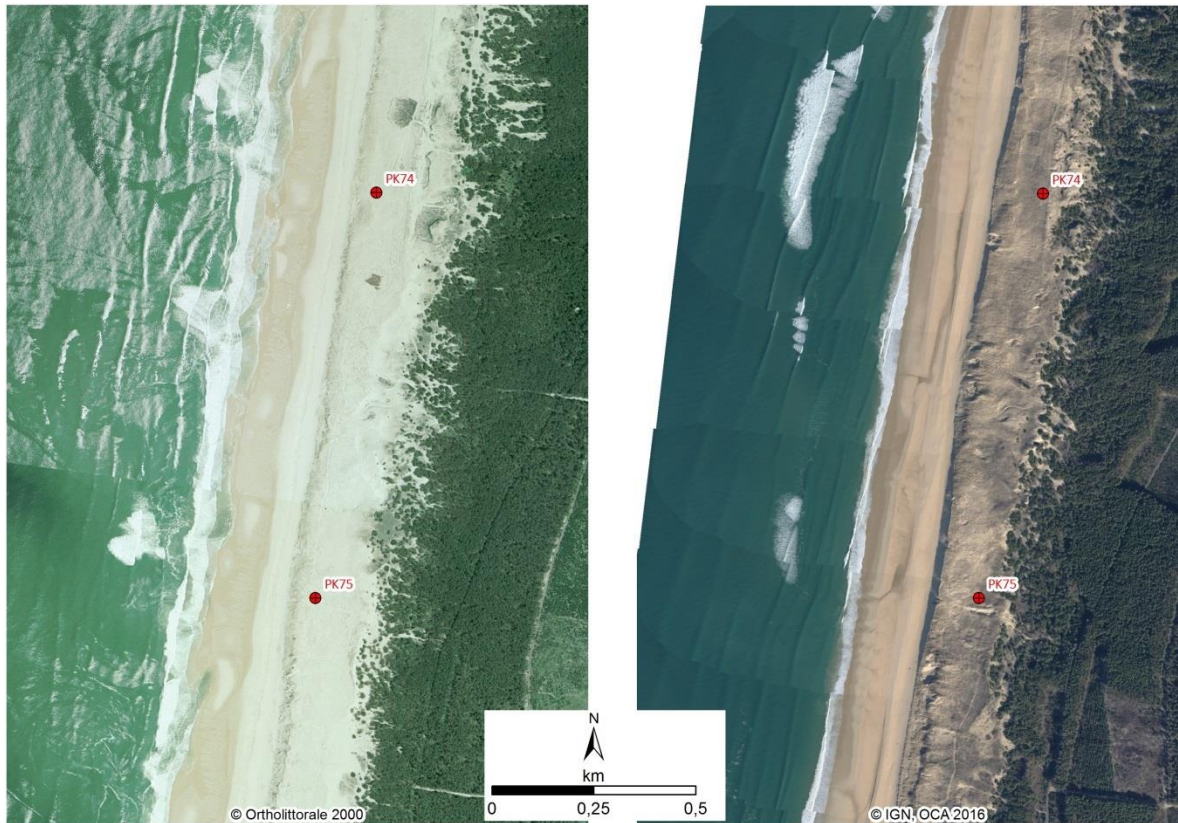


Illustration 150 - Morphologie de la plage et de la dune au sud du Porge, sous-cellule 3.4

Le type de plage est le type 2A, mais avec des systèmes barres/bâines assez irréguliers, des chenaux plus nombreux, et des barres un peu plus obliques et plus volumineuses qu'au niveau de la sous-cellule précédente.

Type de dune

Les dunes de cette sous-cellule ont été remodelées mécaniquement au cours des années 1970-1980. Leurs profils ont nettement évolué depuis cette époque, mais les traces du calibrage sont encore visibles. Le cordon dunaire, bien plus large que celui des sous-cellules plus au nord, atteint 200 à 250 m. Les dunes sont très mobiles sur ce tronçon, les morphologies littorales sont donc en perpétuelle évolution, en attestent les caudeyres et les siffle-vents fréquents, notamment sur le versant externe de la dune. Toutefois, le volume global du cordon est conservé (Illustration 151).

Type de contact entre plage et dune

Le contact dune/plage est formé par une alternance de zones avec des falaises d'érosion marine et de zones à transition progressive, où l'avant-dune est développée. Les secteurs à falaise sont en général minoritaires sur le linéaire de la sous-cellule. Cependant, de nombreuses entailles d'érosion se sont formées à la suite de l'hiver 2013/2014, et sont toujours visibles en 2016.

Les avant-dunes sont dans l'ensemble bien établies et plus durables que celles de la sous-cellule précédente. Elles regarnissent totalement la concavité des entailles d'érosion marine. Ce processus est actuellement en cours après les fortes attaques du cordon dunaire à la suite de l'hiver 2013/2014 (Illustration 151).

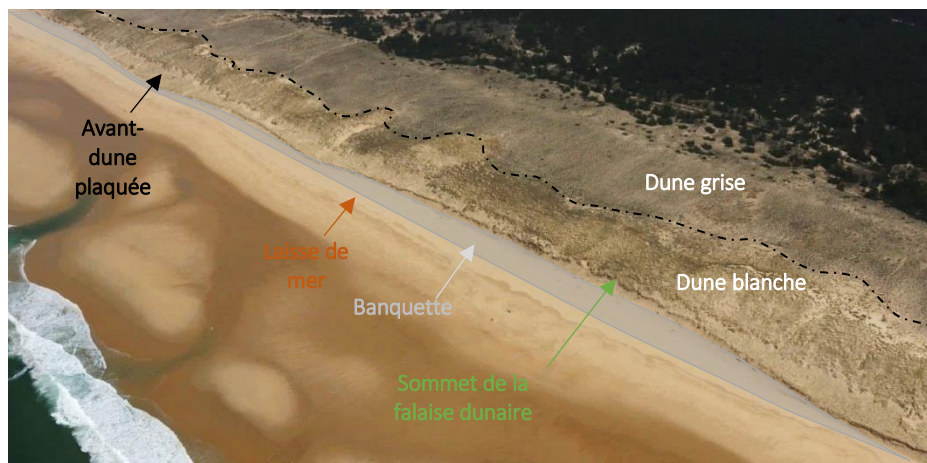


Illustration 151 - Morphologie du contact dune/plage au droit de la sous-cellule 3.4. En 2016, les entailles d'érosion formées par les tempêtes de l'hiver 2013/2014 sont en voie de comblement par des avant-dunes en construction, à partir de sable apporté depuis la plage (© OCA, 07/06/2016)

Évolution passée du trait de côte

Cette portion du littoral de Gironde présente à moyen terme un bilan sédimentaire légèrement négatif ou équilibré, avec des vitesses moyennes de recul inférieures à 1 m/an.

D'après Buffault (1929), la vitesse de recul qui y a prévalu entre 1882 et 1925 était de l'ordre de 0,4 à 0,7 m/an. Elle semble avoir accéléré ensuite avec des taux de recul de l'ordre de 1,7 m/an pour la période 1928-1967 (Froidefond, 1985) et de l'ordre de 2 m/an de 1945 à 1965 entre Lacanau et Le Porge (données ONF).

L'analyse des positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 indique une succession de phases légères d'érosion et d'accrétion, desquelles se dégage une tendance à l'érosion sur la totalité de la période, dans la partie nord de la sous-cellule. Les reculs entre 1959 et 2014 sont de l'ordre de 30 mètres et peuvent atteindre 60 m au creux des récentes entailles d'érosion. Au sud (à partir du PK 77), le trait de côte également très mobile sur la période aurait légèrement avancé entre ces deux dates (Illustration 152).

Évolution prévisible/aléa

L'évolution la plus probable est soit un faible recul du trait de côte avec des vitesses inférieures à 1 m/an, soit la stabilité. En fonction de la récurrence d'événements de tempêtes, qui réactivent la falaise dunaire, des périodes de recul temporaire sont possibles.

Dans le cadre de la caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050, les taux moyens de recul au sein de cette sous-cellule sédimentaire sont de 0,7 m/an à 1 m/an.

Impact d'un évènement majeur

Les reculs provoqués par les tempêtes de l'hiver 2013/2014 sont de l'ordre de 10 à 15 mètres, et jusqu'à 20 mètres pour les plus importants. Au niveau de la plage du Gressier, les tempêtes de l'hiver 2013/2014 ont provoqué une forte diminution de l'altitude de la plage (-4,1 m) entre 2013 et avril 2014.

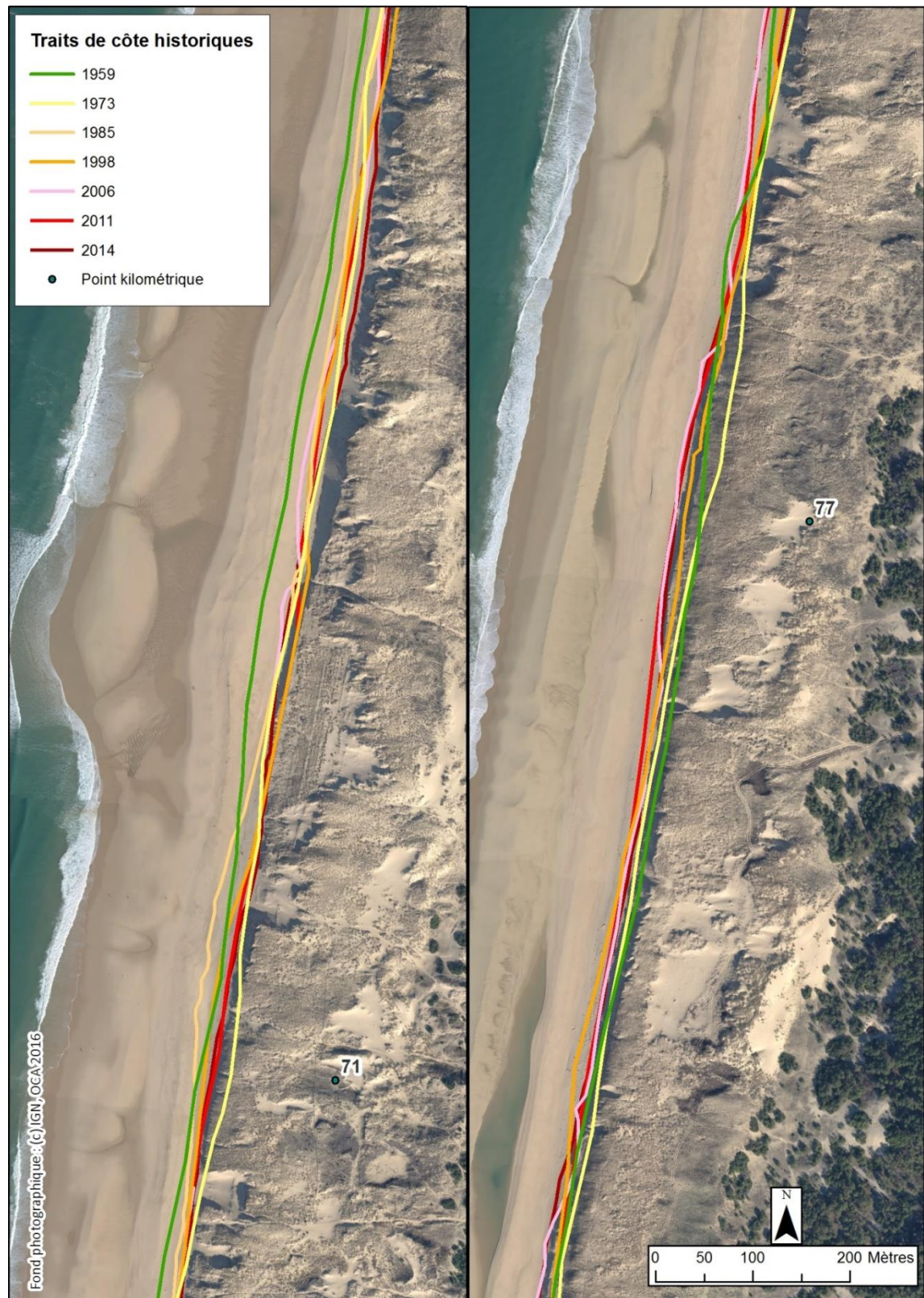


Illustration 152 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014 au sein de la sous-cellule sédimentaire 3.4

4.5.5. Sous-cellule 3.5 : de Le Porge à Lège

Cette sous-cellule de 16 km de long (PK 80 à PK 96) constitue la racine de la pointe du Cap Ferret à l'exception de la flèche terminale qui est en interaction avec le système hydro-sédimentaire de l'embouchure du Bassin d'Arcachon (Illustration 153).

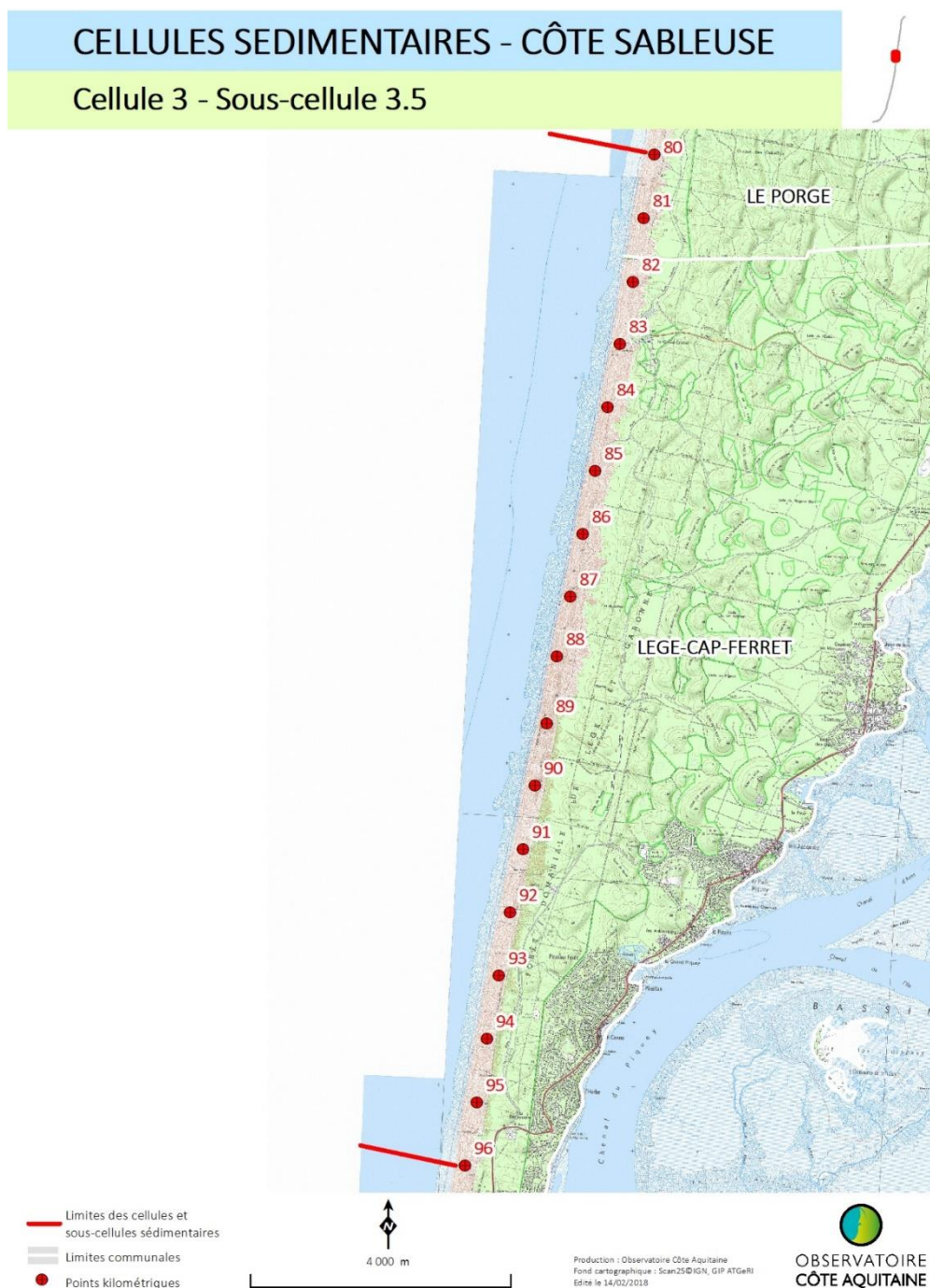


Illustration 153 - Carte de situation de la sous-cellule 3.5 (© Scan 25 IGN)

Type de plage

Cette sous-cellule se différencie de la précédente par une largeur de plage plus importante. Le type de plage est le type 2B.

Les chenaux de baïnes sont de plus en plus inclinés comparativement à ceux des sous-cellules situées plus au nord, presque parallèles à la plage, et leur espacement est de plus en plus irrégulier. Cet allongement des chenaux vers le sud traduit une dérive littorale forte dans cette direction sur ce secteur (Illustration 154). On distingue également sur la zone subtidale des barres externes en forme de croissant aux pointes orientées vers la plage (cornes) régulièrement espacées.



Illustration 154 - Morphologie des plages de la sous-cellule sédimentaire 3.5, au nord du Truc Vert en 2000 et 2011

Type de dune

Il s'agit de dunes remodelées mécaniquement au cours des années 1970-1980. Leurs profils ont nettement évolué depuis cette époque : les traces du calibrage sont encore visibles, mais de plus en plus masquées par les apports sableux depuis la plage.

Dans ce contexte, le volume du cordon dunaire tend globalement à augmenter. La partie frontale du cordon est bombée par le développement d'avant-dunes qui se superposent au versant externe, formé lors de la période des remodelages. C'est au sein de cette sous-cellule que l'on trouve le cordon dunaire le plus large de la Gironde : le bourrelet principal, en comprenant l'avant-dune, y est de l'ordre de 250 m (Illustration 155).

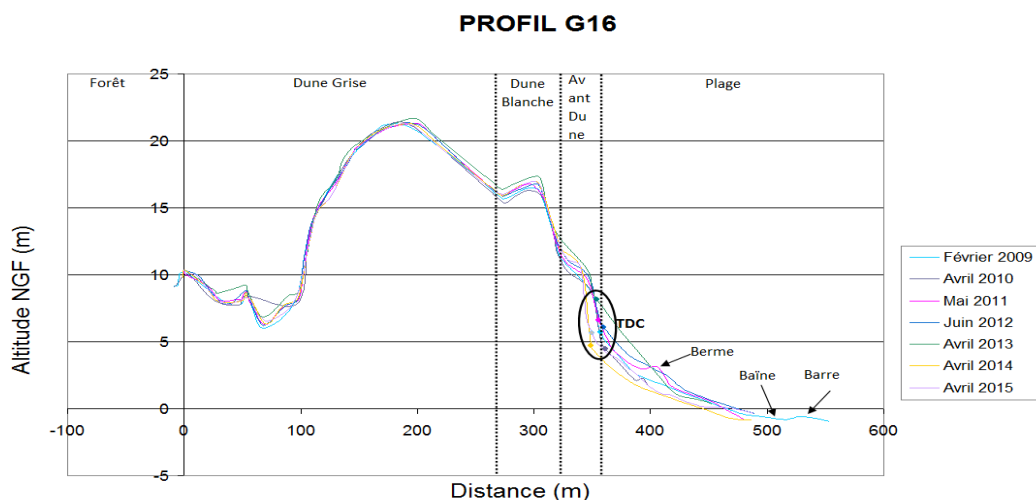


Illustration 155 - Morphologie et évolution 2009-2016 du profil dune/plage à Lège (PK 89,7)

Type de contact entre plage et dune

On constate sur cette sous-cellule une nette dominance des contacts progressifs entre la dune et la plage, résultant de l'omniprésence d'avant-dunes (Illustration 156). Celles-ci se développent le plus souvent en se superposant au pied du versant externe. Les entailles marines sont rares et de faible hauteur, si elles sont présentes.

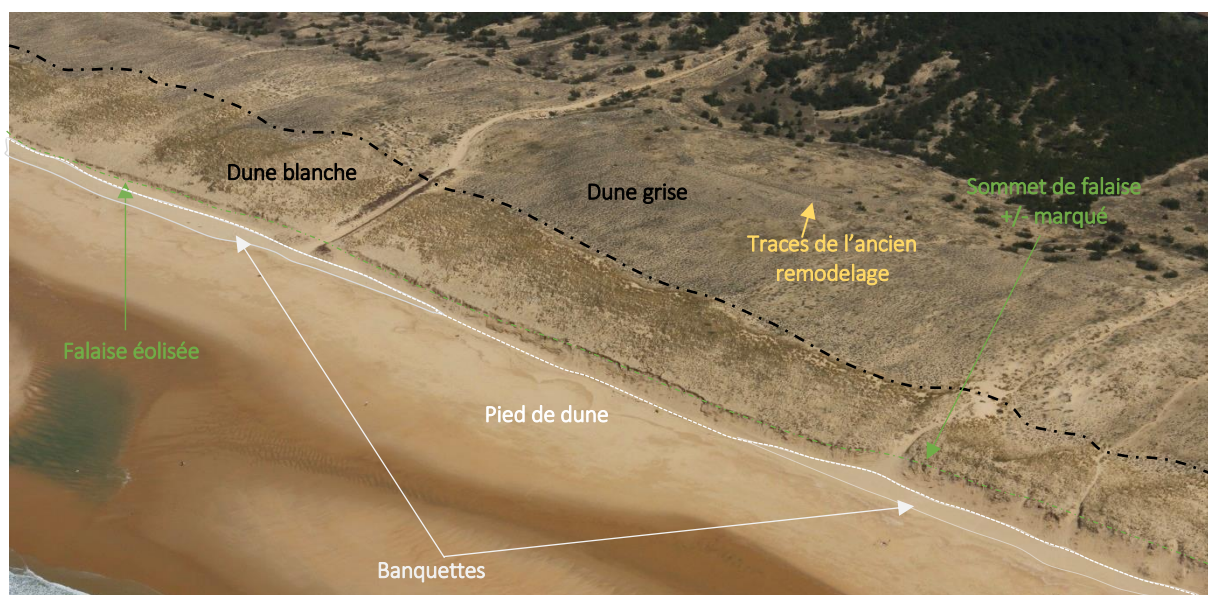


Illustration 156 - Morphologie du contact dune/plage caractéristique de la sous-cellule 3.5 : plage du Truc Vert (photo ©OCA 07/06/2016)

Évolution passée du trait de côte

Cette sous-cellule tronçon est soit en légère accrétion (avancée du trait de côte de 0,4 à 0,8 m/an), soit en équilibre, entre 1825 et 1966 (Manaud *et al.*, 2001). Par la suite, l'évolution est plus contrastée sur la période 1966-1998, avec des secteurs en recul (0,6 m/an) et d'autres en équilibre ou en avancée (jusqu'à 0,6 m/an).

Pour la période 1957 - 1991, l'étude de Sogreah, Larag (1995) observe toutefois un recul de 45 m (soit 1,3 m/an) au niveau du Grand Crohot et un recul de 40 m (soit 1,2 m/an) au niveau du Truc Vert. La dernière partie de cette période est légèrement moins érosive, avec un recul de 9 m de 1985 à 1994, soit 1 m/an.

Pour la période récente, les positions des traits de côte disponibles à l'Observatoire de la Côte Aquitaine indiquent que l'ensemble de la sous-cellule n'est pas toujours soumis à la même dynamique d'évolution, surtout en termes d'intensité. De 1959 à 1973, une forte accrétion se produit au nord tandis que le sud connaît une légère érosion. L'accrétion est générale ensuite, jusqu'en 1985, mais plus forte au nord qu'au sud. En 1998, la position du trait de côte témoigne d'un recul, de l'ordre de 10 mètres en général, parfois plus au niveau d'entailles. Une accrétion légère s'effectue entre 1998 et 2006 au nord, tandis que le sud est stable. L'ensemble de la sous-cellule est globalement stable de 2006 à 2011. Le trait de côte de 2014, levé après les tempêtes de l'hiver 2013/2014, fait clairement apparaître des entailles d'érosion synonymes de reculs significatifs, de l'ordre de 10 à 20 m. Toutefois, on notera pour la cellule 3 que l'érosion est moins marquée dans cette sous-cellule que dans les autres.

La résultante de cette alternance de phases d'érosion et d'accrétion entre 1959 à 2014 est une stabilité ou une avancée du pied de dune de 0 à 50 mètres vers l'océan, au nord de la sous-cellule, depuis Le Porge jusqu'au Truc Vert, avant de s'inverser vers le sud, vers une dynamique érosive plus modérée, avec un recul total pouvant atteindre 30 mètres (Illustration 157).

Scénario évolutif

Sur la base des morphologies du contact dune/plage, avec une dominance des avant-dunes bien développées, le scénario évolutif le plus probable pour cette sous-cellule est le scénario 4.

Dans ce scénario, un épaississement progressif du front dunaire par accollement de nouvelles avant-dunes s'opère. Il est rendu possible par un bilan sédimentaire positif en raison de la position de cette portion du littoral en aval de la dérive littorale.

Évolution prévisible/aléa

Dans ce contexte, il est attendu une tendance à l'érosion faible, résultante de l'alternance de phases d'érosion et d'accrétion.

Dans le cadre de la caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050, les taux de recul retenus sont de l'ordre de 1 m/an sur ce secteur, soit une érosion assez faible provoquée essentiellement par l'impact d'événements de type tempête.

Impact d'un événement majeur

Les reculs provoqués par les tempêtes de l'hiver 2013/2014 sont de l'ordre de 10 à 15 mètres, et jusqu'à 20 mètres pour les plus importants. Les relevés de terrain dans la sous-cellule 3.5, réalisés en avril 2014, font état, par rapport à la situation en 2013, de reculs de la position du trait de côte forts au nord (13,9 m au Grand Crohot, 21,2 m au Crohot noir) et plus modérés au sud (5,1 m à Bayle), allant même jusqu'à l'accrétion (avancée de 1,8 m à Torchère). Concernant le niveau altimétrique des plages, il a globalement baissé entre ces deux dates de l'ordre de 2 m au nord de la sous-cellule, à 3,5 m au sud.

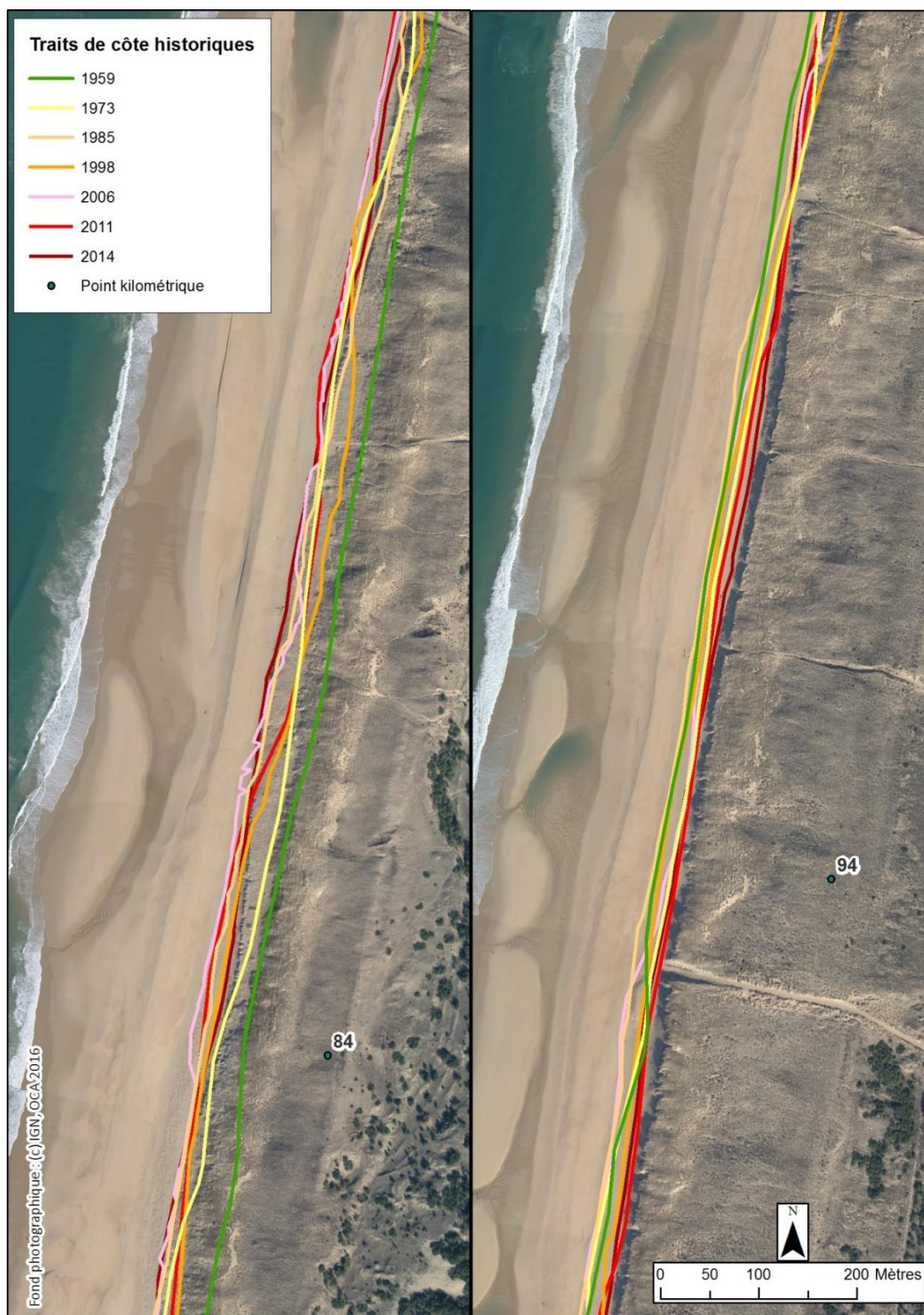


Illustration 157 - Positions historiques du trait de côte de 1959 à 2014
au nord de la sous-cellule 3.5 (à gauche) et au sud (à droite)

4.5.6. Synthèse de tendance évolutive de la cellule Centre Gironde, de l'anse du Gurp au Cap Ferret

Cette cellule englobe la majorité du linéaire littoral océanique du département de la Gironde. Elle est caractérisée par une dérive littorale nord-sud : les zones du nord sont sources de sédiments qui transitent et viennent engraisser celles au sud.

Cela se traduit clairement au niveau des contacts dune/plage, qui montrent un continuum depuis les falaises vives, en érosion chronique, au nord à des avant-dunes au sud.

On observe la même continuité au niveau des plages qui, passant du type 1 au type 2A et 2B, deviennent plus importantes en volume et développent des morphologies de barres sableuses, intertidales et subtidales. Ces barres jouent un rôle important en tant que réservoir sableux, mais également comme protection du littoral lors des tempêtes. En effet, elles provoquent le déferlement des vagues, et donc la réduction de l'énergie incidente sur le littoral.

4.6. CELLULE 4 : LES PASSES DU BASSIN D'ARCACHON

La cellule des passes du Bassin d'Arcachon, de la pointe du Cap Ferret à Biscarrosse, forme une transition naturelle entre le littoral girondin et le littoral landais (Illustration 158).

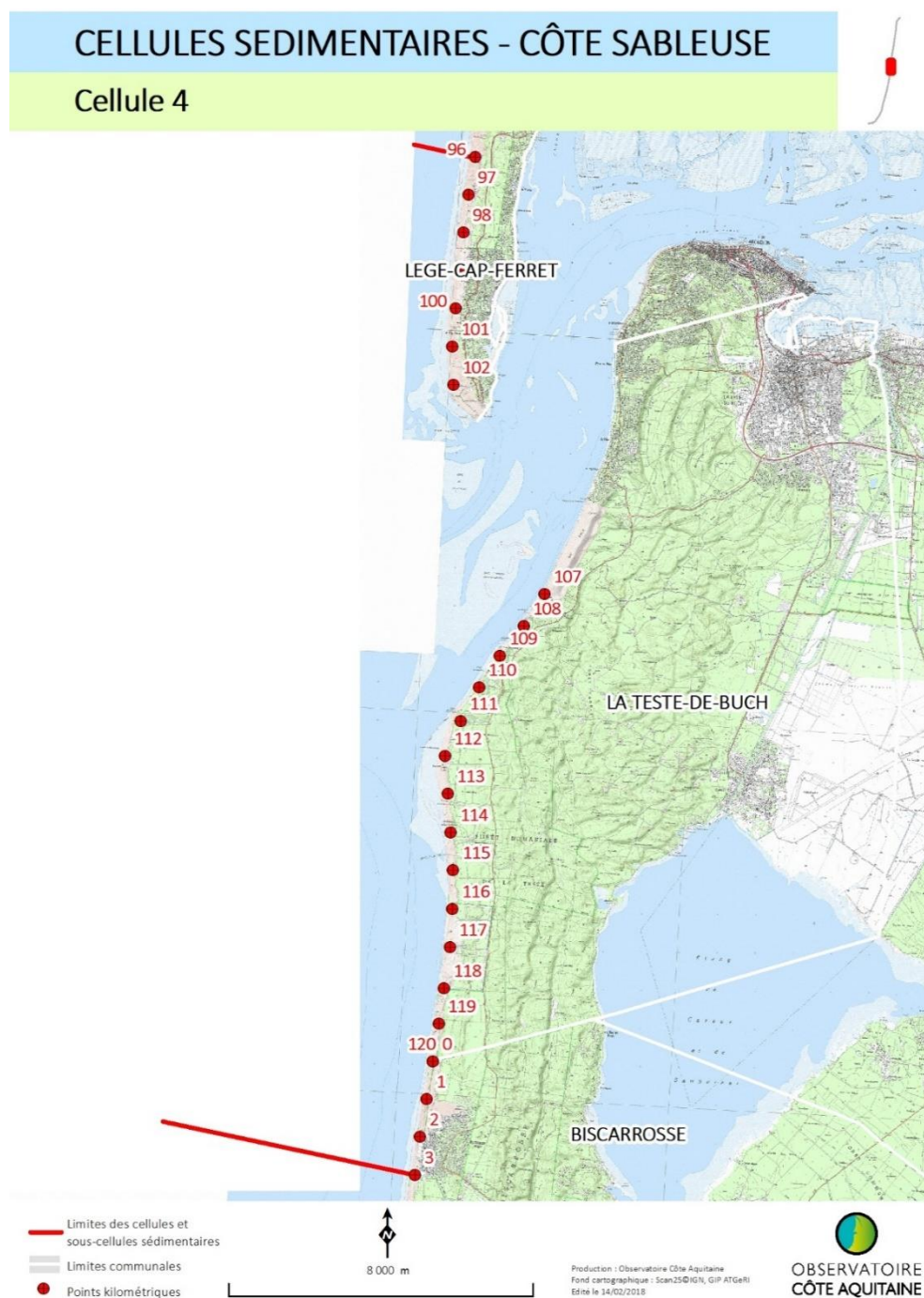


Illustration 158 - Carte de situation de la cellule sédimentaire 4 des passes du Bassin d'Arcachon (© Scan 25 IGN)

4.6.1. Présentation générale

Géomorphologie littorale

Cette cellule englobe trois entités morphologiques :

- le littoral amont-transit, incluant la partie terminale de flèche du Cap Ferret ;
- la zone des passes proprement dite avec les systèmes passes / bancs sableux (Toulinguet et Arguin) ;
- le littoral aval-transit, qui englobe le littoral sud du Bassin d’Arcachon, de la Dune du Pilat à Biscarrosse.

Cette cellule perméable est le lieu d’un transfert sédimentaire depuis la côte girondine vers la côte landaise. Elle est contrôlée par une dynamique interne qui module fortement ce transit nord-sud, en provoquant des phases d’alimentation brutale liées au cycle des passes (Illustration 159).

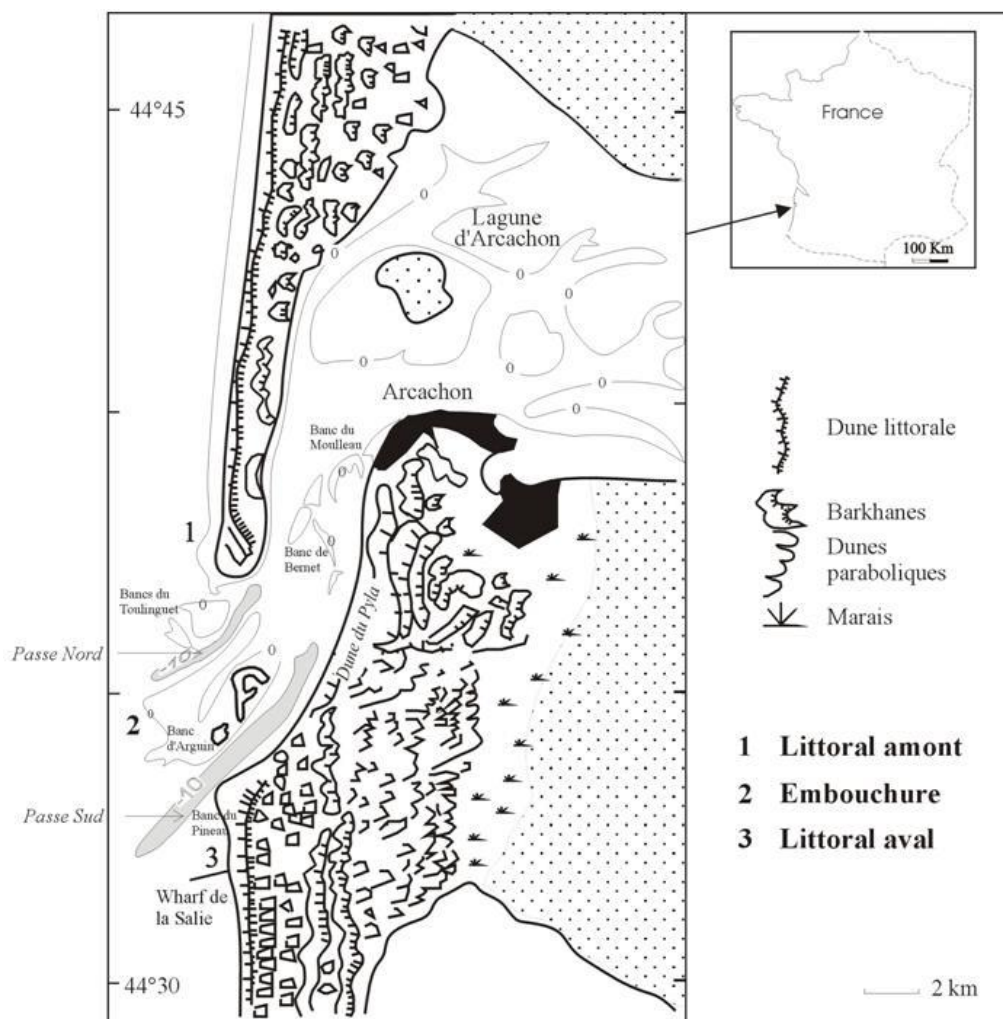


Illustration 159 - Les entités morphologiques du Bassin d’Arcachon et des littoraux adjacents
(Michel et Howa, 1996, modifié)

Sur le littoral amont-transit, le mouvement de l’extrémité de la flèche du Cap Ferret n’est plus régi par les seuls processus dynamiques de façade ouverte sur l’océan et appartient ainsi à la cellule des passes. Cette flèche construite par les apports de la dérive littorale est très mobile. Elle a subi de grandes variations morphologiques au cours des 200 dernières années. La plage, toujours soumise à une dérive littorale

dominante nord-sud, est caractérisée par la formation de crochons sableux qui vont alimenter l'extrémité de la pointe et par la suite les bancs d'embouchure.

La zone des passes est une zone d'embouchure, c'est à dire de transition entre l'océan et la lagune. Elle est constituée de deux unités morphologiques : les deltas de marée et les chenaux de marée, ou passes.

Les deltas sont des accumulations sableuses façonnées par la houle et les courants de marée. On distingue le delta de flot, du côté interne, et le delta de jusant, du côté externe. Le delta de flot est peu développé : il est composé des bancs du Bernet et du Moulleau ; il est traversé par la passe interne qui relie le réseau des chenaux lagunaires à l'embouchure. Le delta de jusant est en revanche très développé et est constitué de nombreuses barres sableuses longitudinales édifiées par les courants de marée et façonnées par la houle. Elles forment les bancs du Toulinguet et d'Arguin. Il est traversé par les passes externes, dont la position est très changeante, en particulier dans le delta extérieur, soumis à l'action des houles déferlantes qui remodelent continuellement les bancs.

Les passes sont des chenaux permettant les échanges hydrauliques entre le Bassin et l'océan. Elles peuvent atteindre une profondeur de l'ordre de 20 mètres. La passe nord est un chenal de section variable qui assure une communication entre le chenal du Ferret (longeant la face interne de la flèche) et l'océan, où transitent en particulier les volumes d'eau sortant au jusant du Bassin d'Arcachon. La passe sud longe la Dune du Pilat. La majeure partie des volumes d'eau entrants de l'océan vers la lagune s'effectue par cette passe.

Le littoral aval-transit au sud est bordé de plusieurs générations de dunes. Le cas singulier et remarquable de la Dune du Pilat (large de 500 m et longue de 2 500 m) résulte de la superposition de différentes générations de dunes, dont on retrouve les traces dans quatre paléosols successifs (Tastet, 2016). Plus au sud, le littoral est caractérisé par des évolutions très rapides notamment au niveau du banc du Pineau où alternent des périodes d'érosion et d'accrétion, en relation avec la dynamique cyclique des passes du Bassin d'Arcachon (Michel, 1997). Tout le littoral sud de l'embouchure est sous l'influence de cette dynamique dont les effets portent jusqu'à Biscarrosse.

Les plages de cette cellule sédimentaire sont soumises à l'influence de l'embouchure du Bassin d'Arcachon et évoluent dans un contexte plus complexe que le reste de la côte sableuse de l'ex-Aquitaine. Les flux hydro-sédimentaires générés par l'embouchure s'ajoutent aux courants côtiers rencontrés classiquement sur le littoral aquitain, ce qui conduit à une typologie des plages intermédiaires, entre les autres typologies des plages décrites par Le Nindre *et al.* (2001).

Evolution paléogéographique

La création du Bassin d'Arcachon s'est produite par la fermeture progressive du delta de la Leyre à la faveur du ralentissement de la transgression Holocène, à un stade où la mer avait pratiquement atteint son niveau actuel (Illustration 160).

La configuration actuelle du Bassin d'Arcachon s'est dessinée au cours de ces deux derniers millénaires lors de la formation d'une longue flèche sableuse sur la partie nord de la côte (presqu'île du Cap Ferret) qui s'est progressivement étendue vers le sud à travers les siècles (d'après Bouchet, 1974, dans IFREMER, 1997). La flèche sableuse s'est développée sur la rive droite de l'estuaire de la Leyre et s'est allongée vers le sud, formant le Cap Ferret et isolant la baie estuarienne de l'océan, en provoquant la rotation de l'axe hydraulique de la Leyre orienté NO-SE vers son orientation actuelle SSO-NNE.

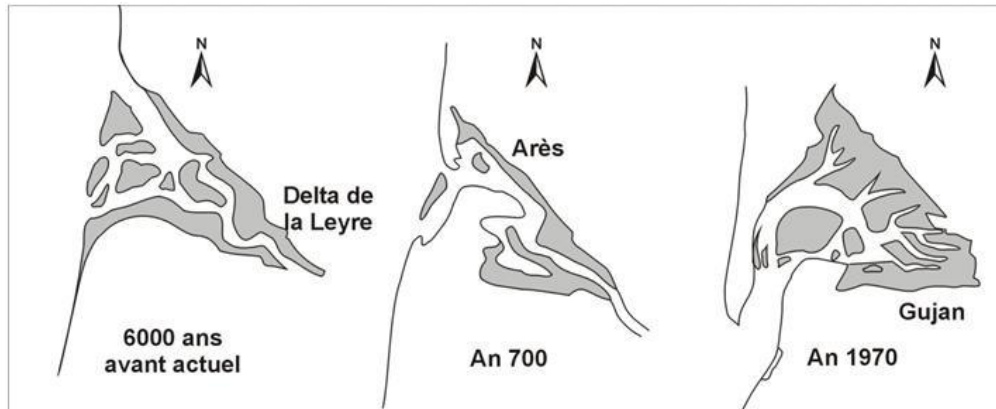


Illustration 160 - Évolution paléogéographique du Bassin d'Arcachon (d'après Bouchet, 1974, modifié)

Dynamique de l'embouchure : le cycle des passes

L'évolution séculaire de l'embouchure du Bassin d'Arcachon a été documentée par Bouchet (1974), Orgeron (1974) et Gassiat (1989).

L'étude de cartes bathymétriques anciennes révèle que la morphologie de l'embouchure est extrêmement dynamique ces dernières décennies, bien qu'en équilibre hydraulique¹ (Michel, 1997). Cette étude montre des changements récurrents d'une configuration à une seule passe à une configuration à deux passes, selon un cycle de l'ordre de 80 ans (Gassiat, 1989).

Ce cycle comprend quatre stades (Gassiat, 1989 ; Michel et Howa, 1997, Illustration 162) :

- **Stade 1** : il se caractérise par la présence d'une seule passe, située très au sud, correspondant à un allongement maximal des bancs situés à l'extrémité du Cap Ferret. Ce chenal unique bloque le transit littoral, entraînant le démaigrissement du banc du Pineau. C'est la situation que l'on observe notamment entre 1870 et 1885 (Bouchet *et al.*, 1997) et entre 1957 et 1966 ;
- **Stade 2** : un chenal apparaît au ras du Cap Ferret, provoquant son recul et devient progressivement la passe principale. Les deux passes, nord et sud, sont reliées par un chenal intermédiaire. Cette situation a pu être observée entre 1810 et 1820 (Bouchet *et al.*, 1997) et vers 1970-1980 ;
- **Stade 3** : le chenal nord migre vers le sud. Les deux passes nord et sud sont reliées. Le Cap Ferret est relativement stable et il y a un fort engraissement du littoral sud. Cette situation est observée vers 1920 (Bouchet *et al.*, 1997) et dans les années 1990 ;
- **Stade 4** : la passe nord est devenue centrale, et n'est plus reliée à la passe sud par un chenal intermédiaire. La passe sud, bloquée le long de la côte sud, tend à disparaître et génère une forte érosion de la côte sud. Cette situation correspond à la configuration actuelle des passes. Elle a également pu être observée vers 1770 (Bouchet *et al.*, 1997), vers 1850-1860, et en 1936.

Le cycle actuel a débuté en 1948 avec un seul chenal au sud de l'embouchure (première étape). En 1987, la passe nord s'ouvre (Illustration 163 A). Cette première période est caractérisée par un delta de jusant peu développé et une accumulation massive de sédiments sur la côte adjacente au niveau du banc du Pineau.

¹ La situation d'équilibre hydraulique traduit le fait que l'embouchure parvient à rester ouverte de façon permanente (*a contrario* d'autres embouchures de par le monde) du fait de la chenalisation et de l'intensité des courants de marée.

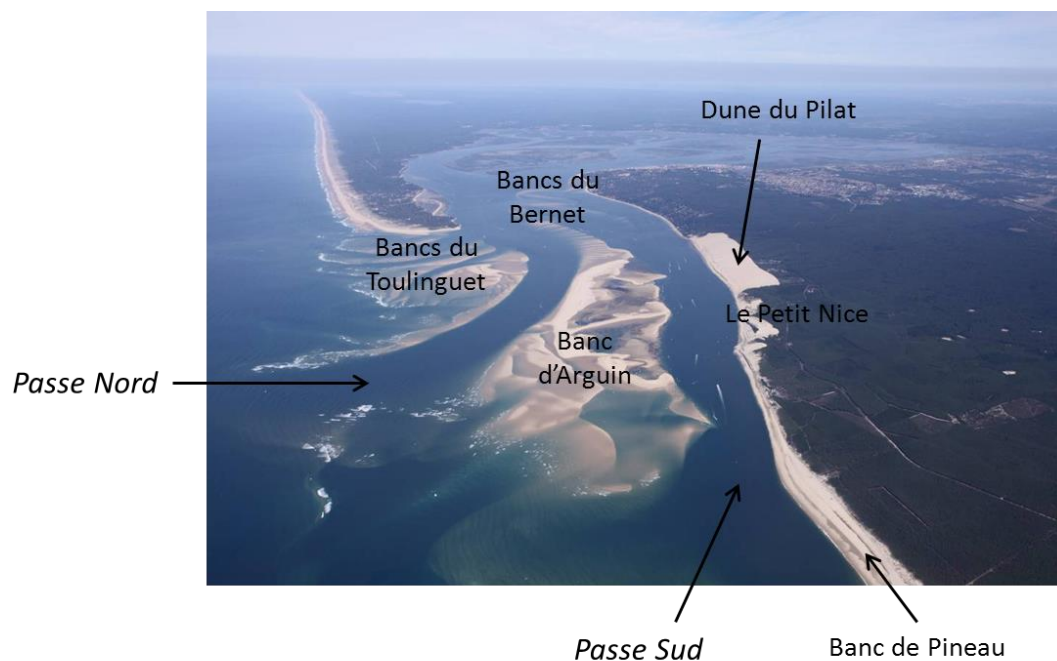


Illustration 161 - Configuration actuelle des passes externes (photo M. Le Collen, 2010)

En conséquence, une importante avancée vers la mer du trait de côte et un engraissement de la plage sont observées au début des années 1980 à la pointe d'Arcachon.

La seconde période (1987-1997) voit le creusement progressif, puis l'élargissement de la passe nord (et l'apparition de chenaux secondaires dans le banc du Toulinguet, dont la Passotte) ; dans le même temps l'ensemble des chenaux migrent vers le sud (Illustration 163 B). Sur cette période, le banc du Pineau et les plages adjacentes subissent une forte érosion associée à un recul du trait de côte du fait du piégeage massif des sédiments dans le delta de jusant induisant un faible by-passing sédimentaire. Cette période est caractérisée par une diminution importante de la capacité hydraulique de la passe sud, du fait des bancs de sable qui entravent ses extrémités et à l'affirmation de la passe nord comme axe hydraulique majeur de l'embouchure.

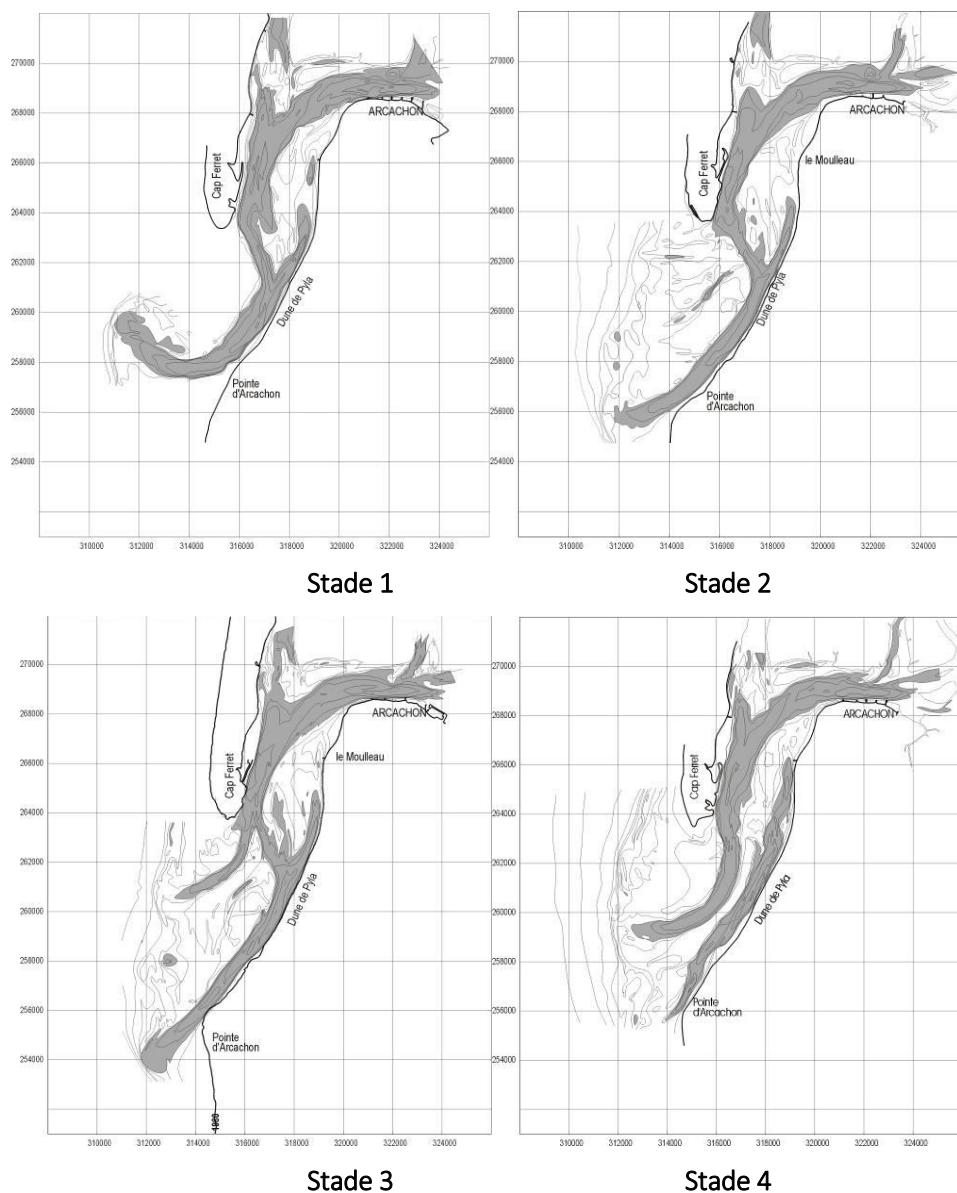


Illustration 162 - Les quatre stades du cycle d'évolution des passes du Bassin d'Arcachon

Enfin, la troisième période (situation actuelle) correspond au stade 4, lors duquel on observe à la fois une érosion importante sur le littoral sud et l'allongement des bancs situés à l'extrémité du Cap Ferret (Illustration 163 C). Cet allongement vers le sud provoque un basculement de l'axe hydraulique du bassin qui devient nord-sud et ce qui tend à augmenter les phénomènes d'érosion observés à l'heure actuelle sur la face interne du Cap Ferret.

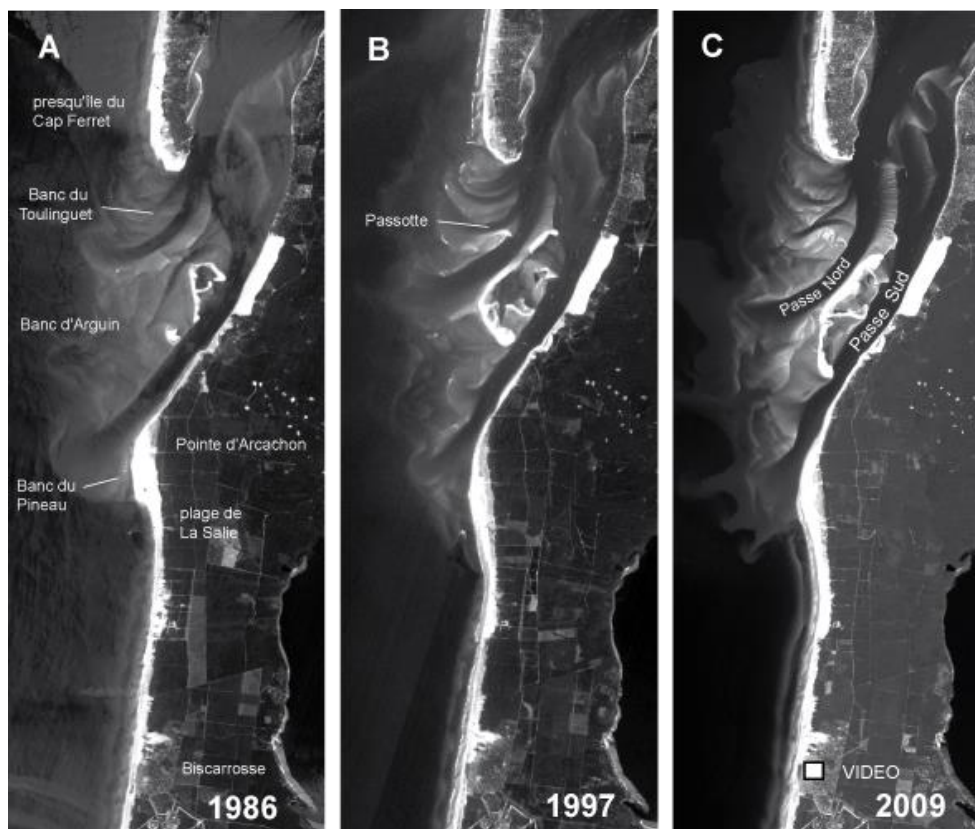


Illustration 163 - Evolution décennale de l'embouchure du Bassin d'Arcachon sur la période 1986-2009 (scènes SPOT bande XS1 de 1986, août 1997, juin 2009; CNES Kalideos Littoral - ©CNES distribution Spot Image) (Dehouck et al., 2012)

4.6.2. Le littoral amont-transit et la pointe du Cap Ferret

Type de plage

Cette cellule se situe dans la continuité de la sous-cellule la plus méridionale de la cellule 3. La morphologie de la plage y est pourtant très différente et profondément marquée par la présence de l'embouchure.

L'avant-côte est caractérisée par des barres obliques orientées vers le sud, qui se détachent progressivement de la plage pour former des « crochons » de flèche sableuse. L'estran est assez large et la berme située en haut de plage (Illustration 164).

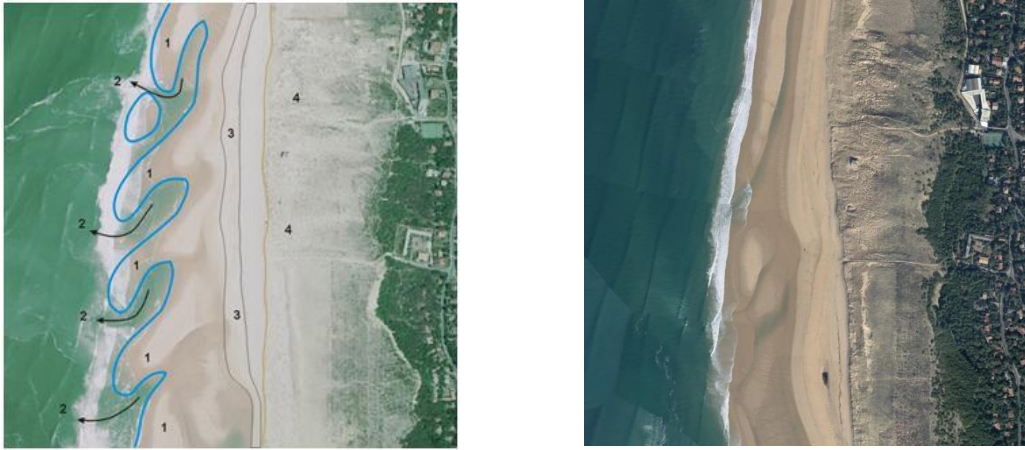


Illustration 164 - Morphologie des plages sur le littoral amont-transit de la cellule 4 en 2000 et 2016 (comparaison orthophotos, ©Ortholittorale 2000 et ©IGN, OCA 2016) ;

1: barres obliques en « crochons », 2 : courants de retour, 3 : berme, 4 : dune blanche

Type de dune

Les dunes de cette sous-cellule s'inscrivent dans la continuité de celles du nord et ont été remodelées mécaniquement dans les années 1970-1980. Elles sont plutôt larges et volumineuses, mais présentent des différences liées au passage d'une façade maritime continue, sous l'influence des houles, à une zone d'embouchure fortement influencée par la marée.

On peut distinguer, du nord au sud, trois types de dunes marqués par un accroissement de leur dépendance vis à vis de la dynamique des passes. Ils sont délimités par les niveaux successifs d'inflexion de l'orientation de la côte (Illustration 165) :

- du PK 96 au PK 98 : au niveau de la dune domaniale de Lège, le cordon de dune est relativement haut avec un versant externe pentu ;
- du PK 98 au PK 101 : l'orientation de la côte devient nord-sud et le cordon dunaire est plus étalé ; sa partie frontale est marquée par une succession de phases de forts reculs suivis de fortes accrétions ;
- du PK 101 au PK 103 : ce linéaire constitue l'extrémité de la flèche qui est extrêmement dynamique. Nettement infléchi vers l'intérieur du bassin, cette partie de la dune est l'objet de changements forts, et parfois brutaux. L'accolement d'un nouveau crochon peut générer un gain de terrain rapide et important. En revanche, une succession d'entailles marines peut à l'inverse provoquer un drastique recul de la ligne de rivage, comme ce fut notamment le cas entre 1993 et 2003 avec un recul de 190 m face aux anciens forages pétroliers, soit 19 m/an. Ce recul a entraîné une remise en mouvement de la dune, avec une forte réduction de volume.

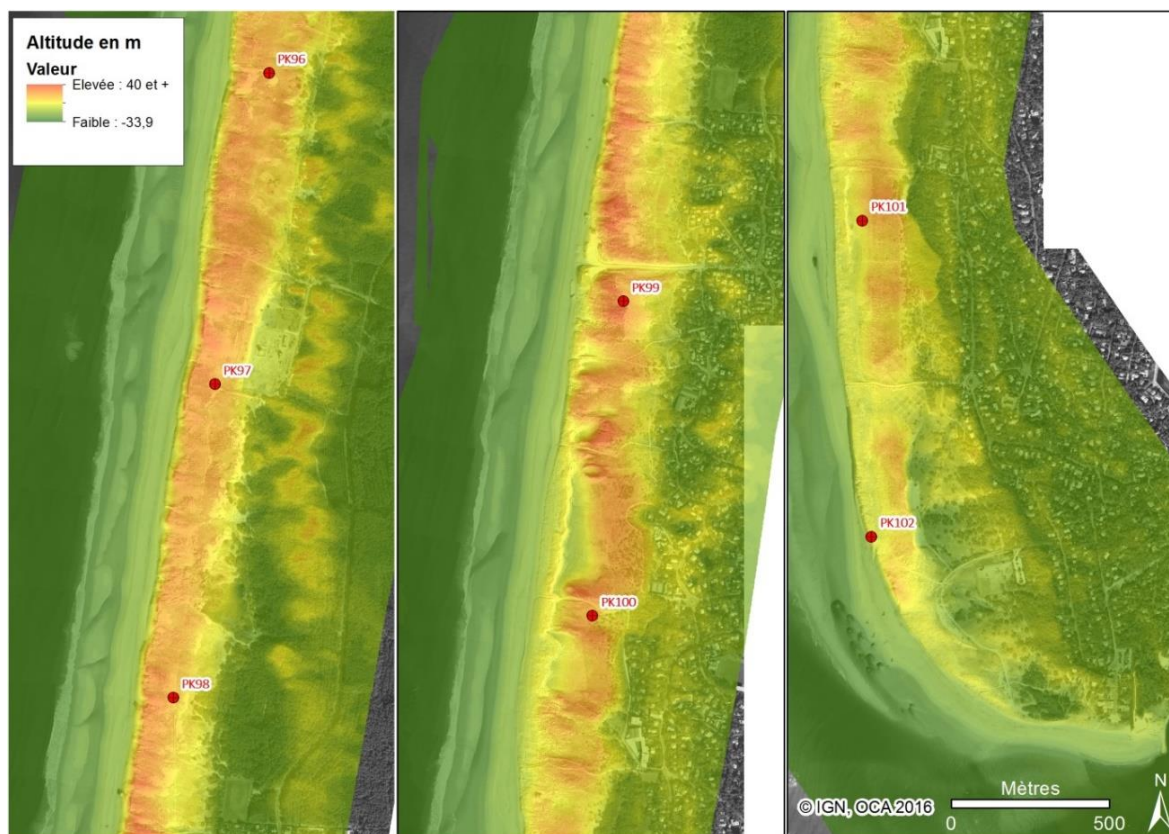


Illustration 165 - Morphologie de la dune sur le littoral amont-transit de la cellule 4 (orthophotographie et LiDAR 2016)

Les dunes sont ici fortement marquées par l'histoire particulière de ce secteur. En 1919, toute la pointe au sud du PK 98 a été privatisée, puis fortement urbanisée en arrière du cordon littoral. Par manque d'entretien, ce dernier s'est remis en mouvement dans les années 1970, envahissant le secteur urbanisé (Illustration 166).



Illustration 166 - Photographie de l'envahissement dunaire au Cap Ferret (photographie : J. Favennec, 1994)

Rachetées par le Conservatoire du Littoral (en 1976 et 1997), les dunes ont été réhabilitées dans les années 1989-1992 au sud et 1995-1996 au nord (zone dite des « ensablés »). Ces restaurations ont exclu tout remodelage mécanique, et ont donc conservé les formes issues des phases de remobilisation avec de grandes langues de sables allongées de la mer vers la terre.

Type de contact dune/plage

Dans la partie nord, on observe, du PK 96 au PK 100, une alternance formée par des entailles d'érosion marine et des secteurs où se développent des banquettes dunaires (Illustration 167).



Illustration 167 - Falaise vive entamant le bombement frontal de la dune, soit l'érosion d'un secteur ayant été en bilan sédimentaire positif sur une période relativement longue (photographie F. Caimail, été 1989)

Dans la partie terminale sud, sur les deux derniers kilomètres de la pointe (jusqu'au « village de blockhaus »), le contact dune/plage est dominé par la présence d'une falaise d'érosion. Cette partie est extrêmement dynamique, dans la mesure où la masse de sable entraînée par la dérive littorale n'est pas fixée rapidement par la végétation pionnière au niveau des avant-dunes. Elle est donc plus affectée par les entailles d'érosion lors des tempêtes. Les évolutions en termes accrétion et d'érosion sont donc très rapides et de grande ampleur.

Évolution passée du Cap Ferret

- Évolution ancienne

L'extrémité de la flèche du Cap Ferret a suivi plusieurs phases qui sont représentées sur l'illustration 168.

De 1768 à 1826, l'avancée de la flèche est extrêmement rapide, surtout à la fin de cette période. La vitesse de 40 m/an en moyenne, qui a été évaluée entre 1768 et 1808, a atteint près de 175 m/an entre 1808 et 1826. Comme le notent Bouchet *et al.* (1997), cet allongement exceptionnel de la flèche ne s'est pas produit brutalement. Il est sans doute à mettre en relation avec les modifications de l'hydraulique du Bassin d'Arcachon, ainsi qu'avec l'ouverture de la passe sud de la Gironde, qui aurait provoqué un re-largage sédimentaire important sur le littoral girondin.

De 1826 à 1864, la flèche recule de plus de 2 000 m (soit 50 m/an en moyenne). Bien que ce retrait soit probablement lié à de nombreux phénomènes naturels et anthropiques, la stabilisation des systèmes dunaires y a probablement joué un rôle important.

A partir de 1864, la dynamique de la flèche est beaucoup plus modérée et on assiste à une alternance d'avancées et de reculs probablement à mettre en relation avec la dynamique des passes :

- jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle, la flèche est relativement stable, mais une accumulation conséquente est observée sur les plages océanes du Cap ;
- de 1872 à 1957, cette accumulation forme un crochon à l'extrémité de la flèche qui s'allonge de nouveau de 500 m vers le sud. C'est lors de cette période que l'on observe un élargissement des plages de la face interne du Cap et la création de la flèche du Mimbeau, apparue vers les années 1880 et qui migre vers le nord tout au long de cette période ;
- en 1966, on observe un nouveau recul de la flèche (de l'ordre de 400 m), peut-être à mettre en relation avec les fortes tempêtes de 1965, et avec la migration des crochons vers le sud ;
- en 1979, une nouvelle avancée est observée, liée à l'apparition progressive d'une nouvelle passe nord ;
- depuis 1979, on est de nouveau dans une phase érosive résultant de la migration de la passe nord vers le sud, entraînant les crochons du Cap Ferret vers le sud.

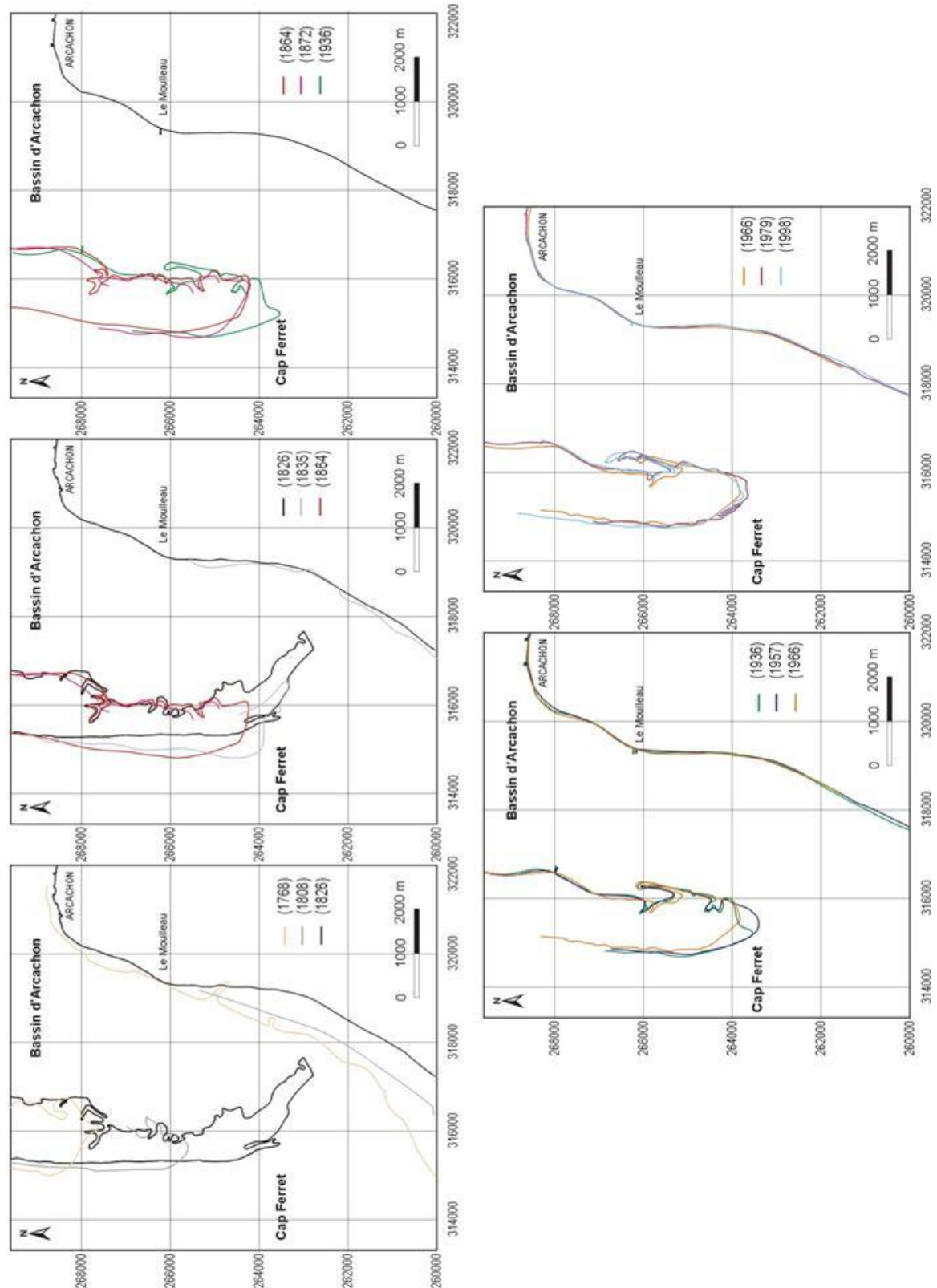


Illustration 168 - Évolution morphologique de la flèche du Cap Ferret de 1768 à 1998
(d'après Orgeron, 1974 et Gassiat, 1989 ; modifié et complété)

- **Evolution récente**

Depuis les années 1980, la migration de la passe nord vers le sud est associée à la migration des bancs en crochons localisés à l'extrémité du Cap Ferret. Si une certaine élongation du cap est ainsi observée, un déficit sédimentaire se crée sur la partie interne qui ne bénéficie plus du rattachement de ces crochons. La face interne du Cap Ferret subit une érosion croissante depuis 1969 (effondrement de la première villa dans le secteur d'Hortense et de parcs à huîtres en 1975, puis en 1980) (IFREMER, 1997).

L'illustration 169 précise l'évolution de l'extrémité de la pointe sur la période 1934-2009.



Illustration 169 - Évolution de la pointe du Cap Ferret entre 1934 et 2009 (Prévotaux, 2012)

La tendance générale est à l'érosion, avec une augmentation des taux de recul depuis le nord vers le sud. Au nord du profil G18 (Illustration 169), le trait de côte semble stabilisé. En effet, le contact entre la plage et la dune s'adoucit avec un aplatissement de la dune blanche. De plus, une avant-dune ainsi qu'une banquette à Agropyron sont présentes, caractéristiques d'un système dune/plage en équilibre voire en accrétion.

Un recul de 125 m maximum au niveau du profil G18 est observé entre 1934 et 2009, correspondant à un taux de recul moyen de 1,7 m/an. Au sud du secteur, la proximité de l'estuaire du Bassin d'Arcachon induit une évolution particulière de la pointe du Cap Ferret.

De 1985 à 2009, le trait de côte à l'extrémité de la pointe a reculé jusqu'à 320 m (soit 13,3 m/an en moyenne). Les falaises dunaires vives réapparaissent et témoignent de ce recul actif. Au niveau du « village de blockhaus », un recul du trait de côte de l'ordre de 200 m est observé entre 1985 et 2009, correspondant à un taux de recul de 8,3 m/an. A cet endroit, cette tendance se poursuit jusqu'en 2014, à une vitesse moindre, avec un recul de l'ordre de 30 m maximum entre 2009 et 2014.

La pointe de la flèche du Mimbeau entre 1934 et 2009 s'est déplacée de 700 m vers le nord et sa zone d'ancrage d'environ 400 m vers le nord-ouest.

Évolution prévisible/aléa

Sur ce secteur, l'évolution historique est particulièrement dynamique en raison de l'importance des apports par la dérive littorale et de la dynamique hydro-sédimentaire de l'embouchure du Bassin d'Arcachon. Cela se traduit, en termes morphologiques au niveau des contacts dune/plage, par la coexistence de falaises vives et d'avant-dunes établies sur le linéaire. Les inversions périodiques de tendance évolutive y sont fréquentes et prévoir l'évolution de ce secteur est donc un exercice délicat.

Pour autant, il est possible d'envisager des hypothèses sur la partie nord (PK 96 à PK 100), qui est moins sensible à des évolutions rapides par rapport à la pointe, et moins soumise à l'influence de l'embouchure. Sur ce linéaire, la poursuite d'un type de fonctionnement identique à l'actuel est probable, avec une alternance de périodes d'érosion et de répit, s'accompagnant d'un déficit sédimentaire. L'actualisation de la caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 indique des taux moyens de recul dans ce secteur de 1,8 m/an à 2,6 m/an.

L'évolution de la partie sud (PK 100 à PK 103) reste d'une très grande imprévisibilité, en raison des fortes fluctuations positives et négatives qui ont eu lieu à l'échelle historique. Les contacts dune/plage sont majoritairement dominés par des falaises vives, indicateur d'érosion chronique. Bien que sur ce linéaire, tous les scénarios d'évolution soient possibles, à l'analyse des évolutions historiques, les taux moyens annuels de recul déterminés dans l'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 s'étalent entre 3,8 m/an à 6,0 m/an ; les taux d'érosion les plus élevés concernant l'extrémité de la pointe du Cap Ferret.

Impact d'un évènement majeur

Le rapport de l'Observatoire de la Côte Aquitaine visant à mesurer les impacts de l'hiver 2013/2014 indique :

Sur la commune de Lège - Cap Ferret, la flèche sableuse du Mimbeau a été fortement endommagée avec la création de 6 brèches de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de largeur, 11 entailles d'érosion et une érosion du pied de dune au niveau du lobe de la flèche. Des volumes importants de sable ont été déplacés vers l'intérieur de la conche du Mimbeau recouvrant le schorre au droit des brèches en particulier. De même, l'ouvrage en enrochement édifié jusqu'à la Pointe du Cap Ferret a subi des dommages (basculement et déplacement de blocs et affaissement au droit de la Plage du Tram en particulier). A noter que des travaux d'urgence ont été réalisés par la commune afin de combler les brèches et par les riverains afin de conforter les ouvrages de ce secteur.

(extrait de Bulteau et al., 2014)

L'évènement de tempêtes de 2013/2014 n'a cependant pas eu un fort impact sur l'extrémité de la pointe du Cap Ferret. L'évolution de cette zone est influencée par le déplacement rapide vers le sud de crochons caractéristiques d'une flèche sableuse. Cette forte mobilité se traduit par une stabilité du pied de dune au droit des crochons et une érosion de part et d'autre, en particulier en aval dérive des crochons. En effet, depuis ces tempêtes, la pointe du Cap Ferret a connu une alternance de périodes de stabilité (2014, 2016) et d'érosion (2015, 2017-2018).

4.6.3. Les passes

La zone des passes du Bassin d'Arcachon est un système hydro-sédimentaire à part entière. Elle est à la fois le lieu et le moteur d'un transfert des sables du Cap Ferret vers le littoral sud et les Landes. Elle est constituée de deux unités morphologiques, les passes et les deltas d'embouchure (cf. contexte morphologique) (Illustration 170).

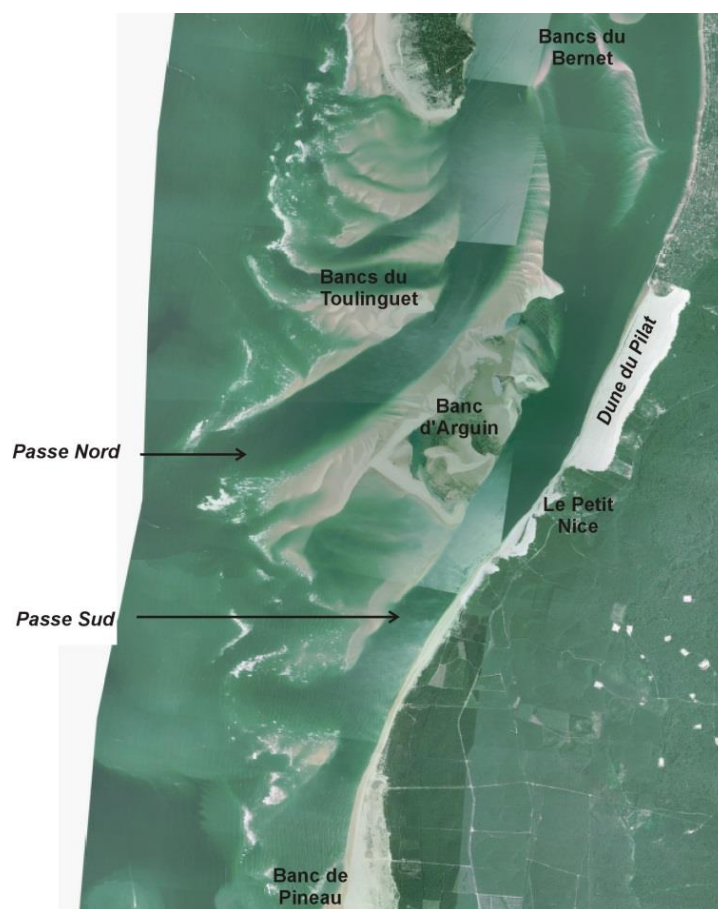


Illustration 170 - Géographie de la zone centrale de la cellule des passes du Bassin d'Arcachon
(orthophotographie : ©IGN 2000)

Évolution passée de la zone des passes du Bassin d'Arcachon

L'évolution des passes internes et externes du bassin est liée à deux phénomènes majeurs :

- un phénomène longitudinal : l'action de la houle sur la côte girondine et la dérive littorale induite en provenance du nord ;
- un phénomène transversal : les écoulements de marée lors de la phase de flot (montant) et de jusant (perdant).

A ces phénomènes majeurs s'ajoutent les effets locaux du vent, des vagues et de leur déferlement sur les bancs lors des tempêtes.

- **Évolution ancienne**

Selon les périodes, les échanges entre le domaine océanique et le Bassin d'Arcachon s'effectuent par une ou deux passes (LCHF-a, 1985 ; Gassiat, 1989 ; Michel, 1997). Ainsi, on observe des périodes à deux passes (1936), à deux passes reliées entre elles (1928, 1988, 1991) et des périodes à une passe (Illustration 171 et Illustration 172).

On distingue ainsi la tendance cyclique résultant de la migration de la passe principale vers le sud, diminuant progressivement sa compétence hydraulique puis l'ouverture au nord d'une seconde passe qui vient ré-initialiser le processus (cf. Illustration 162).

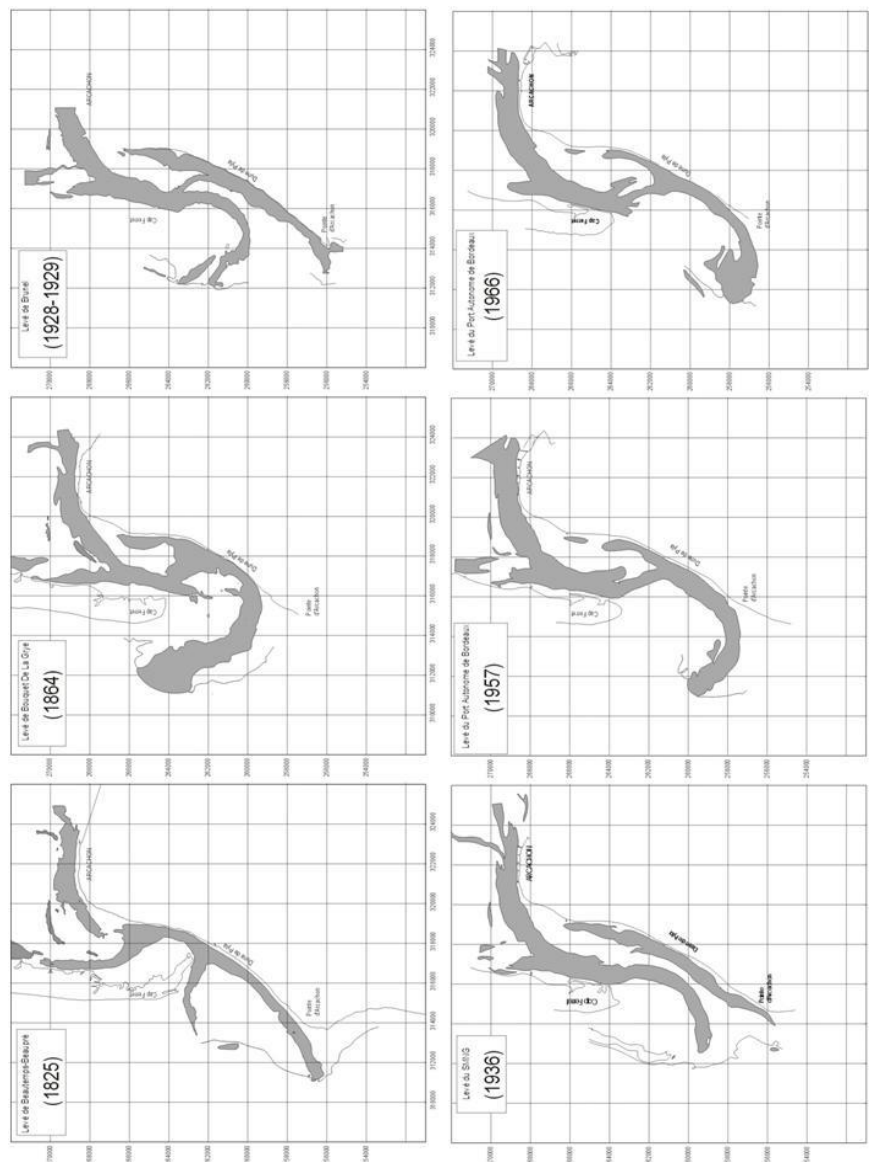


Illustration 171 - Évolution des passes du Bassin d'Arcachon de 1825 à 1966 (la zone grisée correspond aux superficies où la profondeur dépasse 5 m)

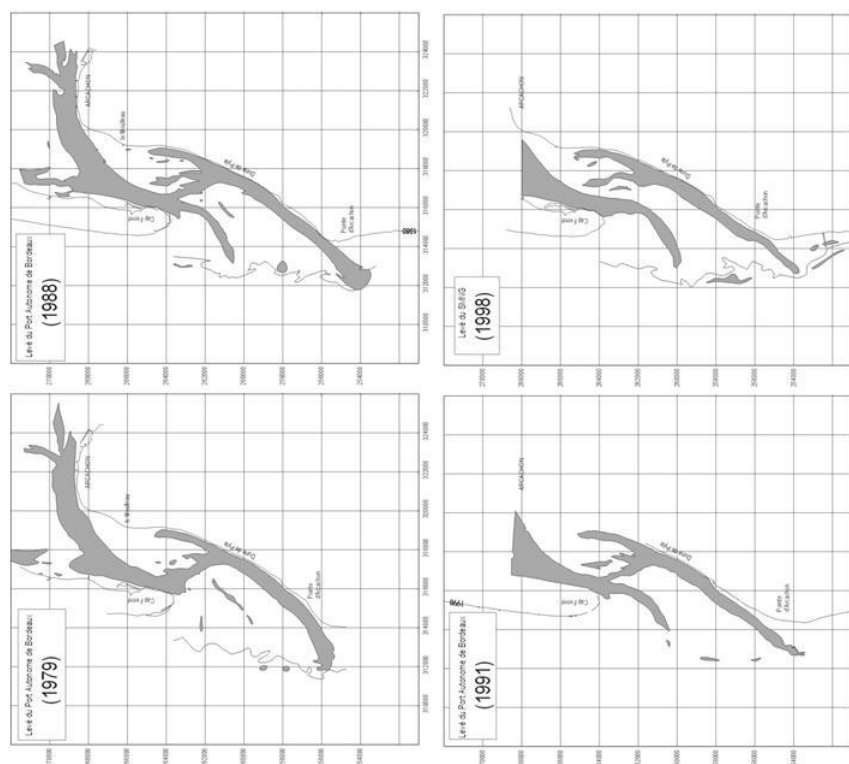


Illustration 172 - Évolution des passes du Bassin d'Arcachon de 1979 à 1998 (la zone grisée correspond aux superficies où la profondeur dépasse 5 m)

• Évolution récente

L'évolution récente des passes correspond à la transition entre les stades 2, 3 et 4 (Illustration 172). En 1979, une passe principale est visible au sud et des chenaux secondaires commencent à se creuser plus au nord. La passe nord s'est ouverte en 1988-1991 et commence très rapidement sa migration vers le sud. En 1998, les deux passes sont indépendantes et la passe sud commence à régresser au profit de la passe nord, se maintenant en position centrale.

L'ouverture de la passe nord a considérablement modifié la dynamique sédimentaire dans la zone des passes. En 1977, les transits sédimentaires s'effectuaient majoritairement dans la passe sud et le long du banc d'Arguin. En 1984, on observe la création d'une passe nord où les courants de jusant dominant, alors que dans la passe sud, le transit sédimentaire observé traduit une dominance des courants de flot.

Actuellement, la configuration des passes correspond au stade 4, au cours duquel une érosion importante affecte le littoral sud tandis que les bancs situés à l'extrémité du Cap Ferret s'allongent. Cet allongement vers le sud provoque un basculement de l'axe hydraulique du bassin qui devient nord-sud et tend à augmenter l'érosion sur la face interne du Cap Ferret (Illustration 173).

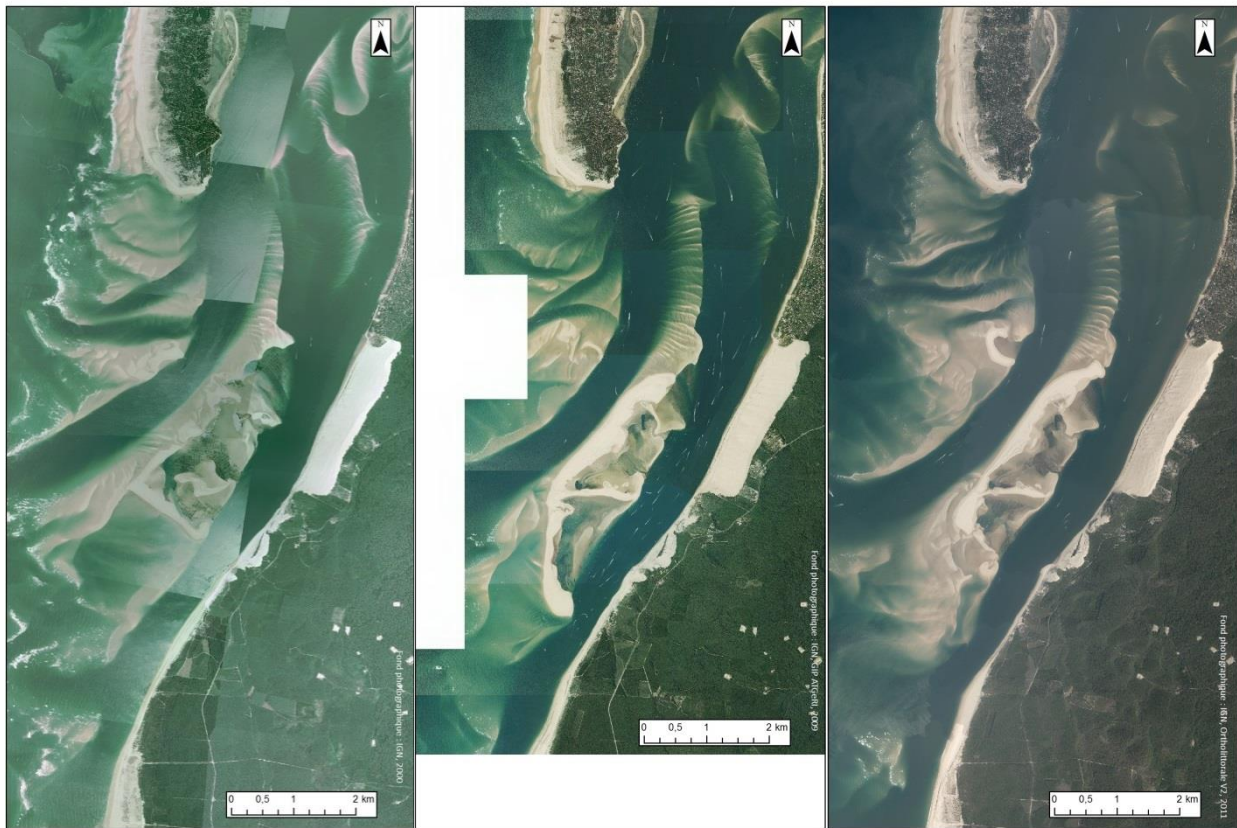


Illustration 173 - Positions des passes du Bassin d'Arcachon en 2000 (à gauche), 2009 (au centre) et 2011 (à droite)

Évolution prévisible

L'évolution historique de la zone des passes suit un cycle de 70 à 100 ans, dont l'existence a pu être observée trois fois depuis 1768 (LCHF-b, 1985, Bouchet *et al.*, 1997). Si le cycle actuellement engagé se poursuit, on peut s'attendre à moyen terme à la coalescence des deux passes nord et sud en une seule passe centre-sud. Ceci pourrait s'accompagner de la disparition du banc d'Arguin, dont le stock sableux pourrait alors se rattacher à la côte sud.

4.6.4. Le littoral aval-dérive et les plages au sud du Bassin d'Arcachon

Du fait de leur position en aval du système des passes, et donc soumises aux apports solides épisodiques en provenance de celles-ci, les plages situées au sud de la zone des passes sont fortement affectées par leur dynamique cyclique. La zone concernée s'étend de la Dune du Pilat jusqu'à la plage de Biscarrosse et englobe les plages du Petit Nice, de la Lagune et de la Salie (Illustration 174).



Illustration 174 - Géographie de la zone sud de la cellule sédimentaire des passes du Bassin d'Arcachon

Type de plage

Les plages situées dans la partie interne de la zone de passes (plage du Petit Nice et plage de la Lagune) sont des plages très basses, très étroites, sans morphologie comparable à celles établies par Le Nindre *et al.* en 2001.

Vers la pointe d'Arcachon, la plage retrouve progressivement une morphologie de plage ouverte à baïnes. La zone de transition, entre ces deux types morphologiques, se situe au niveau du Wharf de la Salie et du banc du Pineau, où l'influence de la passe sud et de la dynamique du banc sur le littoral s'amoindrit.

La plage de la Salie présente une morphologie de barres obliques et baïnes, mais est également caractérisée par un estran assez plat sur lequel on peut observer des barres longitudinales entrecoupées de chenaux de vidange (Illustration 175).

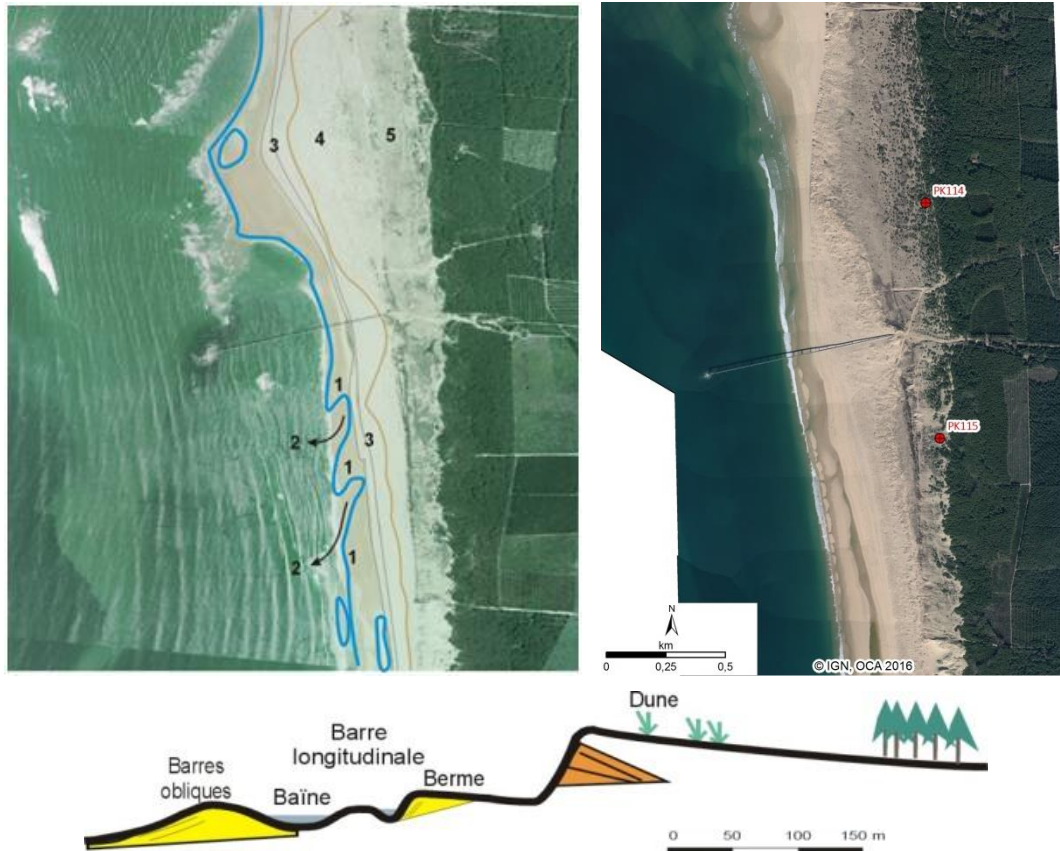


Illustration 175 - Morphologie des plages sur le littoral aval-transit de la cellule 4 au droit de la plage de la Salie en 2000 (©ortholittorale2000) et 2016. Configuration en 2000 : 1 : barre oblique ; 2 : courant de retour ; 3 : berme ; 4 : dune blanche ; 5 : dune grise. On note la forte variabilité géomorphologique de ce secteur au regard de la configuration en 2016 : en 2016, le banc du Pineau se situe plus au nord qu'en 2000.

Type de dune

La Dune du Pilat est une exception remarquable dans la typologie des dunes présentes sur le littoral de l'ex-région Aquitaine. Elle n'est pas spécifiquement traitée ici car elle appartient nettement à la façade interne du Bassin d'Arcachon.

On distingue directement au sud cinq secteurs aux morphologies dunaires distinctes (Illustration 176) :

- le secteur, du sud de la Dune du Pilat à la zone d'accueil du Petit Nice (PK 107 à PK 110), est constitué par un cordon de dune perchée au sommet d'une falaise d'érosion marine ;
- de la zone d'accueil du Petit Nice à la pointe d'Arcachon (PK 110 à PK 112), la falaise marine entaille des dunes boisées basses ; le cordon littoral est absent ou bien très peu développé ;
- de la pointe d'Arcachon au sud du Wharf de La Salie (PK 112 à PK 115), c'est-à-dire dans la zone d'accrétion du banc de la Salie, des avant-dunes précèdent un cordon dunaire anciennement calibré ;
- en face du camp militaire du Trencat (PK 115 à PK 118), l'absence prolongée de travaux d'entretien a permis le développement d'une très forte érosion éolienne. Le cordon dunaire est très peu végétalisé et il est entaillé par de vastes caoudeyres qui alimentent des pourrières (langues de sable) et des talus d'envahissements ;

- du sud du Trencat au nord de Biscarrosse (PK 118 à PK 120 en Gironde, et PK 0 à PK 3 dans les Landes), le cordon de dune a gardé l’empreinte des modelages anciens et des entretiens actuels des dunes domaniales. Sa mobilité est contrôlée par une bonne couverture végétale. Cependant, à la suite d’une longue période d’érosion marine, il présente un front externe en falaise et subit une translation vers l’intérieur avec une perte de volume.

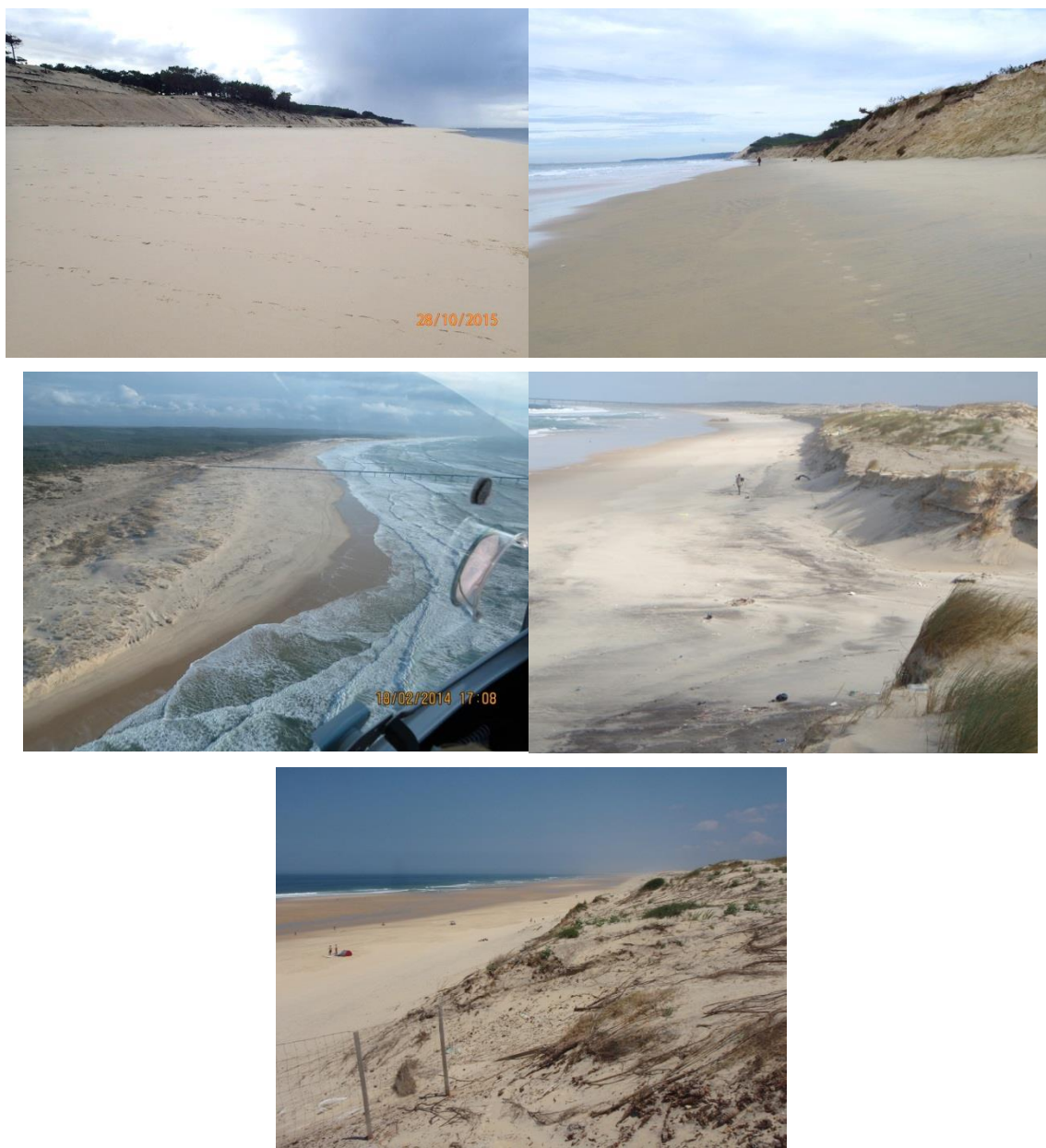


Illustration 176 - Types de dune sur le littoral sud aval-dérive de la cellule 4 (photographies ©OCA) 1/ localité du Petit Nice (28/10/2015) ; 2/ localité de la Lagune (08/01/2014) ; 3/ localité du Warf (18/02/2014) ; 4/ site du Trencat (04/04/2014) ; 5/ nord de Biscarrosse (06/08/2016)

Type de contact dune/plage

Les contacts dune/plage évoluent du nord au sud (Illustration 176) :

- falaises d'érosion marine du sud du Pilat à la pointe d'Arcachon et la partie nord du banc de la Salie (PK 107 à PK114) ;
- dominance des avant-dunes à contact doux avec la plage de la pointe d'Arcachon au nord du Trencat (PK 114 à PK 118) ;
- falaise d'érosion du centre du Trencat (PK118 à PK 3) au nord de Biscarrosse.

Évolution passée du trait de côte

• Évolution ancienne

L'évolution ancienne du littoral sud du Bassin d'Arcachon découle de la dynamique des passes décrite précédemment. Lors de l'avancée du Cap Ferret, de 1768 à 1825, le littoral sud a subi une très forte érosion, reculant de près de 2 km au sud de la Dune du Pilat. Depuis la relative stabilité des littoraux nord et sud au milieu du XIX^{ème} siècle, l'évolution de la côte sud résulte du cycle de migration des passes. Lorsque la passe sud est seule présente, la côte recule fortement ; de même que lorsque la passe nord s'ouvre et commence sa migration vers le sud. En revanche, lorsque la passe centrale devient prédominante et que la passe sud est « abandonnée », une importante quantité de sédiments provenant du banc d'Arguin vient s'accumuler à la pointe d'Arcachon avant d'alimenter le littoral des Landes.

• Évolution récente

Ces dernières années s'est produit l'ouverture d'une passe nord et le début de sa migration vers le sud. Les impacts sur le littoral sud sont donc actuellement importants. Au vu de l'ensemble des travaux scientifiques (ARTELIA et GEO-Transfert, 2015), l'évolution interannuelle du littoral testé, notamment autour de la plage de La Salie, est indissociable de l'évolution de l'embouchure elle-même. Le banc du Pineau est la plaque tournante de l'ensemble du système (il réceptionne et redistribue les sédiments de la dérive littorale). Le banc d'Arguin est continuellement remodelé par les vagues et les courants. Des masses de sédiments s'en détachent, traversent la passe sud sous l'effet de la dérive littorale et s'accumulent massivement sur la côte adjacente au niveau du banc du Pineau (localisation au niveau de la Salie nord).

Ceci se traduit à la pointe d'Arcachon par un développement de la partie sous-marine du banc du Pineau et par une avancée très marquée du rivage (situations de 2004 à 2006 sur l'Illustration 177). Toutefois, cette situation d'abondance sédimentaire n'est que temporaire, car l'ensemble du stock sableux du Pineau est vite démantelé, raboté par l'attaque des vagues (jusqu'à 500 m de recul de l'isobathe -3 m entre 2006 et 2009), la dérive littorale se chargeant de redistribuer le stock sableux vers les plages situées en aval (au sud de La Salie).

Il a ainsi été constaté, sur la période 1997-2009, qu'il existe un cycle court de 4-5 ans d'alimentation massive du banc du Pineau, suivie d'une phase marquée de régression sur ce secteur.

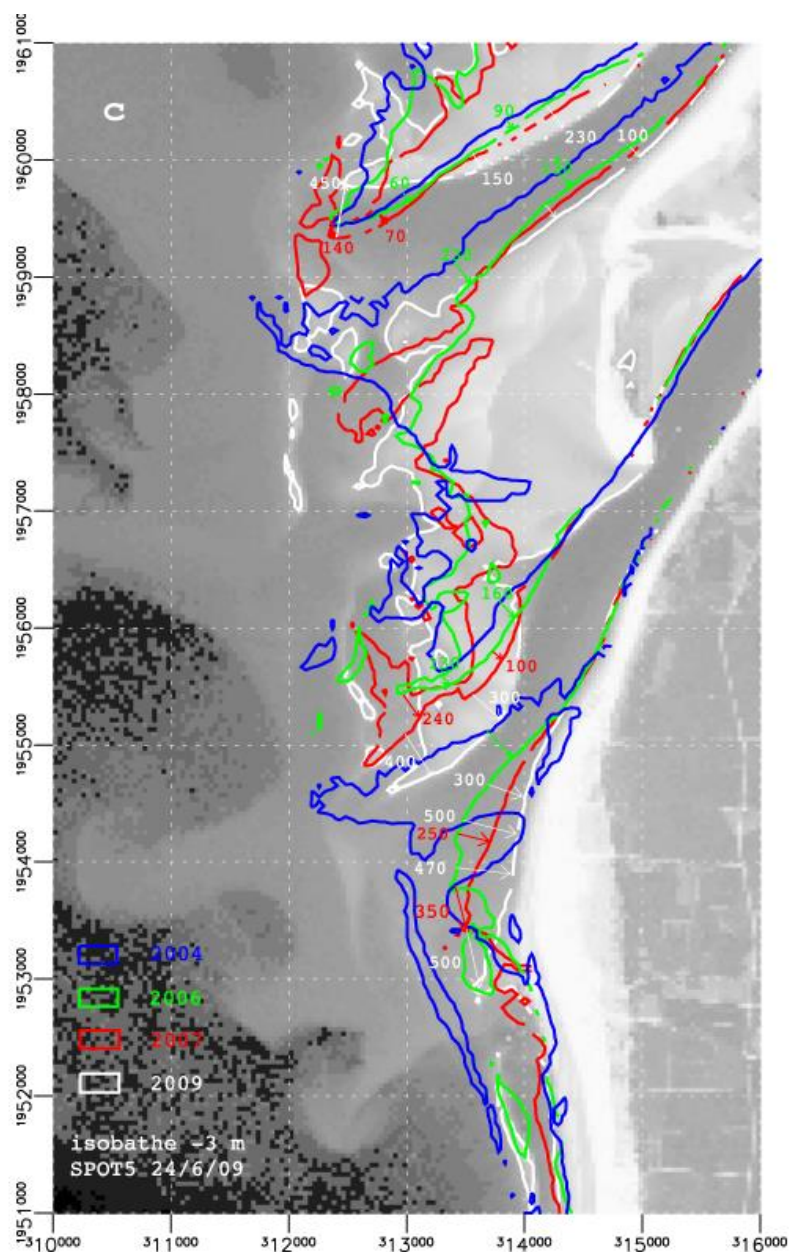


Illustration 177 - Evolution de l'embouchure du Bassin d'Arcachon et des plages adjacentes situées en aval lors de la période 2004-2009 (Dehouck et al., 2012). Les flèches indiquent la direction et l'intensité des déplacements de l'isobathe -3 m (fond de carte : image SPOT-5 du 24 Juin 2009 CNES Kalideos Littoral - distribution Spot Image)

Dans le cadre de la stratégie locale de gestion de la bande côtière des passes du Bassin d'Arcachon (Artelia et GEO-Transfert, 2015), les évolutions du trait de côte dans ce secteur aval-dérive ont été étudiées. Les passages concernés sont repris ci-après.

5.4.4. Le littoral sud de la Dune du Pilat : plages du Petit Nice et de la Lagune

[...] Au Petit Nice, nous constatons à l'heure actuelle (depuis les années 2000) un recul du pied de dune au rythme de 4 à 5 m/an. Dans les années 1950 à 1970, un recul marqué était également très perceptible au nord du Petit Nice [...]. La ligne de rivage montre elle un recul entre les années 1950 et 1980 et, depuis les années 1980, un certain engraissement.

[...] Entre le Petit Nice et la Lagune, le pied de dune est également en érosion à l'heure actuelle, à un rythme comparable. La ligne de rivage a été elle soumise à un engraissement très rapide à la fin des années 1950, le stock de sable, se dissipant rapidement par la suite. Nous n'enregistrons pas d'impact de ce phénomène sur le pied de dune.

Plus au sud en revanche, au niveau de la plage de la Lagune et en approchant de celle de La Salie Nord, on observe sur les données acquises à la fois l'élargissement de la plage (700 à 800 m) et 10 à 15 ans après la migration vers les passes du pied de dune. Cette phase d'élargissement est, sur les deux indicateurs, très transitoire, un début d'érosion survient très rapidement qui démaigrit à un rythme très rapide tant la plage que le trait de côte.

5.4.5 Les plages de La Salie et le wharf

[...]

- Tous les indicateurs de suivi au niveau du wharf (fonds, limite de plage, pied de dune) montrent des engraissements réguliers depuis 1990 environ ;

[...]

- Le banc du Pineau se trouve centré sur le wharf et ne progresse plus vers le sud depuis le début des années 2000 environ ;

- A 50 m de part et d'autre du wharf, on retrouve les mêmes tendances qu'au wharf (élargissement de la plage et avancée du pied de dune) ;

- A 100 m de part et d'autre du wharf, la plage continue de s'élargir alors que le pied de dune a initié une phase de recul ;

- A 150 m du wharf, la plage et le pied de dune reculent ;

- Avant l'arrivée du front de sédimentation du banc du Pineau (environ 1990), le pied de dune de toute la zone autour du wharf était en érosion. Les fonds au niveau du wharf étaient aussi en érosion ;

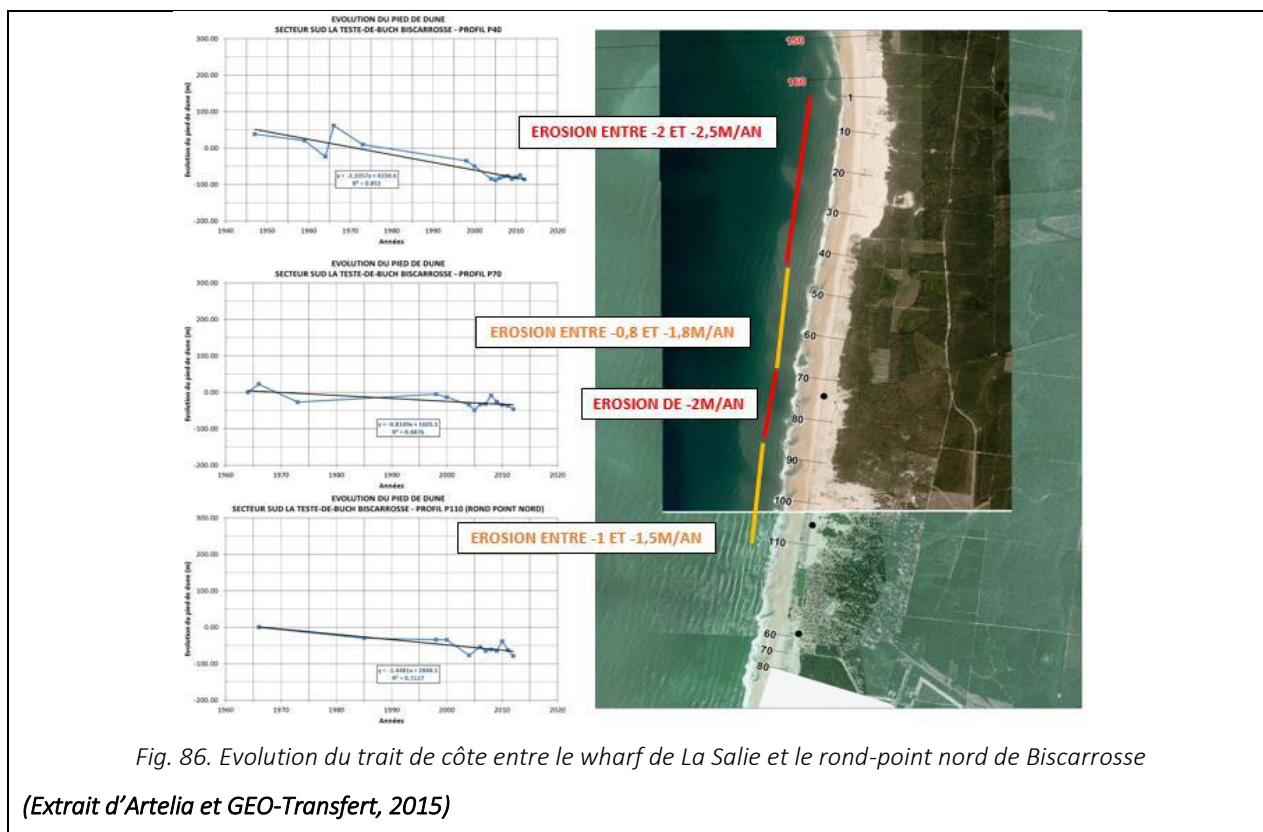
[...]

- La plage de la Salie Nord devrait voir ses taux d'érosion augmenter au cours du temps, le nouveau banc du Pineau ne se développant que plus au nord.

5.4.6 Littoral de Biscarrosse

[...]

Au nord de la commune, les taux d'érosion sont variables. Compris entre -0,8 et -2,5 m/an, ils sont légèrement plus forts au sud du wharf qu'en s'approchant du rond-point nord de Biscarrosse (Fig. 86).



Scénario évolutif

L'évolution du littoral sud de l'embouchure du Bassin d'Arcachon va résulter en particulier de la migration du banc d'Arguin vers le sud, qui constitue une source sédimentaire très mobile et importante. Il en est de même pour le banc du Pineau, dont l'impact sur l'évolution à moyen terme des plages du littoral sud est important. La migration du banc vers le sud contribue à un apport sédimentaire important au secteur compris entre la pointe d'Arcachon et le Trencat. Cet apport induit une stabilisation du trait de côte, marquée notamment par le développement d'avant-dunes.

Évolution prévisible/aléa

Selon le cycle des passes, le chenal de la passe sud, actuellement en cours de comblement, devrait continuer à court terme à éroder la pointe d'Arcachon.

La compression du banc inter-passes (banc d'Arguin), actuellement effective, va se poursuivre jusqu'à sa disparition dans les années 2030 (IFREMER, 1997, Artelia et GEO-Transfert, 2015). Cette disparition correspond donc à la jonction des deux passes nord et sud. Ce phénomène est responsable d'un apport de sédiments sur le littoral en direction du sud et produit une accrétion de la pointe d'Arcachon. Le banc du Pineau va poursuivre également sa migration vers le sud et alimenter les littoraux du Trencat et de Biscarrosse. Au regard des rapides changements hydro-sédimentaires qui se produisent dans ce secteur, définir des taux d'évolution précis est hasardeux.

L'illustration 178 réalisée dans le cadre du diagnostic "risque" de la stratégie locale de gestion de la bande côtière (Artelia et Geo-Transfert, 2015) propose un schéma conceptuel des évolutions futures des passes et les transferts de sédiments associés de 2015 à 2045.

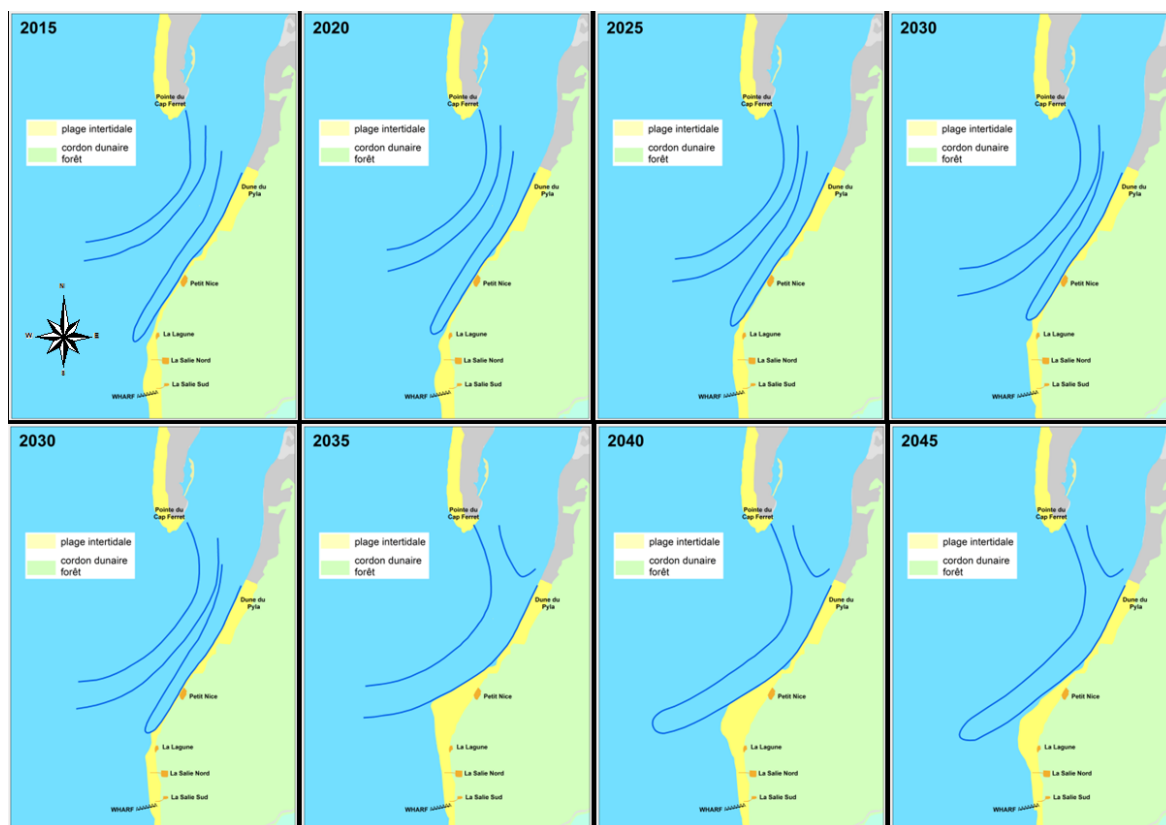


Illustration 178 - Schéma de conceptualisation du fonctionnement attendu de la zone d'étude à l'horizon 2045 (Artelia et GEO-Transfert, 2015)

Impact d'un évènement majeur

Le rapport de l'Observatoire de la Côte Aquitaine visant à mesurer les impacts de l'hiver 2013/2014 indique des reculs du trait de côte de 8,4 m au Petit Nice, 4,8 m au Wharf de la Salie et 22,2 m au Trencat. L'évolution du profil de plage pour ces 3 sites traduit une érosion au Petit Nice (recul de 2,3 m) et au Trencat (recul de 0,5 m), alors qu'un exhaussement de la plage est constaté au Wharf (+ 0,7 m). Les observations conduisent à un recul du trait de côte estimé de 10 à 20 m sur l'ensemble de cette sous-cellule, et jusqu'à 40 mètres au Trencat. Une partie de l'hélicoptère du Petit Nice a été détruite.

4.7. CELLULE 5 : LES LANDES

Ce long segment de 89 km (PK 3 à PK 92) recouvre la majeure partie du littoral des Landes. Cette cellule, qui s'étend depuis la limite méridionale des passes du Bassin d'Arcachon au sud de Biscarrosse-Plage jusqu'à Capbreton (Illustration 179), est soumise à une dérive littorale de direction nord-sud.

Même si les passes du Bassin d'Arcachon ne génèrent pas une rupture des flux sédimentaires entre le nord et le sud aquitain, les transits y sont fortement freinés et perturbés, et l'influence de l'embouchure sur le comportement des plages et du trait de côte se fait ressentir jusqu'à Biscarrosse, qui est défini ici comme la limite nord de la cellule 5. A partir de là, et vers le sud, la dérive littorale redevient le moteur principal des évolutions du trait de côte.

Au sein de la cellule, les « *courants* » landais, exutoires vers l'océan des étangs littoraux, ont des incidences locales sur la dynamique des plages, mais ne constituent pas pour autant des éléments structurants.

En limite sud, le canyon sous-marin de Capbreton constitue, en revanche, une nette rupture. En effet, les transferts sédimentaires entre les rives nord et sud du gouf sont très faibles. La dépression sous-marine du gouf induit une divergence des houles (au nord vers le nord, au sud vers le sud) qui freine la dérive littorale nord-sud. Une partie des sables transportés par la dérive est captée par le canyon et sort du système sédimentaire littoral. L'interruption du transit des sédiments est renforcée par la digue nord de l'entrée du port de Capbreton.

La cellule 5 peut être subdivisée en trois sous-cellules homogènes (Illustration 179) :

- 5.1 : du sud de Biscarrosse-Plage au nord de Mimizan-Plage (PK 3 à PK 27) ;
- 5.2 : de Mimizan-Plage au Courant d'Huchet (PK 27 à PK 64) ;
- 5.3 : de Huchet-Plage au nord de la digue de l'entrée du port de Capbreton à Hossegor (PK 64 à PK 92).

CELLULES SEDIMENTAIRES - CÔTE SABLEUSE

Cellule 5

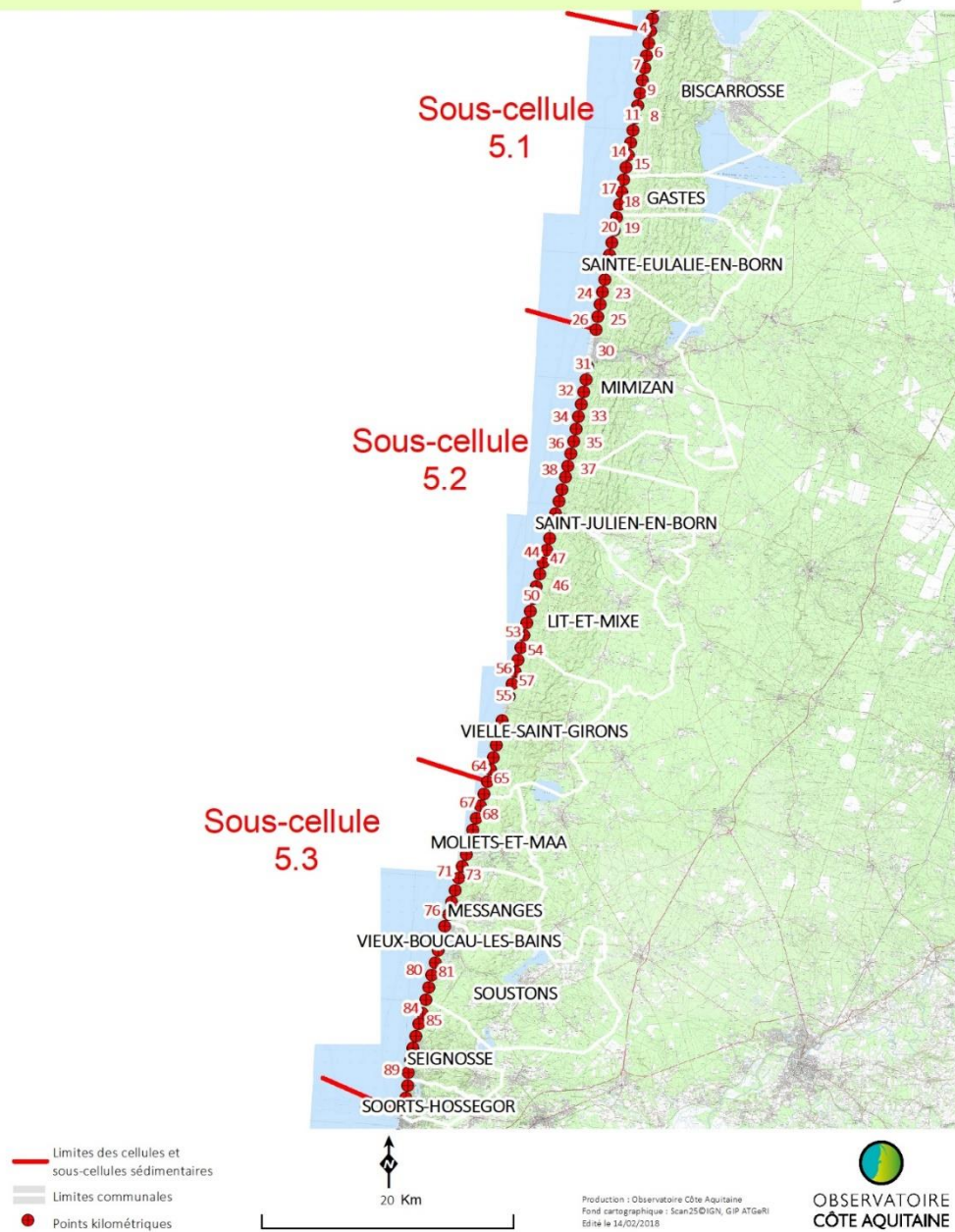


Illustration 179 - Carte de situation de la cellule 5 de Biscarrosse-Plage à Capbreton

4.7.1. Sous-cellule 5.1 : du sud de Biscarrosse-Plage au nord de Mimizan-Plage

La côte de cette sous-cellule de 24 km de longueur (PK 3 à PK 27) présente la même orientation que celle du littoral girondin (10°N) (Illustration 180).



Illustration 180 - Localisation de la sous-cellule 5-1 de Biscarrosse à Mimizan (© Scan 25 IGN)

Type de plage

Les plages appartiennent au type 3. Sur la haute plage, la distance berme-dune est relativement courte (de l'ordre de 30 m) et homogène sur toute la cellule ; l'altitude du pied de dune reste faible (inférieure à + 4,5 m NGF/IGN69).

L'estran comporte des systèmes de barres obliques et des chenaux de baïnes très réguliers et très courts (longueur d'onde de l'ordre de 250 m) avec souvent une deuxième barre intertidale en pied de berme (Illustration 181).

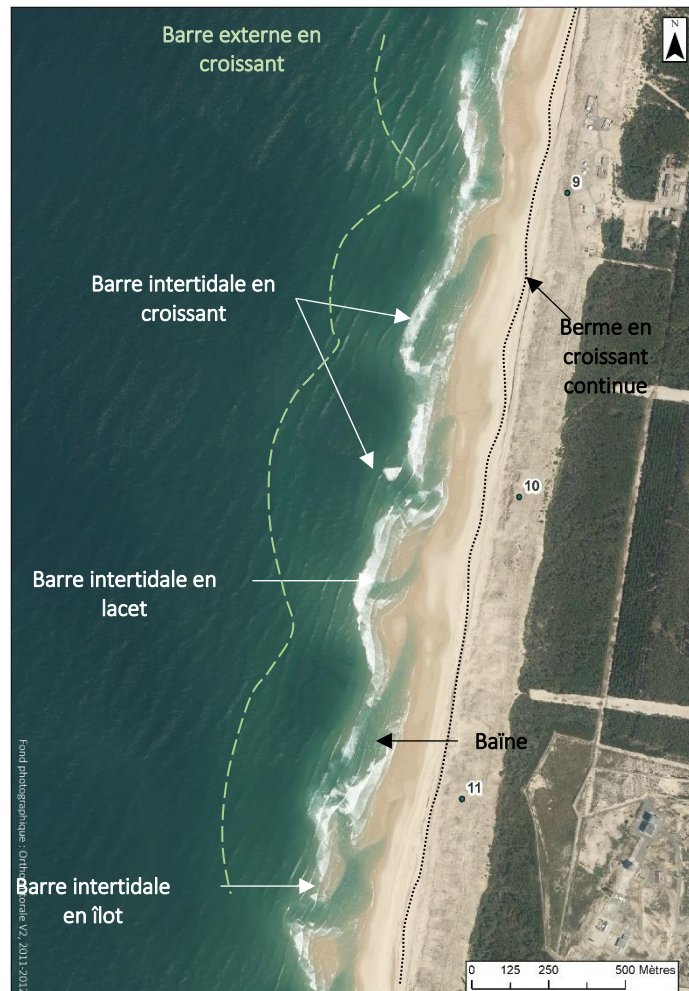


Illustration 181 - Morphologie de la plage au niveau du Centre d'Essai des Landes (©Ortho-Littorale V2, 2011)

Type de dune

Le cordon littoral, situé entre Biscarrosse et Mimizan, a été reprofilé mécaniquement, principalement au cours de la période 1960-1980 (de 1960 à 1970 pour le tronçon jusqu'au PK 14). Depuis cette époque, il a subi des évolutions liées à l'érosion marine (entailles périodiques) et à l'érosion éolienne (excavations frontales, excavations sommitales, avancée du talus interne vers la forêt...).

Ces évolutions traduisent un déplacement du cordon de la mer vers la terre. Son volume est généralement resté stable. Au sud du secteur, là où des avant-dunes sont perchées sur le pied du versant externe, le volume du cordon a augmenté. L'Illustration 182, l'Illustration 183 et l'Illustration 184 représentent

l'évolution progressive de la morphologie dunaire du nord au sud à trois localisations : PK 4,5, PK 11,5 et PK 22 de Biscarrosse.

Au PK 4,5 (Illustration 182), le cordon dunaire ne montre plus de trace du reprofilage qui a eu lieu dans les années 1960-1970. Les orthophotographies de 1994 et de 1998 révèlent la bonne résilience de cette plage, à deux stades distincts. En 1994, la géomorphologie de la dune traduit une zone stable, en accrétion, avec une avant-dune bien établie. En 2016, une large entaille d'érosion est en cours de comblement, le sommet de la falaise dunaire est encore marqué, mais une avant-dune à Agropyron s'est de nouveau formée au pied d'une falaise dunaire éolisée. Les caoudeyres présentes en 1994 et 2016 attestent de l'évolution forte que connaît la dune dans ce secteur.

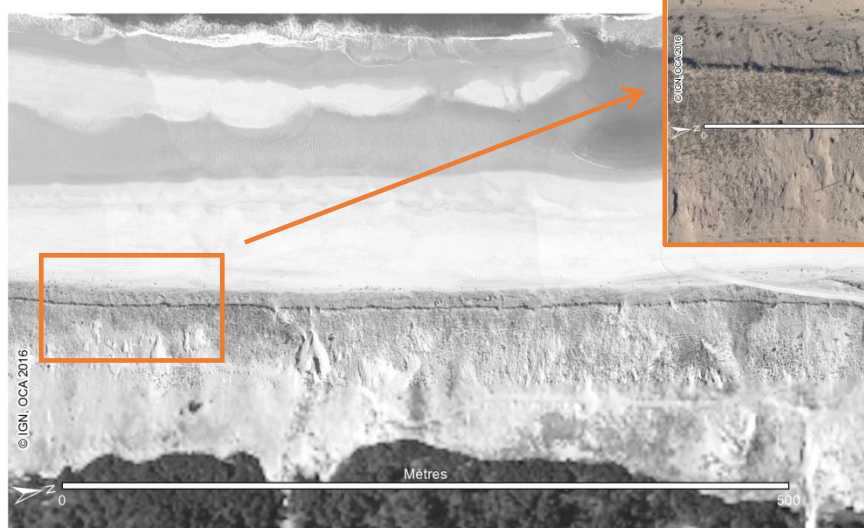
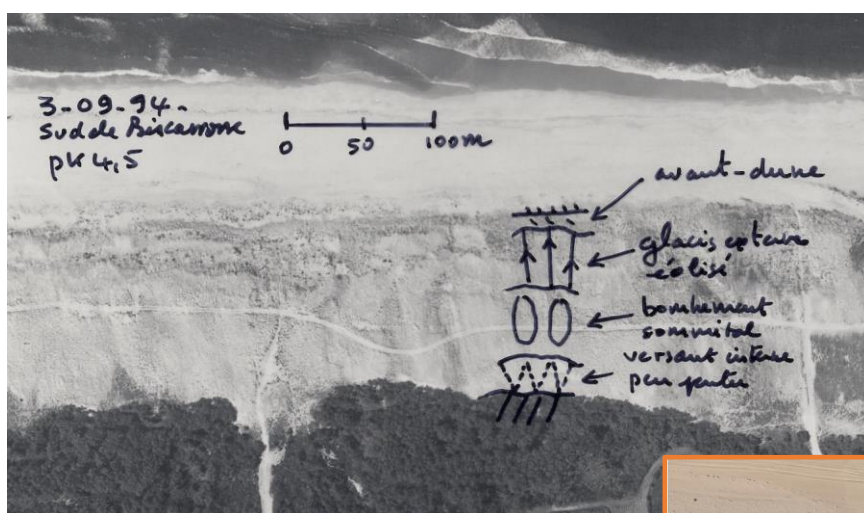
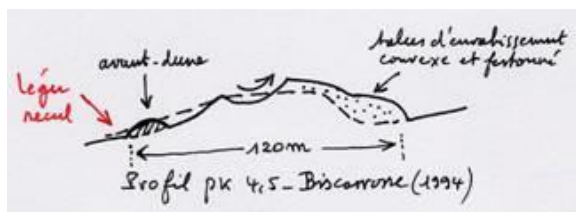


Illustration 182 - Morphologie de la dune au niveau de la sous-cellule 5.1 - au PK 4,5, à 2 km au sud de Biscarrosse-Plage, en 1994 (en haut) et en 2016 (en bas)

La configuration est semblable au PK 11,5 (Illustration 183), où une avant-dune comble une ancienne entaille d'érosion. Ces situations comparables en 1994 et 2016 sont représentatives du comportement général de la dune au droit de la sous-cellule 5.1. Elle y est mobile et possède une bonne résilience face aux attaques marines, les avant-dunes comblant régulièrement les entailles d'érosion.

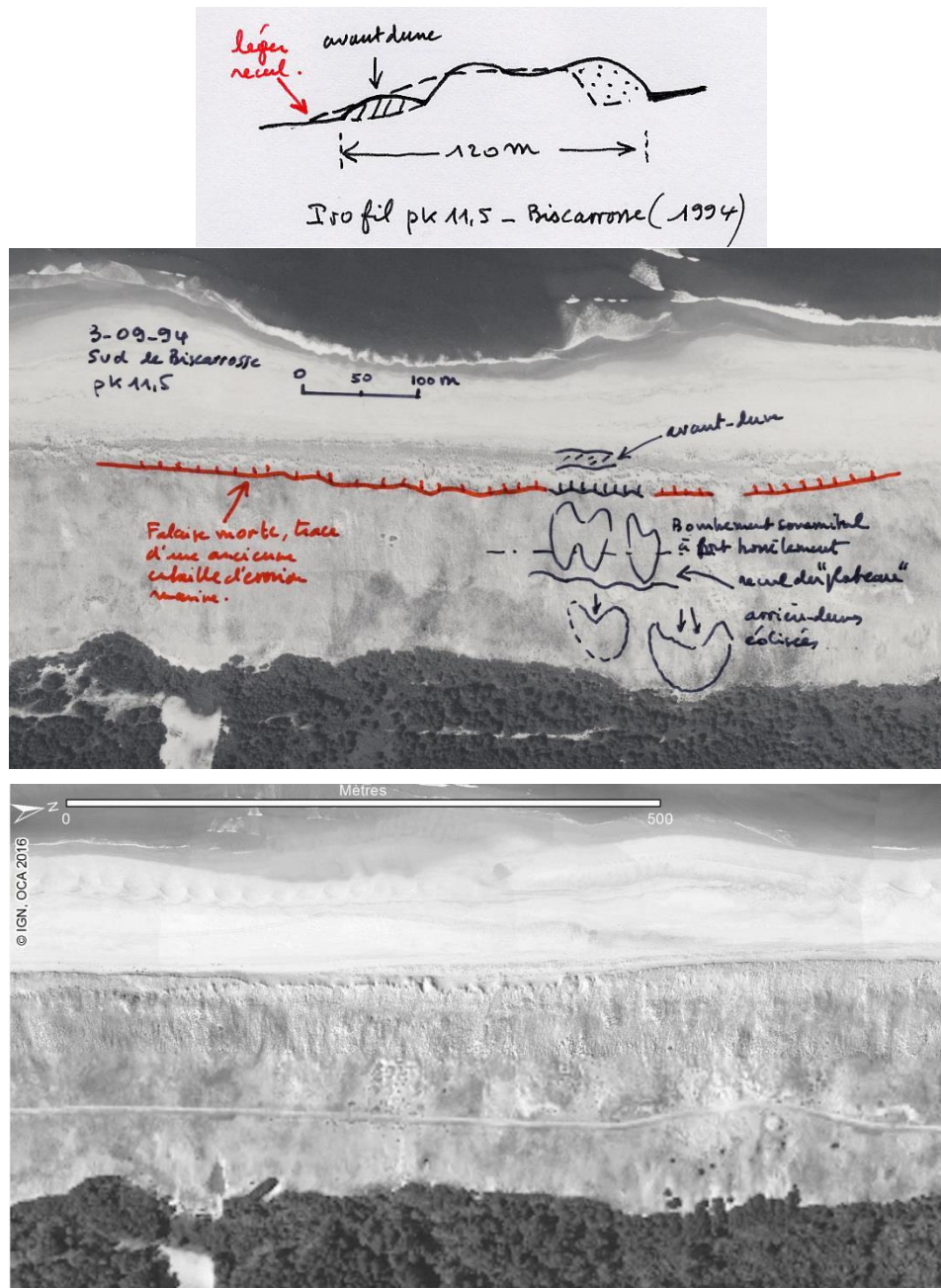


Illustration 183 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.1 - Situation de 1994 (en haut) et 2016 (en bas) au PK 11,5, à 9 km au sud de Biscarrosse-Plage

Au PK 22 (Illustration 184), le cordon dunaire montre encore les traces de son recalibrage (PK 14 à PK 27) réalisé dans les années 1970-1980. En 1994, il n'y a pas d'entaille marine nette, et les apports éoliens, depuis la plage, ont constitué deux avant-dunes successives. La plus ancienne est superposée sur le pied du versant externe, et la plus récente lui est adossée. En 2016, une large entaille d'érosion est présente et fait l'objet de végétalisation. Le recalibrage est toujours perceptible dans la morphologie de la dune et la lisière forestière a légèrement progressé sur le talus interne de la dune.

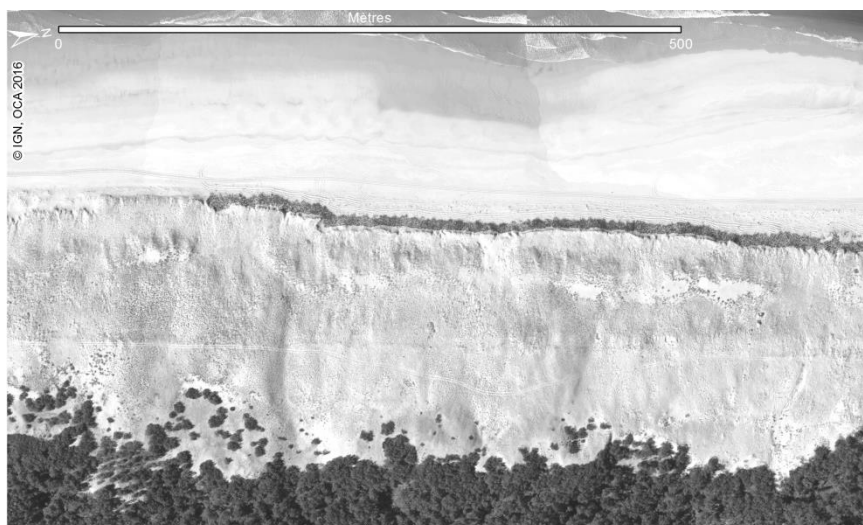
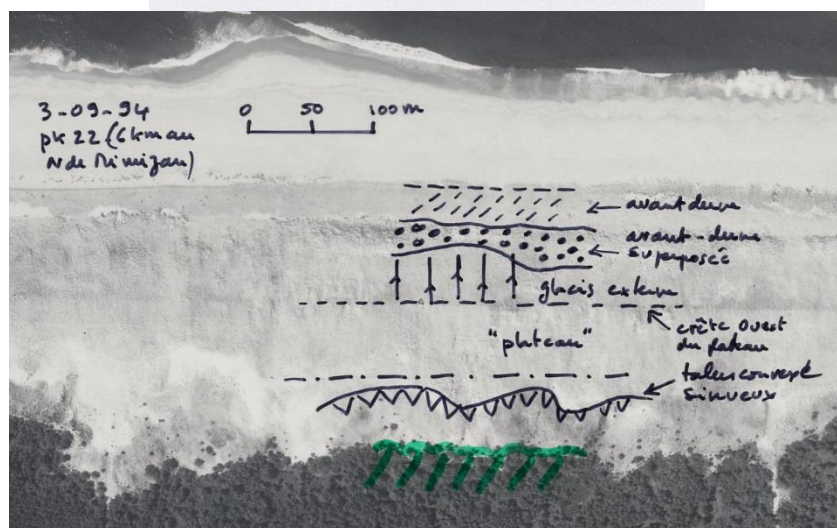
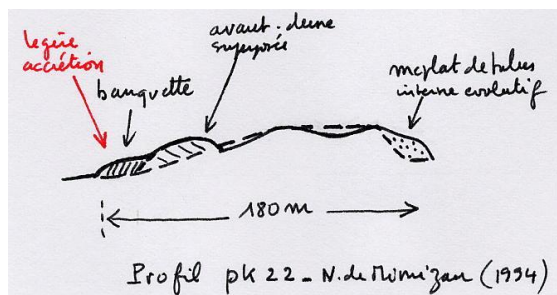


Illustration 184 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.1 - Situation de 1994 (en haut) et 2016 (en bas) au PK 22, à 6 km au nord de Mimizan-Plage

Ces trois situations illustrent bien le passage progressif d'une situation en érosion modérée au nord, vers une tendance à la stabilité, voire à l'accrétion au sud. Le front dunaire présente des morphologies qui traduisent une alternance de phases d'érosion et de phases de répit. Pendant ces dernières, un apport de sable au niveau du trait de côte, via la constitution d'avant-dunes larges et bien établies, confère au système une certaine stabilité.

Type de contact entre plage et dune

Il est caractérisé par une alternance entre des tronçons à transition progressive entre la plage et l'avant-dune et des tronçons présentant des falaises d'érosion. Les contacts progressifs sont toutefois plus fréquents.

L'évolution du nord vers le sud du contact dune/plage est similaire à celle observée concernant les types de dunes : abrupt au nord, où le trait de côte recule ; il s'adoucit progressivement vers le sud où la stabilité prédomine.

Evolution passée du trait de côte

Au sein de cette sous-cellule, Manaud *et al.* (2001) montrent une avancée du trait de côte générale entre 1825 et 1966, à des taux variant de 0,3 à 1,5 m/an : 210 m au niveau du camp de Nouas (PK 8 ; soit 1,5 m/an en moyenne), 100 m au niveau de la maison forestière de Léougès (PK 11 ; soit 0,7 m/an en moyenne), 120 m au niveau de la maison forestière de Jaougot (PK 16 ; soit 0,8 m/an en moyenne), 140 m au niveau de Bel Air (soit 1 m/an), 80 m à la maison forestière des Lamanchs (PK 25 ; soit 0,6 m/an en moyenne) et 50 m au nord du courant de Mimizan (soit 0,3 m/an).

Ces mêmes auteurs notent cependant une avancée beaucoup moins significative entre 1966 et 1998. L'accrétion ralentit avec des vitesses d'avancée du trait de côte maximales de 0,4 m/an : la côte serait restée stable au niveau du camp de Nouas ; le gain serait de 10 m au niveau de la maison forestière de Léougès (soit 0,3 m/an), de 15 m au niveau de la maison forestière de Jaougot (soit 0,4 m/an), de 30 m au niveau de Bel Air (soit 0,9 m/an). La tendance à la stabilité dominerait à la maison forestière des Lamanchs et au nord du courant de Mimizan.

Les positions historiques du trait de côte de 1998 à 2014 indiquent, du nord au sud :

- au niveau du camp de Nouas : une oscillation du trait de côte dans une bande de 20 mètres, exprimant une tendance à la stabilité, marquée par une accrétion dans la première partie de cette période, puis une érosion jusqu'en 2014 ;
- au niveau de la maison forestière de Léougès : une oscillation de la position du trait de côte dans une bande de 15 m, la position en 2014 se trouvant localement alternativement à l'ouest (accrétion) et à l'est (érosion) du trait de côte de 1998 (Illustration 185) ;
- au niveau de la maison forestière de Jaougot, la tendance à la stabilité entre 1998 et 2014 apparaît plus marquée ;
- au niveau de la maison forestière de Lamanchs : de nouveau, une oscillation du trait de côte dans une bande de 20 mètres, exprimant une tendance à la stabilité, les positions du trait de côte de 1985 et 2014 étant très proches (Illustration 185).

Scénario évolutif

Les évolutions indiquent une tendance historique à l'accrétion, qui tend à se ralentir durant les dernières années. Cela se traduit également par la distribution des contacts dune/plage qui sont soit marqués par une avancée avec développement d'avant-dunes, soit marqués par des entailles d'érosion.

Ainsi, le scénario évolutif retenu est le scénario 3, qui caractérise un environnement au bilan sédimentaire légèrement négatif, avec une alternance entre des phases d'érosion et des phases de stabilité à légère accrétion.



Illustration 185 - Positions historiques du trait de côte de 1998 à 2014 au droit de la sous-cellule 5.1, au niveau des maisons forestières de Léougès et de Lamanchs

Evolution prévisible/aléa

Sur l'ensemble de la sous-cellule sédimentaire 5.1, l'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 indique des taux moyens de recul de 1,4 m/an +/- 0,3 m/an.

Impact d'un évènement majeur

Les tempêtes de l'hiver 2013/2014 ont provoqué une importante érosion du littoral de cette sous-cellule : de nombreux accès à la plage ont été détruits et le recul de la dune a été constaté. Les mesures réalisées par l'OCA identifient sur ce tronçon des reculs de 10 à 20 m, avec un maximum à 24,6 m au sud de la commune de Biscarrosse.

4.7.2. Sous-cellule 5.2 : de Mimizan-Plage au courant du Huchet

Cette sous-cellule de 37 km de longueur (PK 27 à PK 64) s'étend sur le littoral landais de Mimizan-Plage jusqu'à la rive nord de l'embouchure du courant d'Huchet, sur la commune de Moliets-et-Maâ (Illustration 186). L'orientation de la côte est ici plus oblique (12°N au nord et 14°N au sud) que dans la sous-cellule précédente.

Le courant de Contis (Contis-les Bains, Landes), qui sépare les communes de Saint-Julien-en-Born et Lit-et-Mixe appartient à cette sous-cellule (Illustrations 22 et 23).

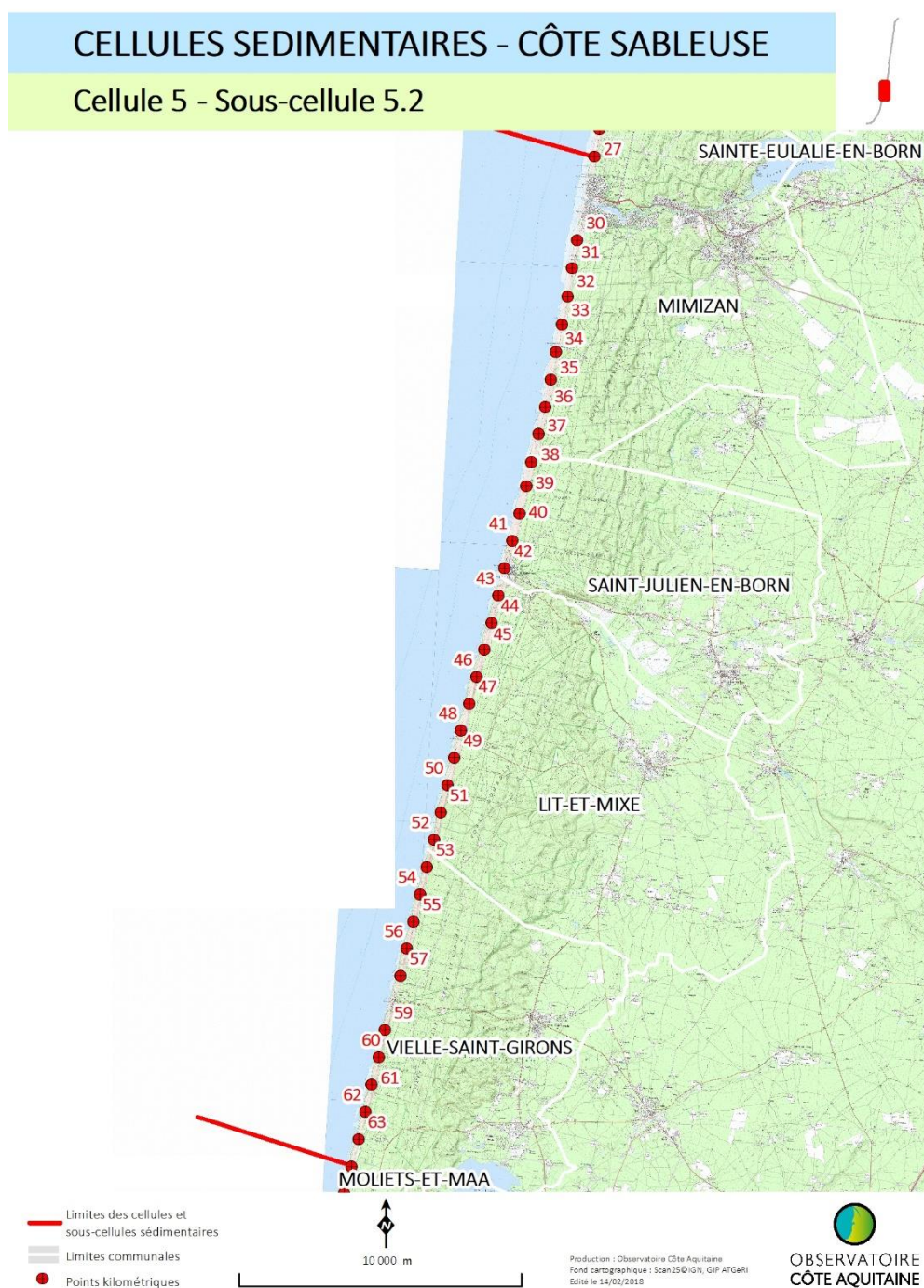


Illustration 186 - Localisation de la sous-cellule 5.2 de Mimizan au courant du Huchet (© Scan 25 IGN)

Type de plage

La plage est relativement étroite (20 à 50 m entre le pied de dune et le niveau marin) et elle s'élargit vers le sud. L'altitude du pied de dune est assez élevée (5-6 m NGF/IGN69), indiquant la présence d'un stock sableux important (Illustration 187).

A partir de Mimizan, les caractéristiques des plages passent du type 3 au type 4. Les systèmes de barres-baines sont très courts (parfois inférieurs à 300 m), très obliques par rapport au trait de côte et assez

irréguliers. Les sorties de baïnes sont presque transversales au littoral ; les barres intertidales forment des crochons vers le sud très arrondis (Illustration 188).

Au sud de cette sous-cellule, la longueur d'onde des systèmes barres-baïnes est légèrement plus importante (de l'ordre de 400-500 m). Les systèmes sont plus irréguliers au sud de Saint-Girons.

PROFIL L7

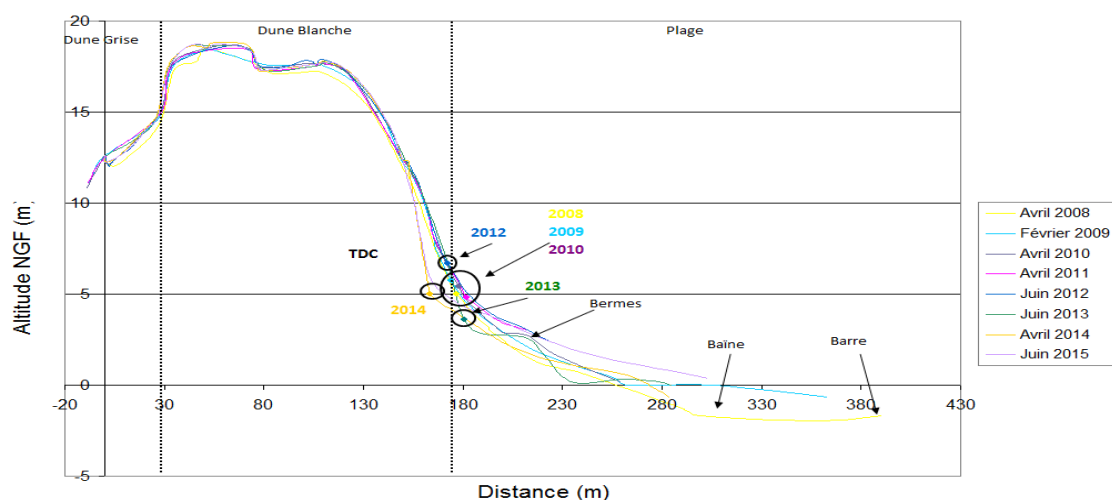


Illustration 187 - Morphologie et évolution 2008-2015 du profil dune/plage L7 au niveau de Lespécier (PK 34). La zone de plage montre la grande variabilité interannuelle des systèmes barres-baïnes.



Illustration 188 - Quelques systèmes barres-baïnes de la sous-cellule sédimentaire 5.2. Lespécier (à gauche) ; Cap de l'Homy (au centre) et sud de Saint-Girons (à droite) (©IGN, OCA 2016)

Cas de Mimizan-Plage

Le secteur de Mimizan-Plage est urbanisé autour du débouché du courant qui relie le lac d'Aureilhan à la mer. Le lit du cours d'eau, qui divaguait dans la lette pré-littorale, a été redressé en 1872 et son embouchure fixée sur sa rive sud par une palissade de planches. L'ouvrage a été reconstruit en 1958 et une digue nord a été ajoutée en 1967, puis restaurée en 2001. Les deux structures s'avancent jusqu'à la laisse

de basse mer. En complément de ce dispositif, deux épis ont été construits au nord, en 1961 et en 1966 (LCHF, 1987). Bien que l'impact des ouvrages ait été considéré comme faible par le passé, on peut remarquer un engraissement significatif au nord de la digue nord depuis sa reconstruction (Illustration 189).



Illustration 189 - Orthophoto IGN de Mimizan-Plage en 2000 (à gauche), image SPOT 2007 (à droite) et photographie aérienne de 2010 (en bas, © Michel Le Collen). Bien que le niveau de marée soit différent, une accentuation du décrochement entre 2000 et 2007 avec un estran beaucoup plus restreint au sud du courant est visible.

Type de dune

On distingue une variation du type de dune du nord au sud.

- De Mimizan Plage au sud de la commune, de part et d'autre de Lespèsier (PK 29 à PK 38)

Ce secteur est caractérisé par une forte proportion de falaises mortes avec le développement d'une avant-dune en cours. Cela traduit la succession d'attaques marines et de phases de répit de l'érosion, avec cependant une conservation générale du cordon dunaire (Illustration 190). En 1998, au nord de Lespèsier (PK 33-34), une entaille marine est totalement comblée au cours d'une longue période d'accrétion. Il est toujours possible de discerner la cicatrice de cette ancienne entaille en 2016, et le trait de côte n'a remarquablement que très peu évolué sur les prises de vue successives séparées de près de 20 ans. Il en est de même pour la dune, qui a conservé sa morphologie au cours de cette période. Ces informations sont des indicateurs de budgets sédimentaires équilibrés sur le moyen terme, tant au niveau de la plage que du cordon dunaire.

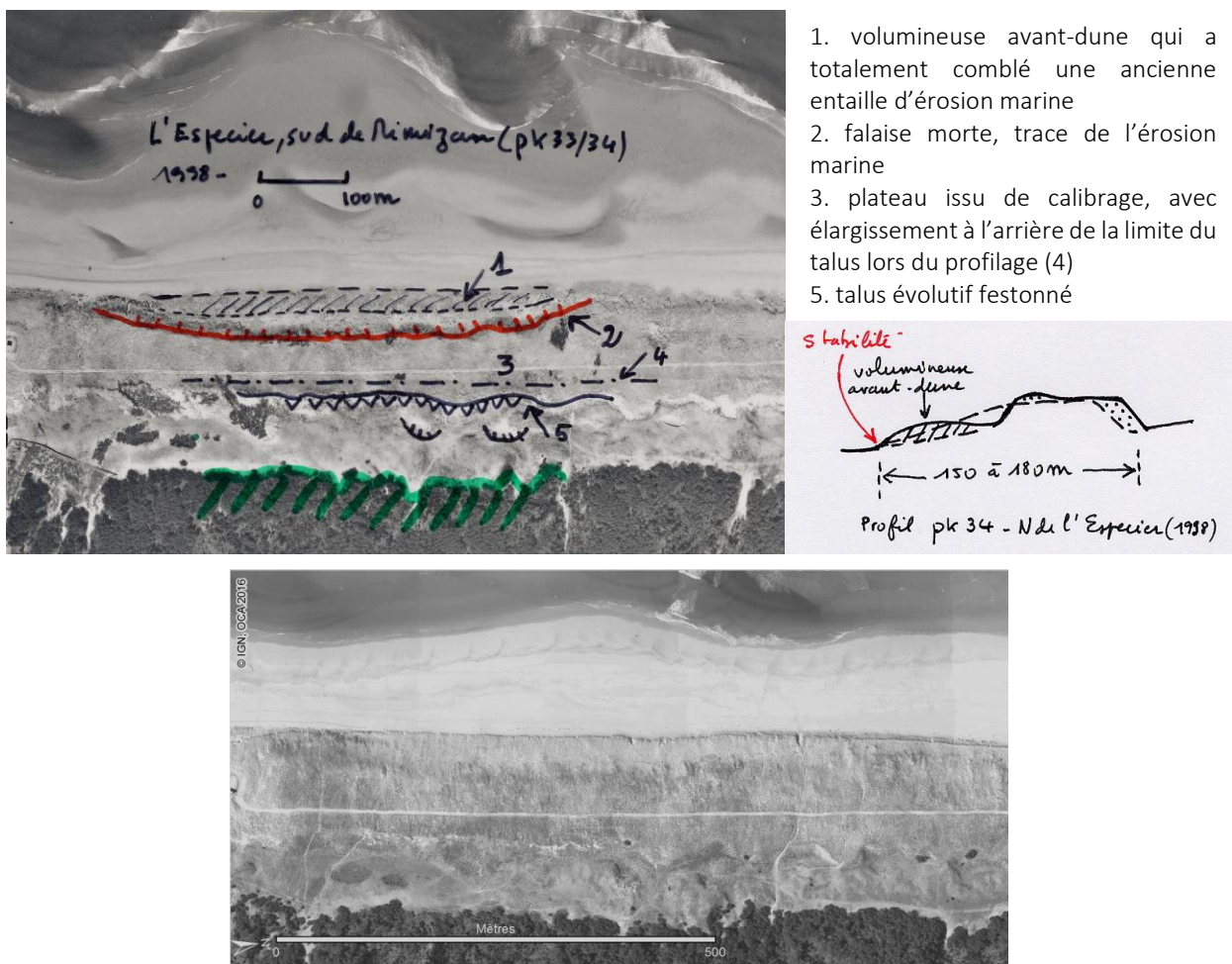


Illustration 190 - Morphologie de la dune au sein de la sous-cellule 5.2 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)

- De la limite communale sud de Mimizan à Contis-les-Bains (plage de la commune de Saint-Julien-en-Born, PK 38 à PK 42)

Ce secteur a été en grande partie remodelé dans les années 1970-1980. La partie interne du profil de l'époque est bien conservée (plateau et partie haute du glacis externe) (Illustration 191).

En 1998, une volumineuse avant-dune s'est superposée au pied du glacis externe, c'est l'habitat typique de dune blanche à oyats. Elle est précédée d'une banquette à Agropyron, qui démontre une accrétion continue. En 2016, le pied de dune est globalement à la même position ; le sommet de la dune est constitué par une falaise morte. Le système dune blanche/dune grise n'a également que très peu évolué. La végétation a légèrement colonisé la dune grise.

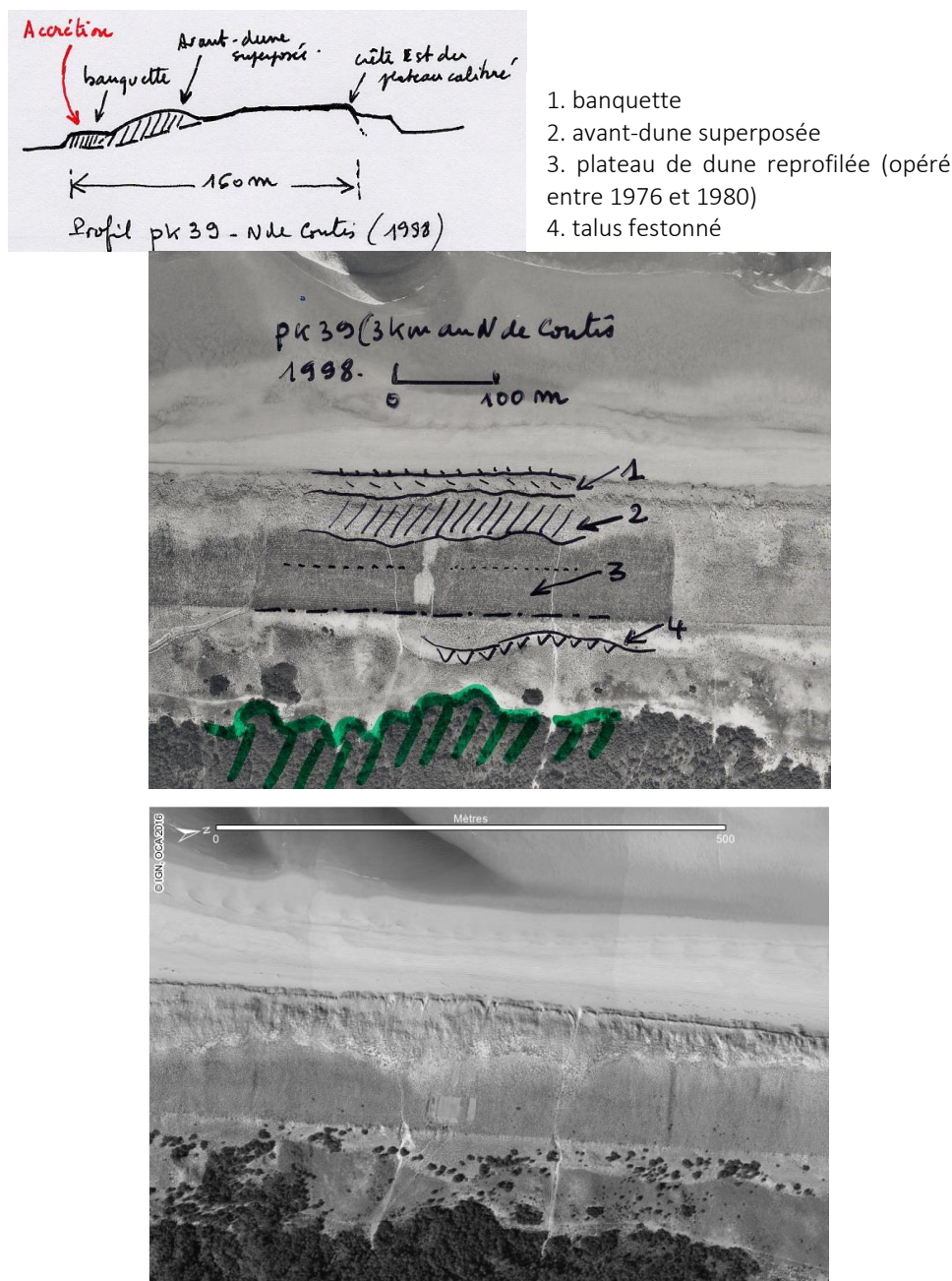
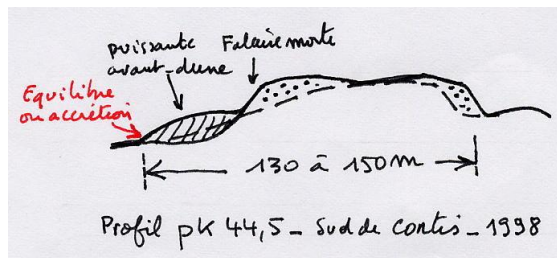


Illustration 191 - Morphologie de la dune au sein de la sous-cellule 5.2, au nord de Contis (PK 39) en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)

- De Contis à Cap de l'Homy (plage de Lit-et-Mixe, PK 42 à PK 47)

L'ancien remodelage de la dune est encore très visible (Illustration 192). En 1998, les entailles marines, assez anciennes, ont leurs bases bien regarnies par des apports depuis la plage. La falaise dunaire est fortement éolisée, peu pentue. En 2016, des falaises mortes sont de nouveau présentes, plus raides qu'en 1998, plus de deux ans après leur formation lors de l'hiver 2013/2014. La morphologie de la dune n'a pas ou peu évolué, seule la végétation forestière semble progresser vers l'ouest au sein de la lette grise.

Le bilan sédimentaire est équilibré, voire positif, à des échelles de quelques années à la décennie. La double ligne d'avant-dunes est caractéristique du tronçon de côte entre Contis et Cap de l'Homy.



1. puissante avant-dune
2. falaise morte fortement éolisée
3. avant-dune perchée sur glaci externe
4. plateau en « berceau » entre deux bombements, celui de l'avant-dune perchée et celui de l'ancienne palissade de l'est du plateau reprofilé
5. falaise éolisée résultant d'une entaille marine assez récente

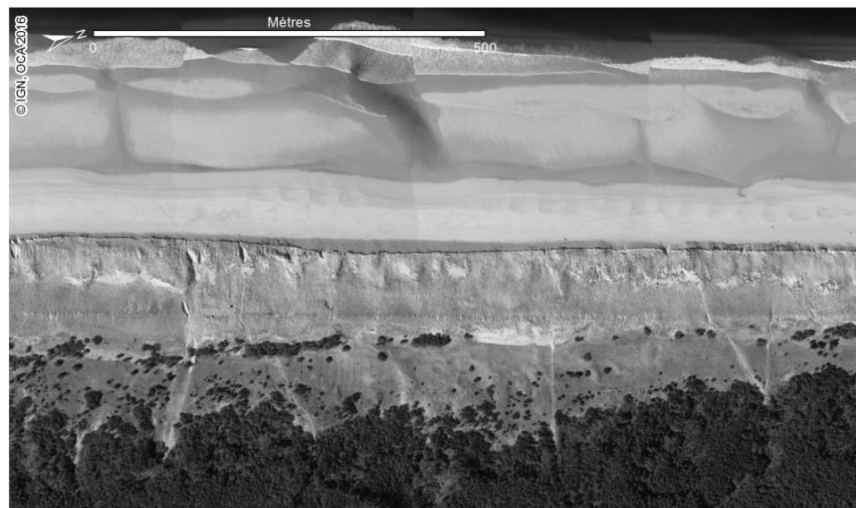
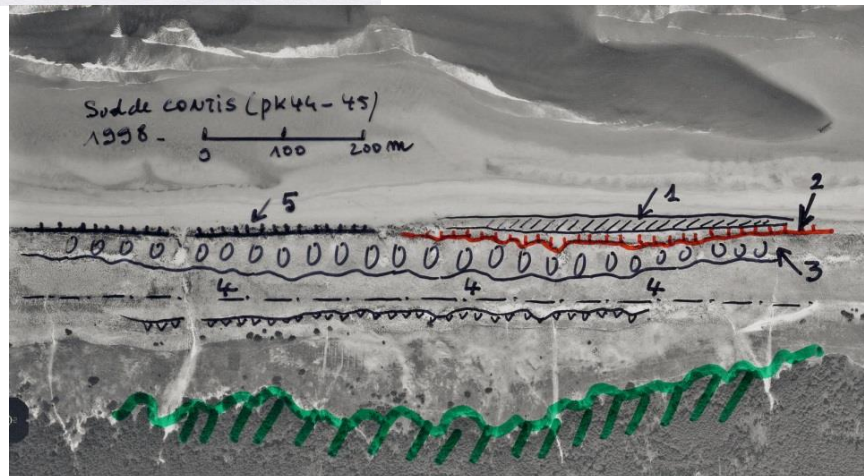


Illustration 192 - Morphologie de la dune au sein de la sous-cellule 5.2, au sud de Contis (PK 44-45) en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)

- De Cap de l'Homy à Saint-Girons-Plage (PK 48 à PK 58)

Le cordon dunaire a, dans ce secteur, une largeur de 120 à 160 m. Il est marqué par une alternance d'entailles marines, là où l'érosion perdure, et de secteurs où des avant-dunes bien développées se sont installées en pied d'entaille. Elles indiquent une phase de reconstitution du stock sableux postérieure à une phase d'érosion (Illustration 193). Ce secteur pris dans son ensemble a un bilan sédimentaire proche de l'équilibre.

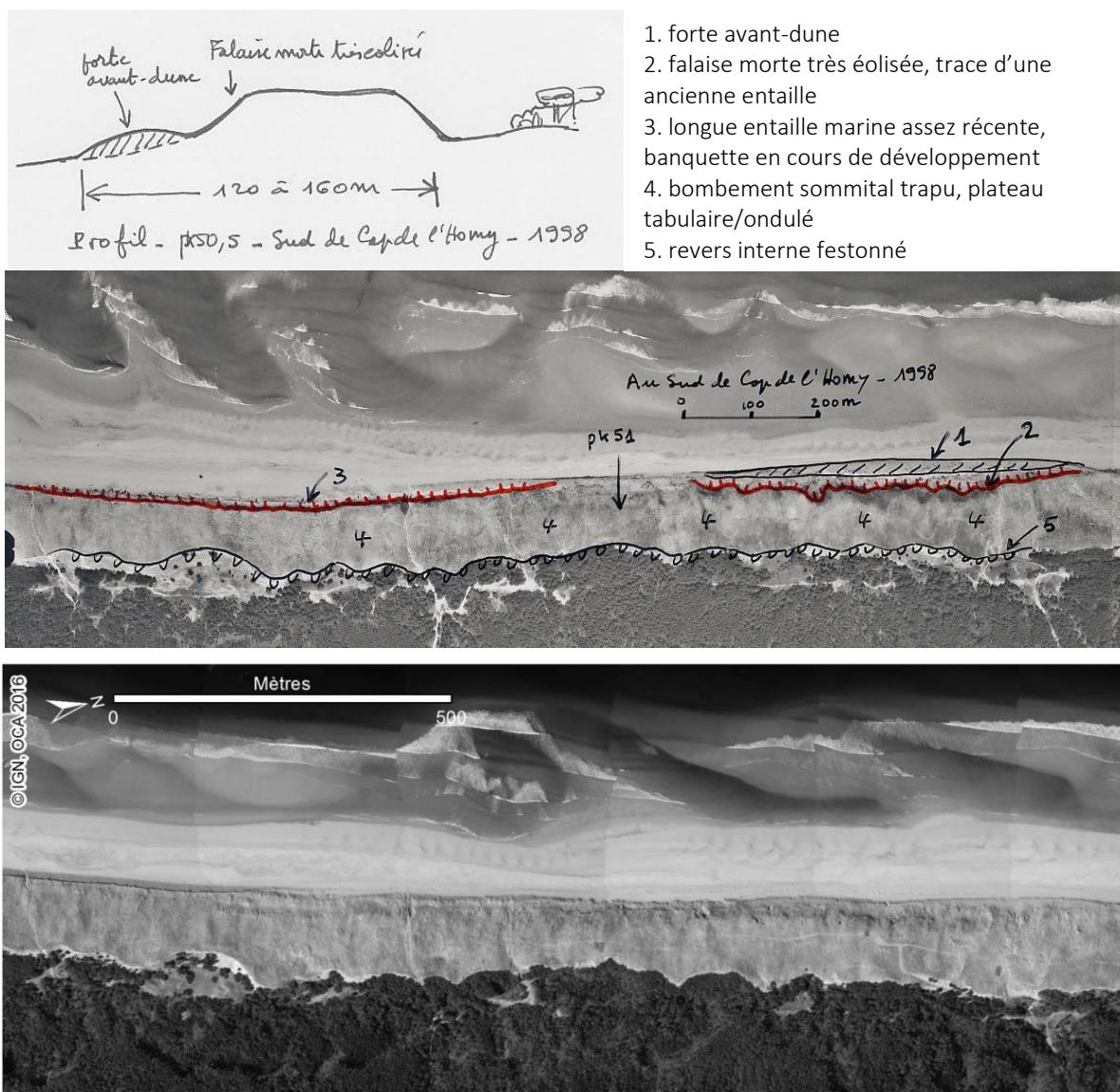


Illustration 193 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.2 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas) - Sud du cap de l'Homy (PK 50-51)

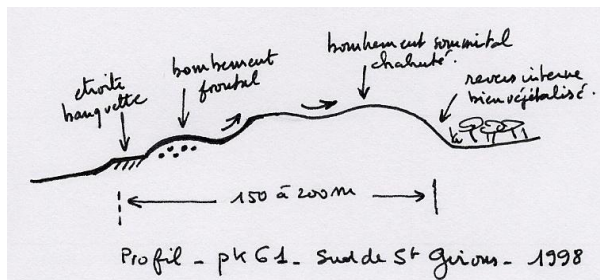
- De Saint-Girons-Plage au nord du courant d'Huchet (PK 58 à PK 64)

C'est à l'arrière de cette portion du littoral que le système des grands cordons barkhanoïdes récents se rétrécit pour laisser place au début du système de vieilles dunes paraboliques du Marensin.

Le cordon littoral ne porte pas de trace visible de remodelage ; son versant externe est souvent chaotique et découpé de caoudeyres (Illustration 194). Cependant ce cordon reste trapu, assez large et bien

végétalisé. Les entailles d'érosion marine sont nombreuses et de taille variable. Après les attaques marines, le cordon se cambre et se déplace vers l'arrière. Lors des répits qui suivent, de nouveaux apports depuis la plage viennent compenser les pertes.

On retrouve ces morphologies dans les deux situations de 1998 et 2016, avec assez peu d'évolution au niveau de la dune durant la période. La zone de transition entre la plage et la dune présente également les mêmes caractéristiques, avec cependant un impact encore bien visible en 2016 de la forte érosion survenue en 2013/2014. Au nord, une large entaille d'érosion est en cours de comblement par une avant-dune superposée sur une banquette. Puis on passe à un secteur où la falaise dunaire est bien éolisée. Enfin, au sud, on trouve une entaille d'érosion ancienne (antérieure à 2010) comblée par une puissante avant-dune établie, dominée par une falaise morte.



1. petite entaille marine en début de répit
2. bourrelet dunaire frontal (ancienne avant-dune)
3. large bombement sommital à longues bosses
4. étroite banquette

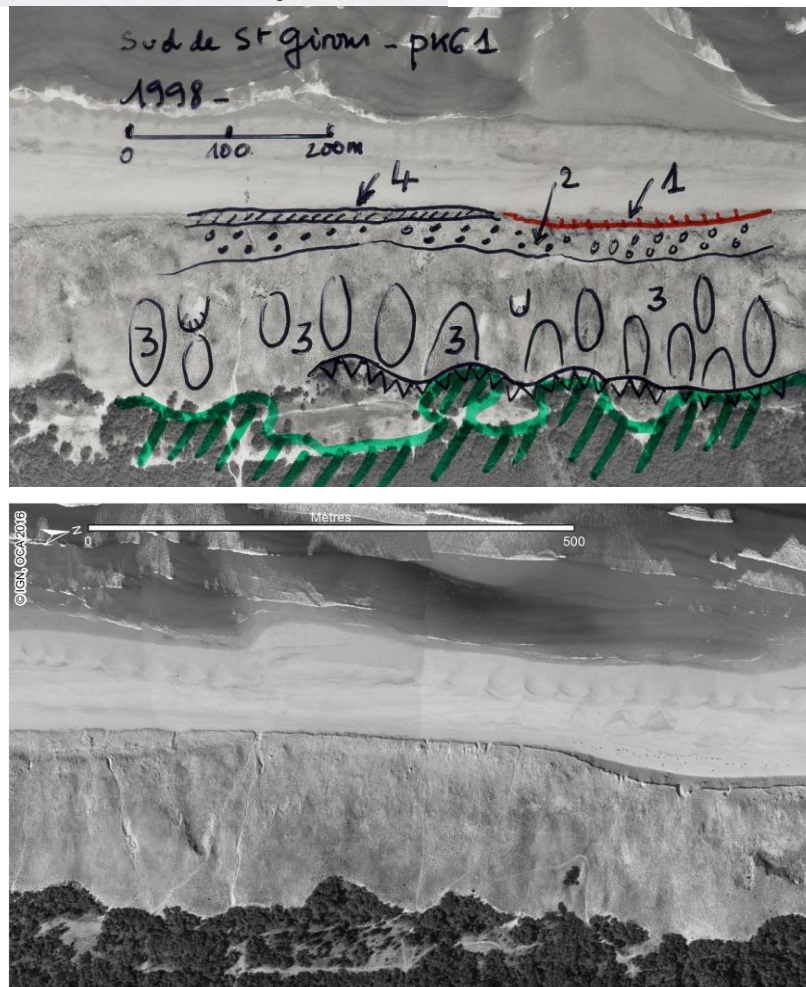


Illustration 194 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.2 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas) - Sud de Saint-Girons (PK 61)

- **Synthèse sur le type de dune de Mimizan-Plage au Huchet**

Sur l'ensemble de cette sous-cellule, le cordon dunaire montre une grande diversité de morphologies, tout en restant puissant et bien développé. Dans l'ensemble, le volume du cordon dunaire se maintient et localement, peut augmenter.

De Mimizan-Plage au sud de la commune, les dunes sont encore bien profilées (suite au remodelage des années 1960-1970) et évoluées, avec conservation de volume. Leur largeur est de l'ordre de 120 à 150 m.

De Contis au nord du Cap de l'Homy, les avant-dunes sont omniprésentes, assez larges et en majorité superposées au pied du versant externe du cordon dunaire, dominé par une falaise morte très éolisée. Les dunes (avant-dunes incluses) sont larges de 150 à 200 m. Elles sont de type profilé et évolué, avec augmentation de volume.

Du nord du Cap de l'Homy au Huchet (nord du courant), le cordon dunaire ne porte pas de traces claires des anciens calibrages. Il est souvent de forme bombée, assez étroit, relativement chaotique, mais bien végétalisé. Les avant-dunes sont très présentes, mais moins développées que dans la sous-cellule précédente. Ce sont principalement des avant-dunes de comblement d'entailles.

Type de contact entre plage et dune

Les contacts dune/plage sont de deux types au niveau de cette sous-cellule :

- de Mimizan à Contis et du Cap de l'Homy au Huchet, on observe une alternance entre des contacts dune/plage constitués par des falaises d'érosion et des contacts progressifs entre la plage et des avant-dunes comblant d'anciennes entailles d'érosion. Ces derniers sont les plus fréquents ;
- de Contis au Cap de l'Homy, les contacts dune/plage sont quasi-exclusivement des transitions progressives entre l'avant-dune et la plage (Illustration 195).



Illustration 195 - Contact dune/plage progressif au niveau de Arnaoutchot (© OCA)

Evolution passée du trait de côte

De 1825 à 1966 (Manaud *et al.*, 2001), le trait de côte est majoritairement stable, sauf à l'aval-dérive des embouchures des courants de Mimizan et de Contis où l'on observe un recul. Celui-ci serait plutôt lié aux divagations des courants qu'à l'érosion marine. Ainsi, le secteur de Lespecier nord montre un recul de 80 m (soit 0,6 m/an) ; mais à Lespecier sud, le trait de côte avance de 50 m (soit 0,3 m/an) et de 60 m (soit 0,4 m/an) au cap de l'Homy. Sur la commune de Vielle-Saint-Girons, le nord recule (50 m, soit 0,3 m/an), mais le sud avance : 80 m au sud de Saint Girons et 180 m au niveau de Arnaoutchot (soit 1,3 m/an).

En revanche, de 1966 à 1998, c'est l'avancée du trait de côte qui prédomine sur toute cette portion du littoral : 25 m à Lespecier nord, 50 m à Lespecier sud, 75 m au Cap de l'Homy, 80 m au sud de Saint-Girons et 15 m au niveau de Arnaoutchot. Seul le secteur de Saint-Girons est stable sur cette période, même si des reculs importants sont observés par l'ONF de 1990 à 1996 (6 à 17 m).

Les positions du trait de côte de 1998, 2009 et 2014, sur l'ensemble de la sous-cellule 5.2, oscillent dans une bande de 10 à 20 m de large. La tendance générale a été à l'accrétion entre 1998 et 2009, puis à un recul entre 2009 et 2014, imputable notamment aux tempêtes de l'hiver 2013/2014. L'analyse des positions du trait de côte de 1998 et de 2014 montre une alternance de secteurs en érosion et en accrétion, qui traduit une globale stabilité au cours de cette période.

Scénario évolutif

Au droit de la sous-cellule sédimentaire 5.2, le scénario évolutif proposé est le scénario 3 qui caractérise un équilibre entre les phases d'érosion (entailles) et les phases de répit, voire d'accrétion (avant-dunes, banquettes), avec des oscillations du trait de côte autour d'une position moyenne, éventuellement en léger recul. En arrière, le cordon dunaire évolue peu.

Evolution prévisible/aléa

L'évolution prévisible à moyen terme est une poursuite des évolutions récentes, correspondant à une oscillation du trait de côte autour d'une position moyenne, selon une alternance d'avancées progressives (constitution d'avant-dunes, banquettes) et de reculs soudains (entailles) du trait de côte. La tendance à moyen terme est au recul modéré à faible.

L'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 indique des taux de recul moyens de l'ordre de 1,3 m/an +/- 0,5 m/an, qui tendent à diminuer vers le sud.

Impact d'un évènement majeur

Les observations de l'hiver 2013/2014 relatent une érosion plus marquée au nord de cette sous-cellule, comparable à ce qui a été observé dans la sous-cellule 5.1. Des reculs de 10 m à presque 20 m ont été relevés entre Mimizan et Contis ; l'estran dans cette zone s'est alternativement engraisé et abaissé. De Lit-et-Mixe au courant d'Huchet, les reculs sont plus modérés (maximum de 8,4 m). L'abaissement de la plage est en revanche quasi-généralisé (de 0,6 m à 2,5 m).

4.7.3. Sous-cellule 5.3 : secteur du Marensin, de Huchet-Plage à Hossegor (27 km, PK 64 à PK 91)

Le trait de côte est orienté à 14°N, à l'exception de la partie sud, entre les Casernes et Hossegor, qui devient moins oblique (9°N) (Illustration 196). Il est limité au sud par la plage d'Hossegor, au nord de la digue du port de Capbreton.

L'arrière-pays est caractérisé par la présence d'un exceptionnel champ de dunes anciennes, de type parabolique, qui n'a pas été recouvert par les dunes modernes comme cela est généralement le cas sur le littoral aquitain.

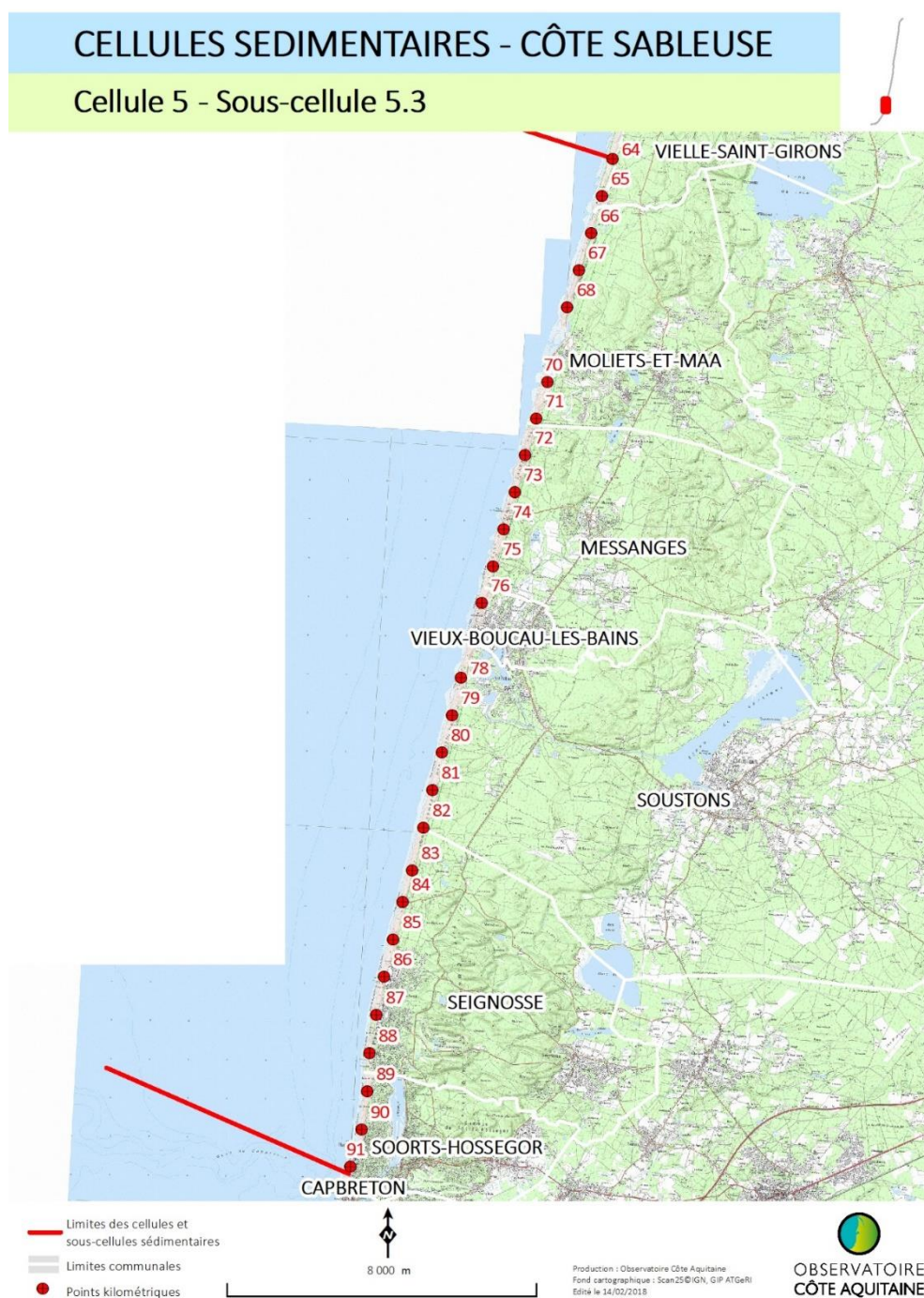


Illustration 196 - Carte de situation de la sous-cellule 5.3, de Huchet-Plage à Hossegor (@ Scan 25 IGN)

Type de plage

Les plages de cette sous-cellule de 27 km correspondent au type 4.

De l'embouchure du courant d'Huchet à Vieux-Boucau, la plage intertidale est large (250 m +/- 50 m selon les périodes) et les systèmes de barres-bâines, en forme de crochons très arrondis vers le sud, sont très bien marqués (Illustration 197 à gauche). Les barres sont un peu moins obliques que dans la sous-cellule 5.2 et les sorties de bâines quasi-transverses. Les systèmes barres-bâines sont régulièrement espacés, avec une longueur d'onde de l'ordre de 400 - 500 m plus importante que dans les sous-cellules situées plus au nord.

De Vieux-Boucau aux nord des Casernes, les barres deviennent pratiquement parallèles à la côte, avec un exutoire des bâines orienté vers le sud (Illustration 197 à droite). Ces systèmes de barres deviennent beaucoup plus irréguliers. La pente de la plage est plus prononcée (de l'ordre de 6 %).

Des Casernes à Hossegor, les systèmes de barres redeviennent un peu plus obliques avant de disparaître plus au sud. Ces barres sont plus proches de la côte et le chenal de vidange presque inexistant (Illustration 198). La largeur de la plage augmente fortement au fur et à mesure que l'on s'approche de la digue d'Hossegor, qui bloque la dérive littorale nord-sud.

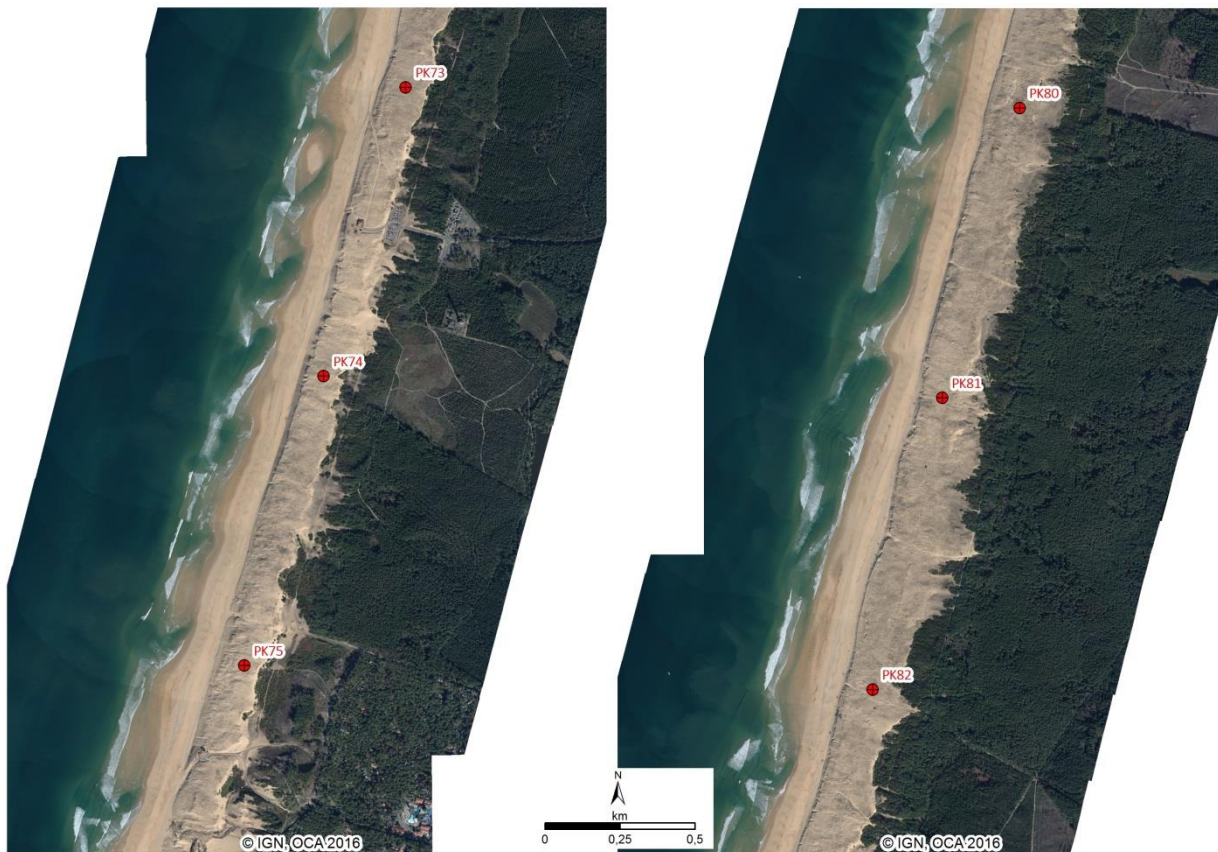


Illustration 197 - Morphologies des plages au sein de la sous-cellule 5.3 . A gauche au niveau de l'Etang de Moisan ; à droite : au nord du Penon en 2016

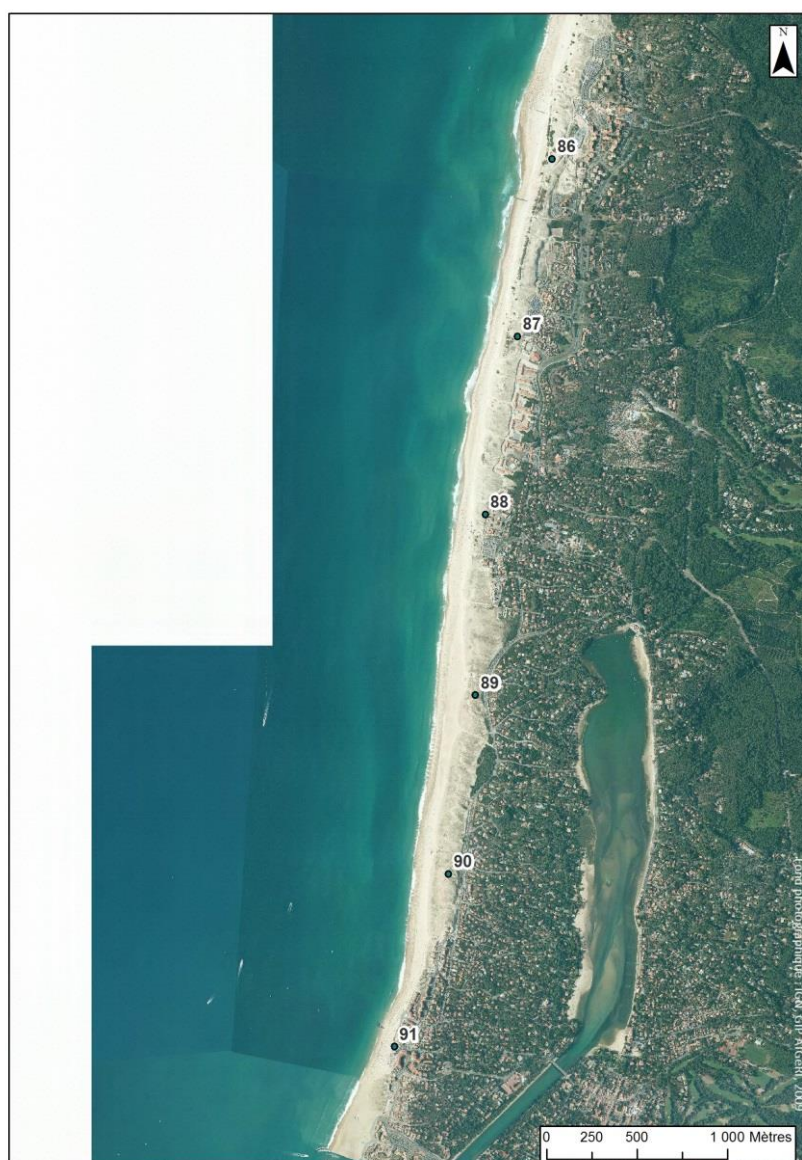


Illustration 198 - Morphologie des plages au sud de la sous-cellule 5-3 . De Hossegor à la digue de Capbreton : disparition progressive du système de barres/bâines du nord vers le sud

Type de dune

- **Le long du courant d'Huchet (PK 65 à PK 69)**

Le long du courant d'Huchet (Illustration 199), le cordon est bien alimenté en sable, ce qui se traduit par de fortes accumulations frontales (Illustration 200). Le pied du versant externe connaît une alternance entre des phases d'érosion marine, avec formation d'une falaise, et des phases de répit, avec le développement d'avant-dunes. Les apports de sable au cours de ces périodes de répit permettent de compenser les pertes des périodes érosives.

Quelques caudeyres se développent, essentiellement dans la dune blanche. Le courant d'Huchet forme naturellement des méandres dans la forêt de l'arrière-pays et divague sur la plage.



Illustration 199 - Vue aérienne de l'exutoire du courant d'Huchet (Photo ©OCA 25/06/2017)



Illustration 200 - Morphologie du contact dune/plage le long du courant d'Huchet : transition continue entre le haut de plage et une falaise dunaire éolisée (photo ©OCA 06/08/2016)

- De Moliets à Vieux-Boucau (PK 69 à PK 76)

En 1998, on observe très peu d'entailles marines nettes sur ce linéaire. A la suite de l'hiver 2013/2014, des entailles sont présentes en 2016 (Illustration 201), où l'on note une éolisation de la falaise morte et la présence d'une avant-dune embryonnaire. L'entaille relevée au sud sur l'illustration 201 en 1998 est, quant

à elle, comblée. Les traces des remodelages du profil dunaire ne sont plus visibles. Le cordon dunaire est plutôt large, tabulaire, avec des bombements frontaux (avant-dunes superposées) parfois précédés de banquettes. Ce secteur est en équilibre sédimentaire, voire en légère accrétion.

Ce type de faciès dunaire se retrouve plus au sud entre Messanges et Vieux-Boucau. Le cordon y est large, on constate une augmentation frontale de son volume, indicateur d'accrétion.

La zone, située au nord de Vieux-Boucau (PK 76) est un cas exceptionnel de déplacement de volumes de sable importants vers l'arrière-pays (Illustration 202). En effet, la dune littorale s'est très fortement remise en mouvement, avec des envahissements de langues de sable dans la forêt en arrière. Ce faciès original n'est pas indicateur d'une dynamique marine particulièrement active dans ce site, mais plutôt de la conjonction entre la forte pression anthropique et l'absence de gestion du cordon dunaire. La dégradation de la végétation dunaire par le piétinement entraîne une remobilisation plus facile du sable dunaire par déflation éolienne et un transport sableux vers l'intérieur des terres, et la forêt de pins en arrière. Des actions visant à limiter ce phénomène ont été mises en place (implantation de ganivelles).

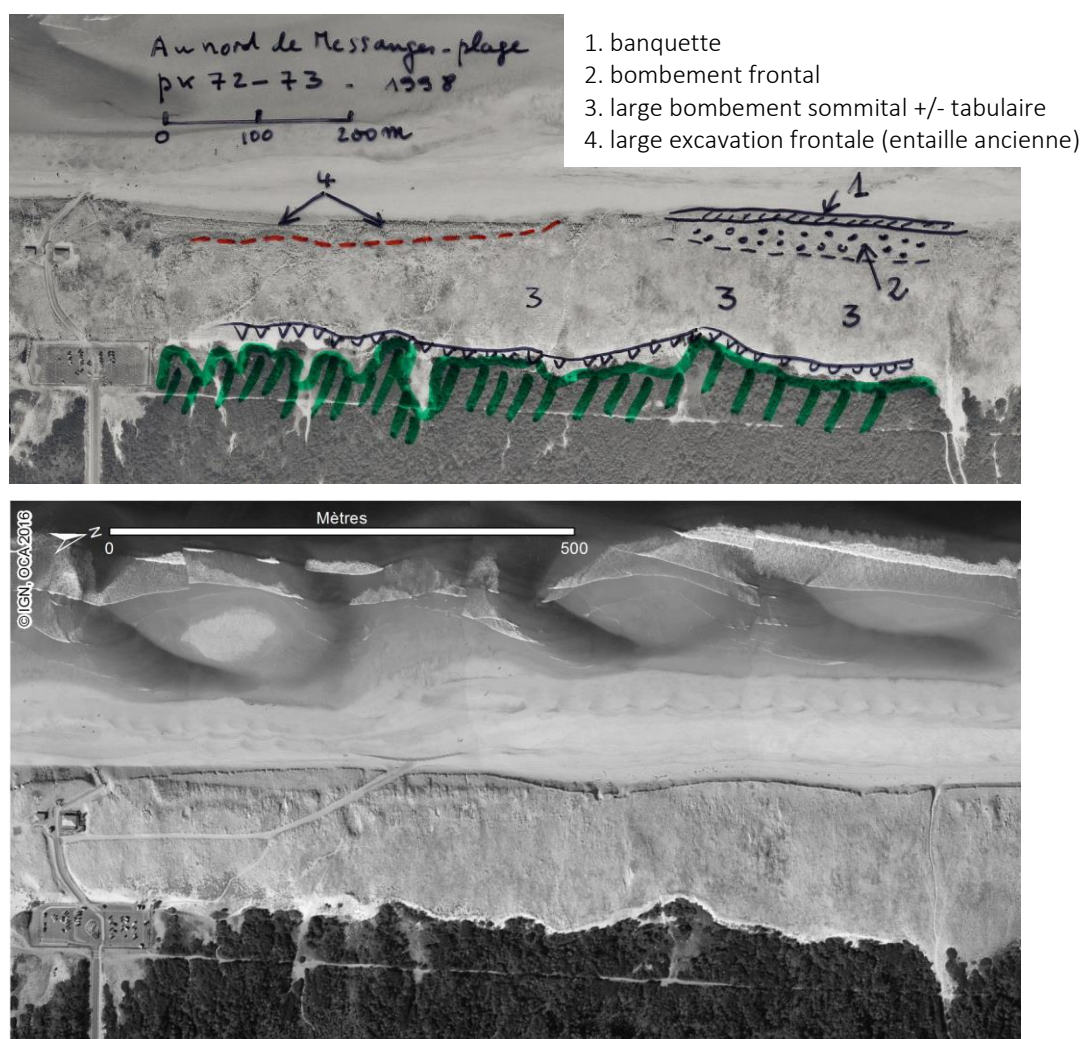


Illustration 201 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.3, entre Moliets et Messanges en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)

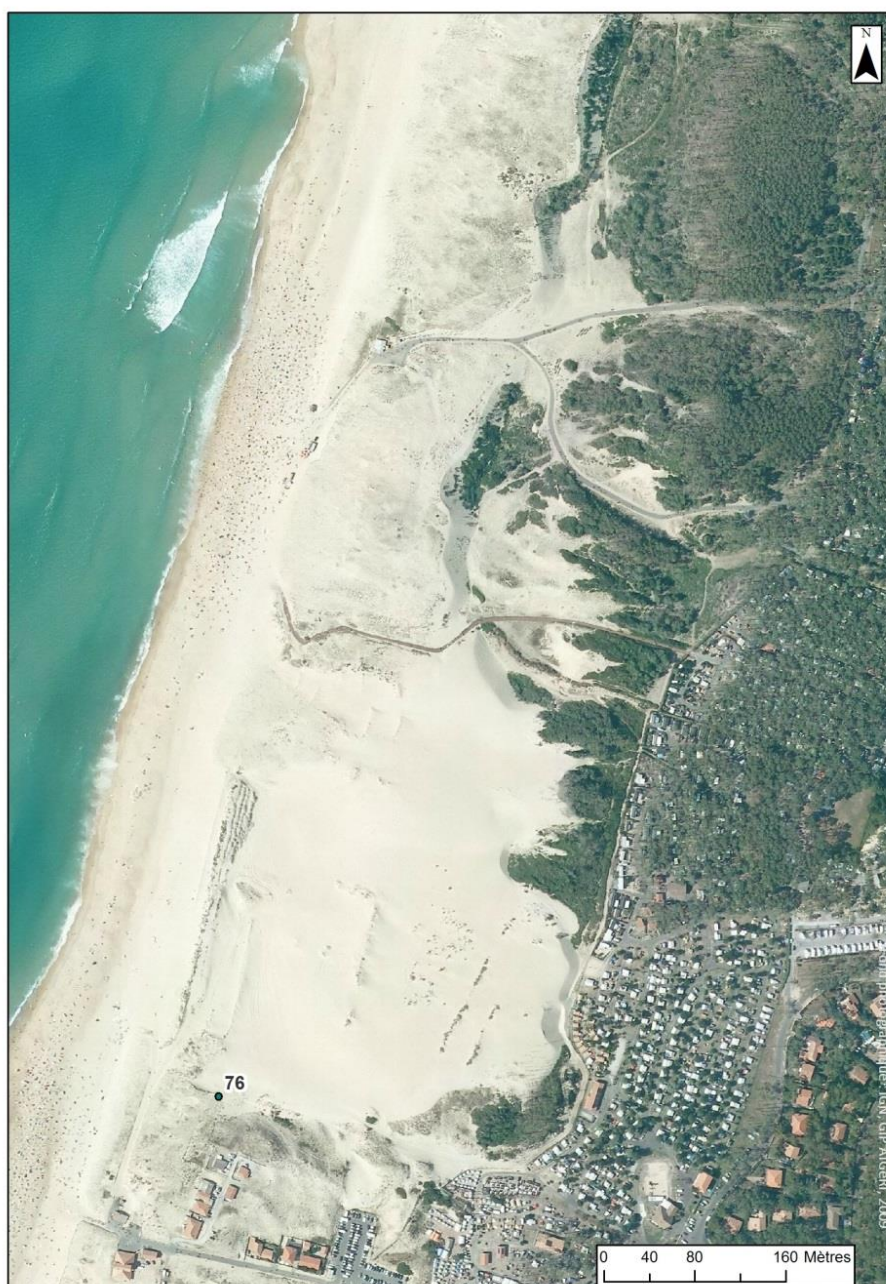


Illustration 202 - Cas particulier des dunes au nord de Vieux-Boucau en 2009

- **De Vieux-Boucau à Hossegor (PK 77 à 91)**

Du sud de Vieux-Boucau au nord de la commune de Soustons (PK 77 à PK 80), le cordon est large, étalé, sans trace nette de remodelage, ni marque nette d'érosion marine, mais avec des contacts doux entre la dune et la plage (Illustration 203). Ce secteur a connu une longue période de bonne alimentation sableuse ; le trait de côte y est stable. L'évolution de la configuration de ce tronçon est forte entre 1998 et 2016 : l'avant-dune constituée dans l'ancienne entaille d'érosion en 1998 - dont on peut encore percevoir le sommet sur l'orthophotographie de 2016 - a largement été entamée en 2016. L'ensemble du versant

externe de la dune a été impacté par une érosion majeure lors des tempêtes de l'hiver 2013/2014. Depuis le plateau dunaire jusqu'à la frange forestière, la dune n'a pas évolué significativement.

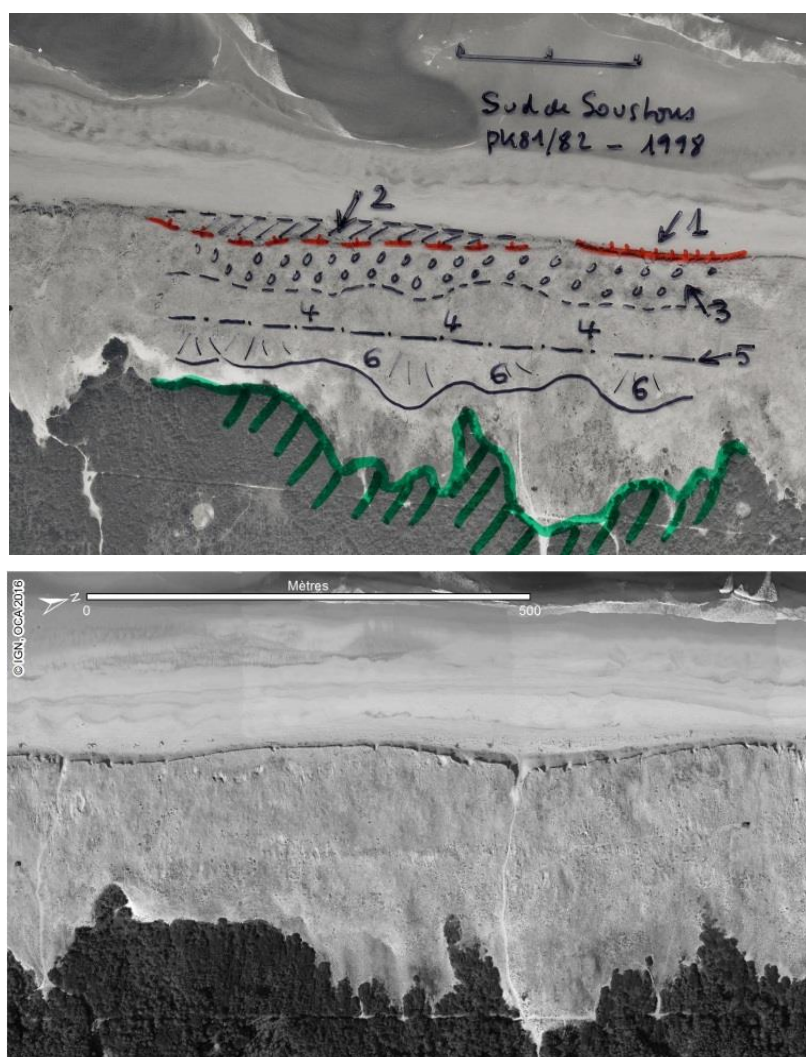


Illustration 203 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 5.3. Faciès représentatifs du tronçon entre le PK 81 (sud de Soustons) et le PK 84 (Les Casernes, Seignosse), en 1998 (en haut) et 2016 (en bas).

Au sud de Soustons, le cordon est assez large et comporte quelques traces de remodelage. Le volume conséquent du versant externe est caractéristique d'un bilan sédimentaire équilibré. Les profils de plage dans ce secteur traduisent cette tendance à la stabilité, le trait de côte oscillant dans une bande de 20 m en période « normale » - avant les tempêtes de l'hiver 2013/2014 - ces dernières ayant provoqué un abaissement important du profil de plage, malgré l'avancée du trait de côte vers l'océan (Illustration 204).

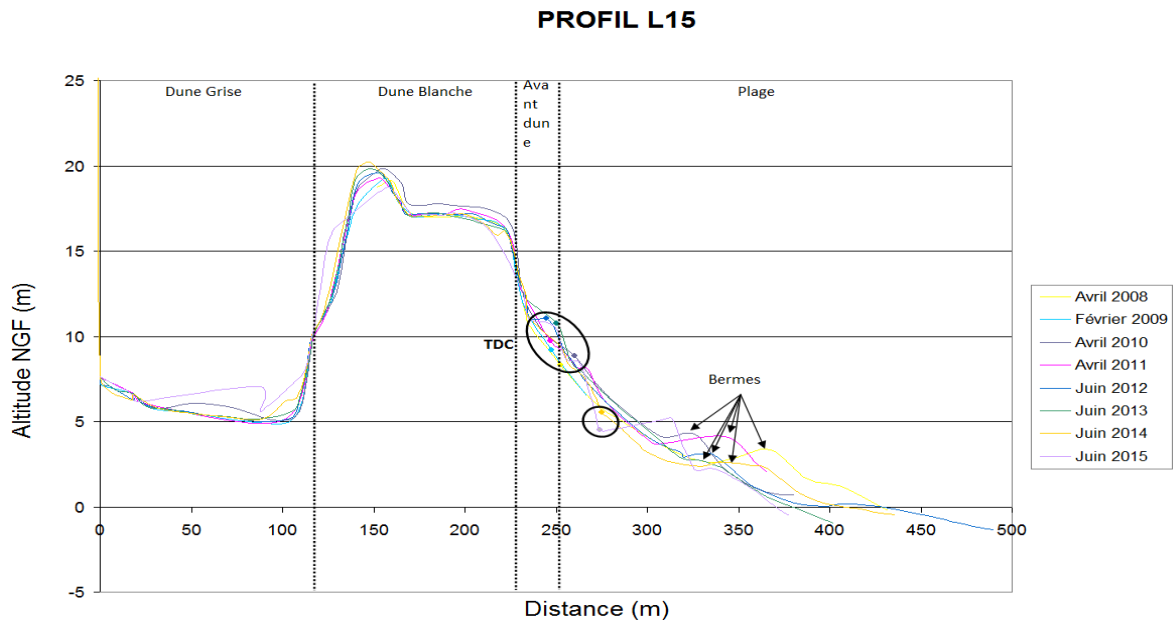


Illustration 204 - Morphologie et évolution 2008 - 2015 du profil dune/plage L15 au niveau de la plage des Casernes à Seignosse (PK 84 - Illustration 186). La mobilité interannuelle de la berme - bien marquée - est forte.

Au niveau de l'accès au parking des Casernes (PK 84), le cordon dunaire est intensément piétiné, ce qui affaiblit sa résistance face à l'érosion éolienne.

Entre les Casernes (PK 84) et le nord de la zone urbanisée de Seignosse-le-Penon (PK 85,5), on peut observer la trace d'une entaille marine (falaise éolisée au droit de l'accès des Casernes) dans une puissante avant-dune, masquant le pied d'un glaciaire issu de remodelage (Illustration 205). Ce secteur est lui aussi marqué par l'alternance entre érosion marine et répit, dans un contexte à bilan sédimentaire équilibré. Cette alternance de phase est particulièrement bien mise en évidence par comparaison des orthophotographies de 1998 et 2016, où les entités géomorphologiques présentes en 1998 sont recoupées en 2016 par une falaise morte en cours d'éolisation.

Une partie du versant/plateau est découpée par une remarquable série de caoudeyres. La plus importante est volontairement conservée par le Conservatoire du littoral, propriétaire de ce secteur.



1. falaise éolisée
2. banquette
3. bombement frontal
4. haut de glacis de dune calibrée
5. plateau
6. caoudeyre (photographie ci-contre : J. Favennec, 2000)

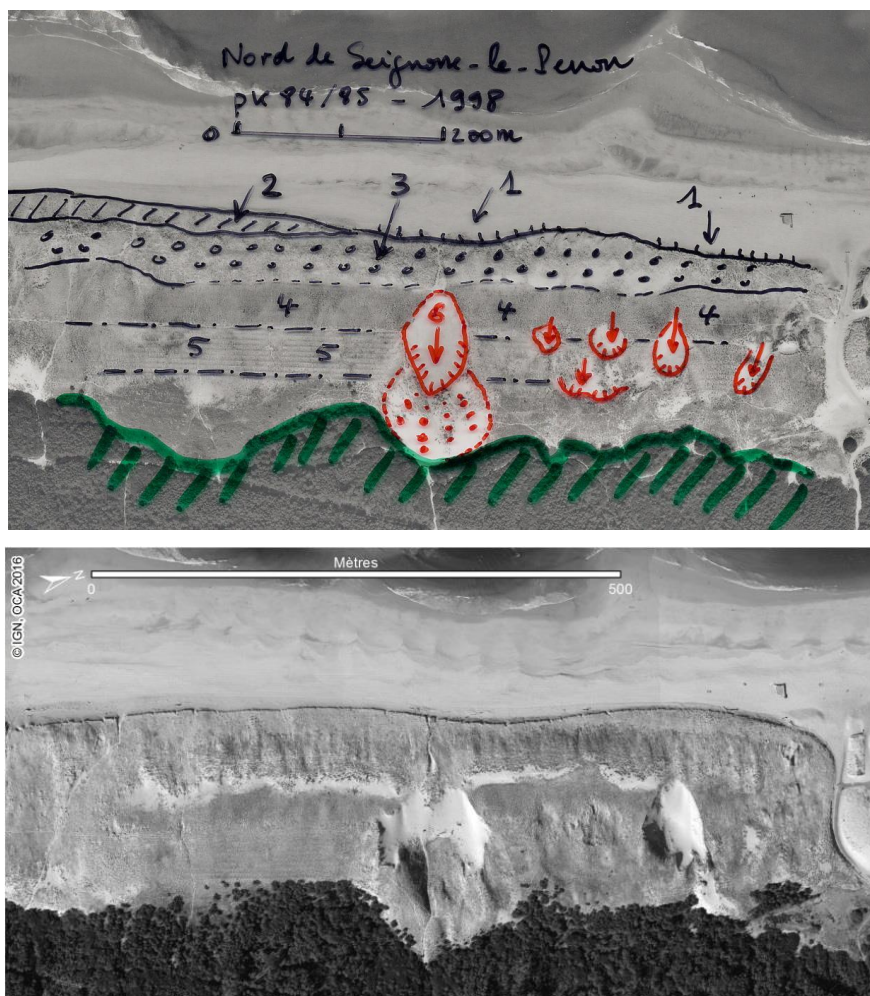


Illustration 205 - Dunes entre les Casernes et la zone urbanisée de Seignosse-le-Penon

Au niveau de la zone urbanisée de Seignosse-le-Penon (PK 85-89), chaque propriétaire (commune, services fiscaux, concessionnaires, ONF pour la partie située au sud de la plage des Bourdaines...) a adopté son propre mode de gestion, qui conduit à un contrôle de la mobilité dunaire dans ce secteur.

La côte d'Hossegor est très urbanisée. Elle présente ici une concavité assez marquée par rapport à la convexité de Seignosse et son évolution est soumise aux influences du Gouf et de la digue nord du port de Capbreton.

On peut la diviser en deux parties :

- au nord, le cordon dunaire appartenant au Conservatoire du littoral ne porte pas de trace de calibrage et subit l'alternance de périodes d'érosion marine et de périodes de répit, avec conservation de volume ;
- au sud, le front urbain, qui a totalement recouvert la dune, longe une plage en accrétion.

- **Synthèse sur le type de dune entre le Huchet et Hossegor**

En 1998, les avant-dunes sont bien présentes, avec dominance des types juxtaposé et superposé. Seul le secteur des Casernes fait exception en raison de l'intense piétinement dont il est l'objet. Les cordons à bombement frontal et en augmentation de volume sont donc très fréquents. Peu marqués par d'anciens reprofilages, ils sont souvent larges et bien végétalisés, même si leur relief est mouvementé.

A la suite des assauts de l'hiver 2013/2014, les cicatrices des entailles d'érosion dans le bombement frontal de la dune sont en 2016 toujours visibles. Les falaises dunaires créées sont en cours d'éolisation et des avant-dunes se constituent au sein des entailles. La mise en place rapide de ce processus atteste de la bonne résilience du cordon dunaire dans ce secteur. Les figures d'évolution de la dune sont fréquentes : siffle-vents dans le bombement frontal, cuvettes de déflation et caoudeyres sont présentes sur l'ensemble de ce secteur.

Type de contact entre plage et dune

Classiquement, le contact dune/plage est généralement progressif dans cette sous-cellule. Il s'effectue via une avant-dune (Illustration 200 et Illustration 206) ou une falaise dunaire éolisée. A la suite de l'érosion générale survenue après l'hiver 2013/2014, ce contact peut être encore assez nettement marqué en 2016, malgré la formation de banquettes au pied des falaises éolisées.

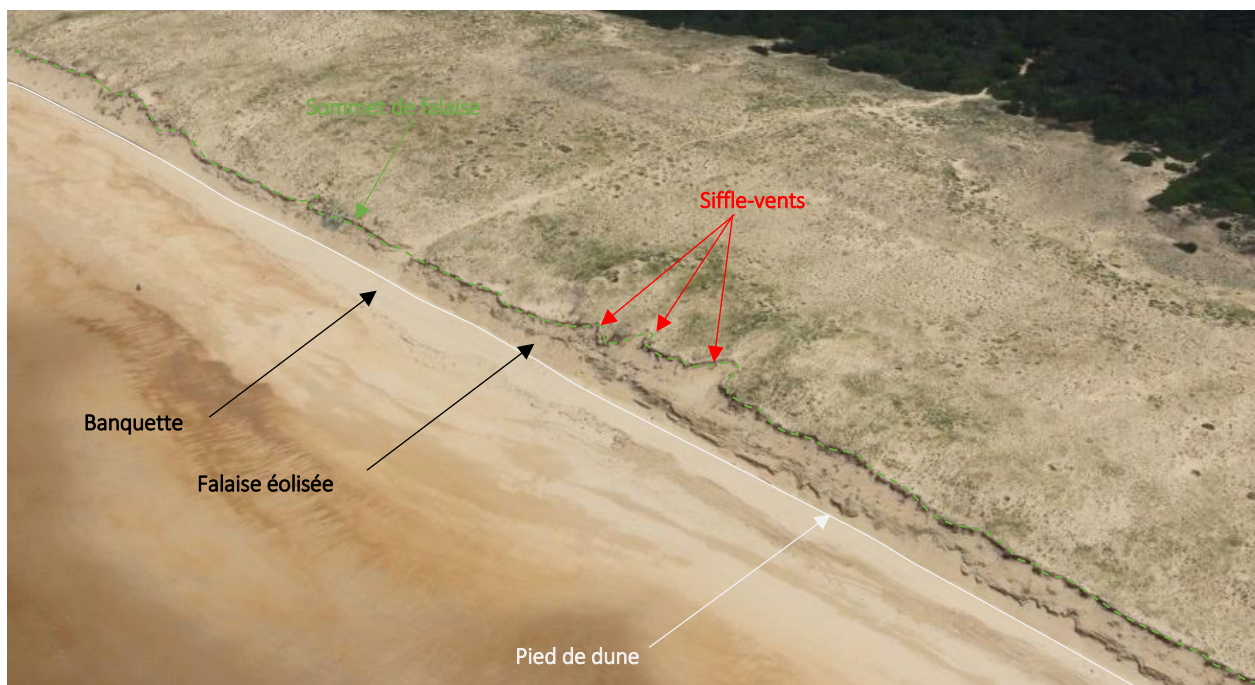


Illustration 206 - Contact dune/plage sur la commune de Soustons le 08/06/2016 (photo : © OCA)

Evolution passée du trait de côte

Entre 1825 et 1966, Manaud *et al.* (2001) observent un recul du trait de côte sur toute la sous-cellule, croissant vers le sud. On note ainsi des reculs de 40 m à Chicoye (soit 0,3 m/an), 50 m aux Mougnes (soit 0,35 m/an), 60 m au Penon (0,4 m/an) et 80 m à Hossegor (soit 0,6 m/an). Seul le secteur de l'étang de Moïsan avance de 40 m (soit 0,3 m/an).

Pour la période de 1966 à 1998, l'avancée du trait de côte prédomine. Elle est de 40 m à Chicoye (soit 1,2 m/an), de 45 m au niveau de l'étang de Moïsan (soit 1,4 m/an), de 40 m aux Mougnes (soit 1,2 m/an) et de 75 m à Hossegor (soit 2,3 m/an). La côte est stable au Penon. Dans ce contexte d'accrétion, des reculs ponctuels sont toutefois observés : 10 m à Messanges de 1969 à 1979 imputables aux extractions de matériaux sur le cordon littoral, et de 6 à 17 m à Hossegor entre 1990 et 1996.

A l'exception du sud de l'embouchure du courant d'Huchet, l'observation des traits de côte de 1998 à 2009 révèle des dynamiques comparables au nord et au sud de la sous-cellule. La tendance dominante sur cette période est à la stabilité, voire à une légère accrétion apparaissant en 2006, avant de connaître un nouveau retrait attesté par la position du trait de côte en 2009. Les tempêtes de l'hiver 2013/2014 ont impacté cette portion du littoral : des reculs pouvant atteindre 10 m concernent globalement l'ensemble du linéaire (20 m au creux des entailles les plus importantes), sauf au droit des zones urbanisées qui ont été artificiellement réalimentées en sable (Hossegor notamment) postérieurement à cet épisode.



Illustration 207 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule sédimentaire 5.3

Scénario évolutif

Sur cette sous-cellule 5.3, les critères morphologiques, types de plage, types de dune, nature et distribution des contacts dune/plage, sont des indicateurs d'une stabilité des plages à moyen terme, bien que des reculs du trait de côte se produisent ponctuellement dans le temps.

Le scénario 4 est retenu sur ce secteur au budget sédimentaire globalement équilibré et localement légèrement positif.

Evolution prévisible/aléa

L'évolution historique et les critères morphologiques montrent la stabilité de ce secteur à moyen terme. Pour autant, les taux d'évolution sur la période récente laissent augurer une variabilité naturelle importante avec un risque de poursuite d'une tendance érosive de faible ampleur.

L'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050 estime que les tendances, hors zones d'embouchures très mobiles, seront au recul selon un taux de 0,9 m/an +/- 0,5 m/an.

Impact d'un évènement majeur

En continuité avec ce qui a été observé dans la sous-cellule 5.2, l'impact des tempêtes de l'hiver 2013/2014 a été relativement modéré comparativement aux reculs mesurés au nord du département. L'évolution du trait de côte constatée après cet épisode marquant varie entre une avancée de 4,4 m à Moliets-et-Maa et un recul de 12,7 m à Soustons ; l'abaissement du profil de plage est en revanche général.

4.8. CELLULE 6 : SUD DES LANDES

Cette cellule de 15 km de long (PK 92 à PK 107) s'étend sur le sud du département des Landes. Elle est située entre Capbreton et l'embouchure de l'Adour (Illustration 208). Les limites correspondent aux deux embouchures aménagées des fleuves du Boucarot, au nord et de l'Adour, au sud.

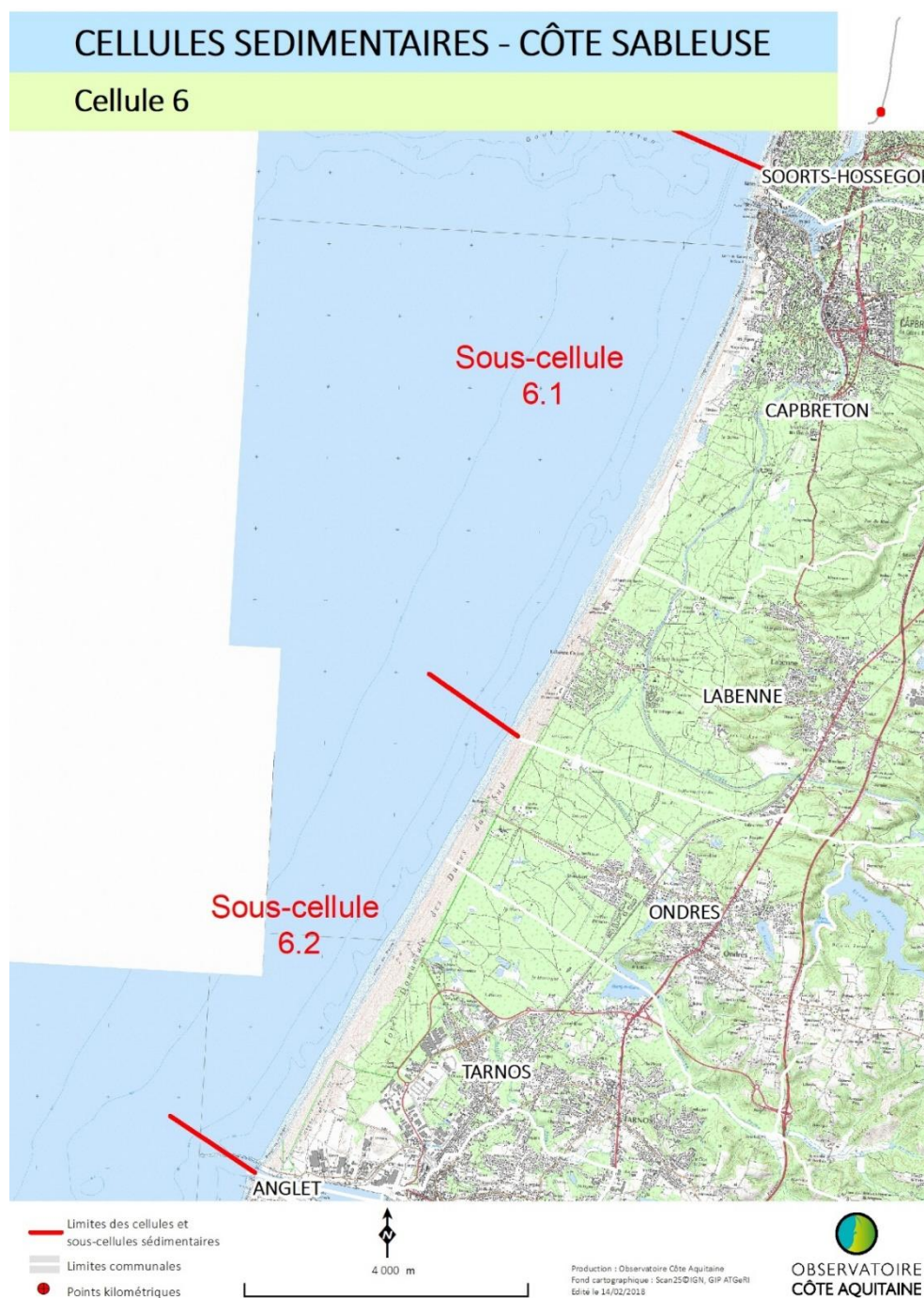


Illustration 208 - Carte de situation de la cellule sédimentaire 6 de Capbreton à l'Adour (© Scan 25 IGN)

Cette cellule se différencie d'une grande partie de la côte sableuse du fait de plusieurs caractéristiques :

- son orientation plus infléchi vers le sud-ouest ;
- la présence de dunes basses sans traces de remodelage ;
- des plages à granulométrie plus grossière, où apparaissent des croissants externes très arrondis et où les barres intertidales sont moins marquées.

Sur l'ensemble de la cellule, les plages sont de type 5, avec des bermes bien développées à pente forte, souvent caractérisées par des croissants de plage et des barres subtidales en croissant, qui sont de plus en plus proches de la côte jusqu'à se joindre à elle vers la limite sud.

On distingue deux sous-cellules homogènes au sein de cette cellule :

- 6.1 : de Capbreton à la limite Labenne/Ondres (PK 92 à PK 100) ;
- 6.2 : de Ondres à l'embouchure de l'Adour à Tarnos (PK 100 à PK 107).

Cas de Capbreton (Illustration 209)

Le secteur urbain de Capbreton est un cas particulier avec un front de mer, situé à l'aval de la jetée du Boucarot, qui bloque au nord, sur la commune d'Hossegor, les apports de la dérive littorale. C'est un secteur à fort déficit sableux, pour des raisons naturelles, mais aggravé localement par l'impact des ouvrages littoraux (jetées, urbanisation et défenses dures...).

La plage au droit du front de mer de Capbreton, de l'embouchure jusqu'au sud des blockhaus, est une plage urbaine avec une anthropisation importante du trait de côte qui perturbe la dynamique hydro-sédimentaire naturelle (épis et impact local des blockhaus situés sur l'estran). La zone intertidale est étroite (inférieure à 100 m) et le profil est concave sans morphologie de barre bien développée.



Illustration 209 - Les plages de Capbreton (© OCA, 08/06/2016)

L'évolution de ces plages est sous l'influence directe de l'impact de la jetée nord sur le transport sédimentaire. L'érosion y est intense mais le comportement évolutif des plages est différent du nord au sud, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'embouchure. En effet, les plages situées au sud du CERS

(Centre Européen de Rééducation réservé aux Sportifs), ont été très érodées entre 1974 et 1980. Par la suite, l'accumulation de sable contre la jetée nord sur la plage Notre-Dame a atteint un état de saturation et il s'est produit un contournement du musoir de la jetée des sables transportés par la dérive littorale, et l'édification d'une barre-sous-marine à l'embouchure du Boucarot. Des volumes sableux ont alors comblé le chenal d'accès au port, entraînant la nécessité de mettre en place des opérations de dragages d'entretien. Une partie de ces volumes transite aussi sur la partie sous-marine vers l'autre côté de l'embouchure, et vient réalimenter les plages au sud, au niveau de la plage de la Savane. Les plages au nord, directement en aval-dérive des jetées du Boucarot, restent dans une situation d'érosion chronique car non alimentées, alors que les plages du sud sont moins exposées à l'érosion.

Les derniers travaux sur les transits sédimentaires au droit de Capbreton (Mazières, 2014) indiquent - qu'en plus des sédiments stockés sur la plage Notre-Dame en raison de la jetée nord et d'un by-pass naturel vers les plages au sud - une partie des sédiments arrivant au droit de Capbreton repart sur le plateau continental vers le nord, et qu'enfin un certain volume est également capté par le Gouf.

Depuis 1983, la commune de Capbreton rechargeait en sable les plages en érosion. Ce sable était prélevé sur la plage en accrétion au nord de la digue (plage de Notre-Dame) et dans le chenal du Boucarot, puis transporté par voie terrestre. La commune a projeté en 2003 le transfert des sables du nord vers le sud par des systèmes hydrauliques : extraction par pompage sur la plage Notre-Dame, transfert par conduite sous le chenal, conduite de refoulement sous le front de mer et bouches d'évacuation sur les plages de l'Estacade, Centrale et du Prévent. La mise en œuvre de ce by-pass hydraulique a été réalisée en 2008, et constitue toujours aujourd'hui une opération originale au niveau national.

4.8.1. Sous-cellule 6.1 : de Capbreton au sud de Labenne (PK 92 à PK 100)

La côte prend une orientation 24°N à partir de Capbreton et la conserve tout au long des 8 km de la sous-cellule (Illustration 210).

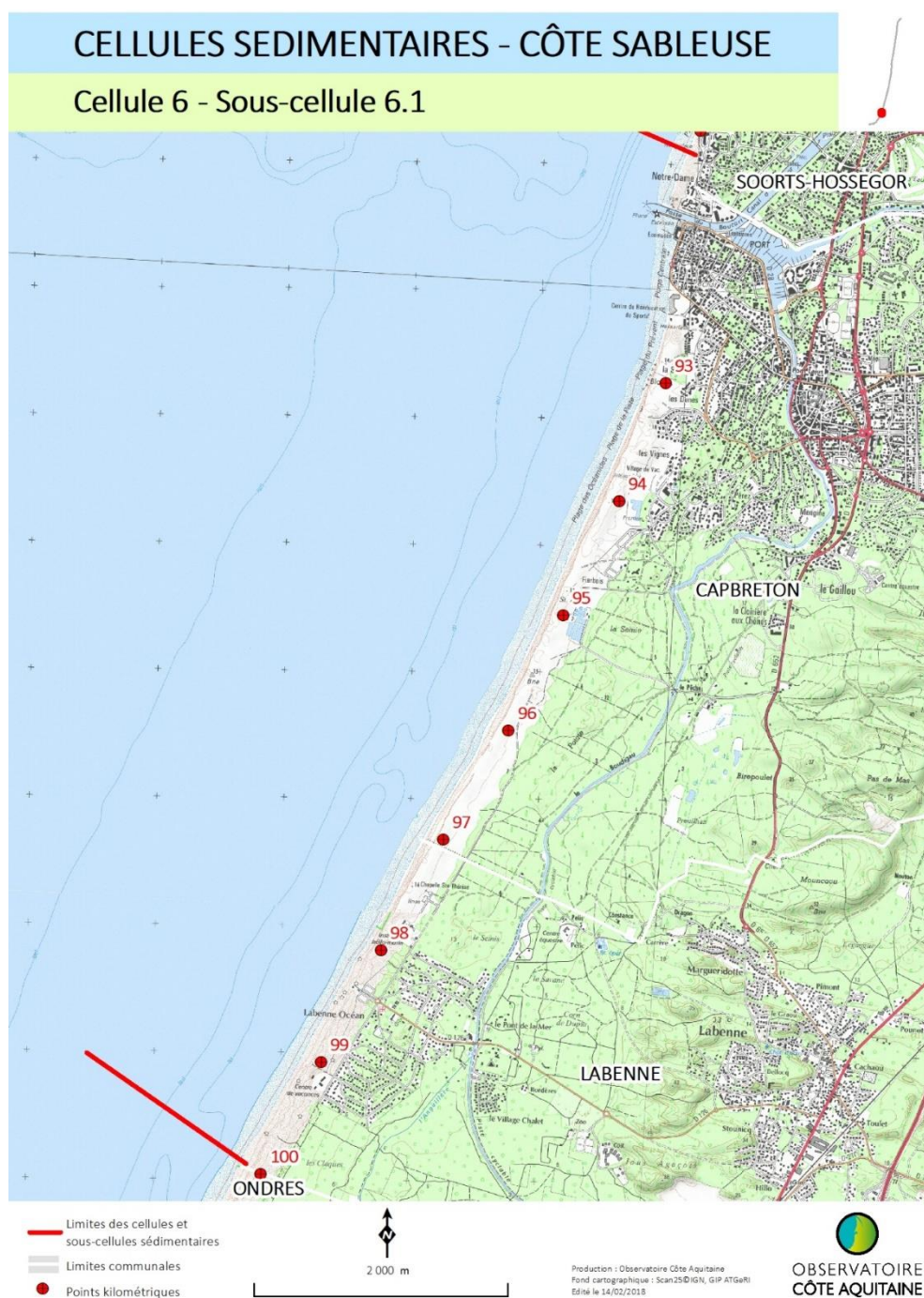


Illustration 210 - Carte de situation de la sous-cellule 6.1 : des blockhaus de Capbreton au sud de Labenne
(© Scan 25 IGN)

Type de plage

La plage est du type 5. L'estran est étroit, avec une largeur de 100 à 120 m environ (Illustration 211). En haut de plage, une berme à forte pente se développe fréquemment. L'avant-plage présente parallèlement à la côte une barre externe en croissant, bien développée et rattachée à la côte par les cornes. Des barres

intertidales à faible relief peuvent être présentes, formant une baine avec parfois une légère asymétrie et un chenal de vidange orienté vers le sud.

Cette dernière caractéristique traduit une résultante orientée du nord vers le sud de la dérive littorale, bien que des flux sédimentaires non négligeables soient dirigés vers le nord, en particulier pendant la saison hivernale (Idier *et al.*, 2013). Le transport de sédiments dans ce secteur est dominé par des échanges dans le profil (perpendiculairement à la côte).

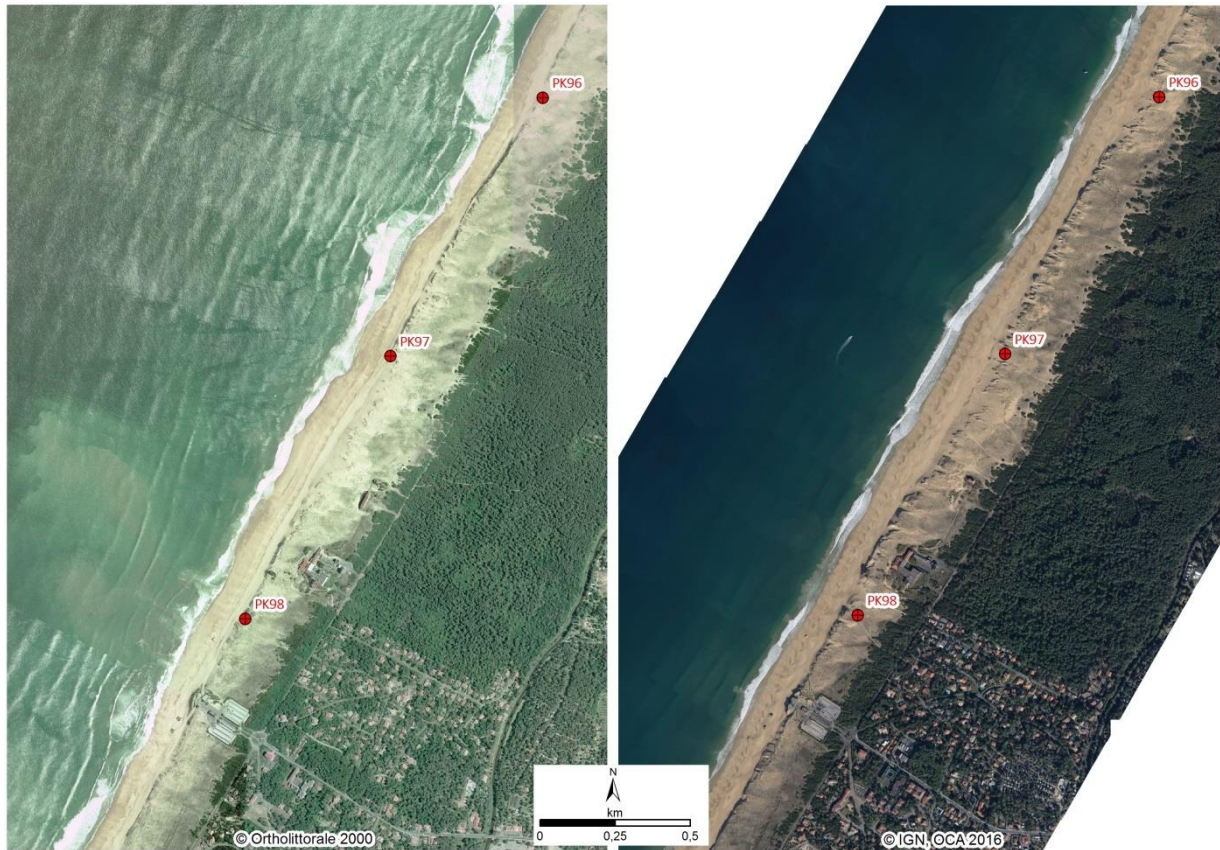
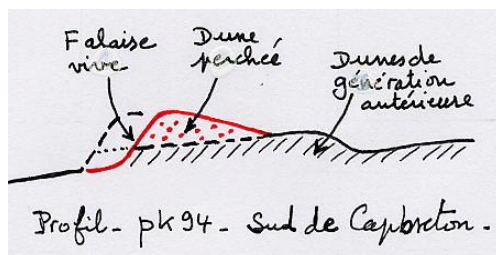


Illustration 211 - Morphologie des plages sur le tronçon 6.1 en 2000 et 2016

Type de dune

Les types de dune présents sur cette sous-cellule sont diversifiés. Généralement, le cordon dunaire est étroit et tronqué par une falaise d'érosion marine dont la hauteur décroît en se déplaçant vers le sud de Capbreton, dans la zone non urbanisée (secteur des Vignes et de la station d'épuration).

Sur ce secteur au sud de la zone urbanisée, une falaise vive d'érosion marine entamait en 1998 des dunes de génération antérieure (Illustration 212). Les apports sableux depuis la plage sont très faibles, voire inexistants. La dune est perchée et est alimentée par le sable arraché par le vent à la falaise d'érosion. Le bilan sédimentaire est nettement déficitaire, comme en témoigne le fort recul du trait de côte et le développement de caoudeyres et des pourrières sur le versant interne de la dune. Ce secteur a fait l'objet d'opérations de gestion (végétalisation) afin d'en limiter l'érosion, visibles sur l'orthophotographie de 2016.



1. falaise vive d'érosion marine
2. haut de falaise découpé par de nombreux siffle-vents
3. caoudeyres de haut de falaise
4. pourrières, trainées de sable alimentées par la falaise

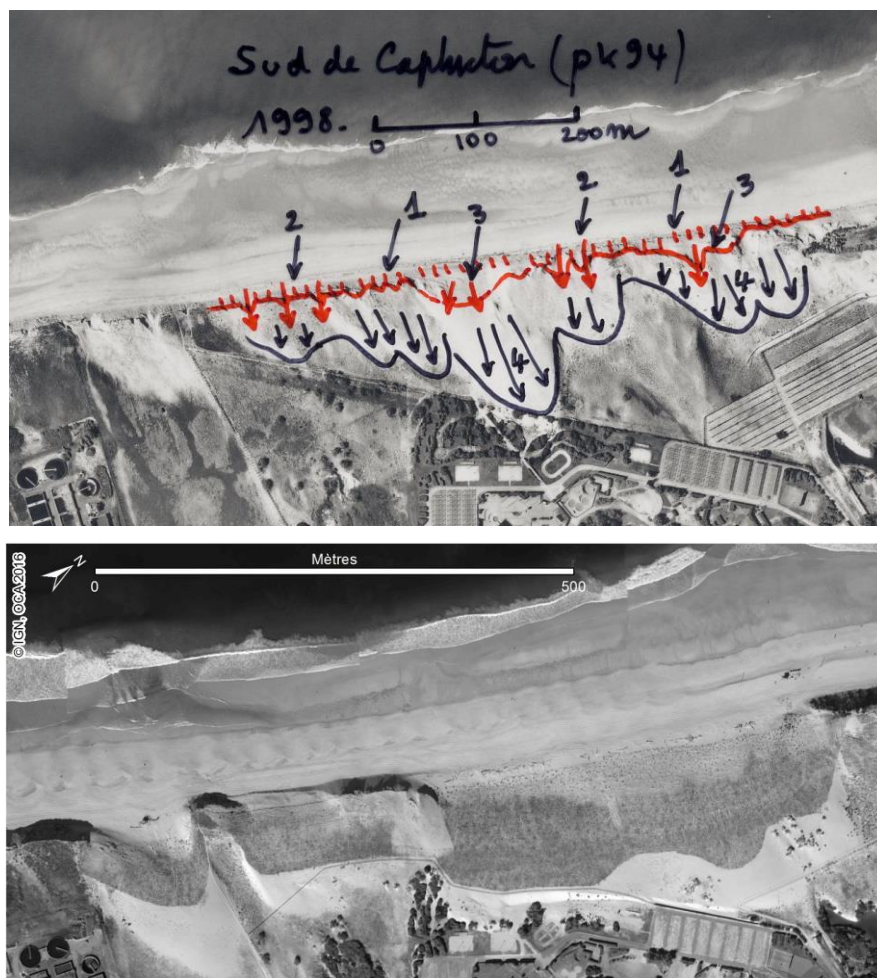


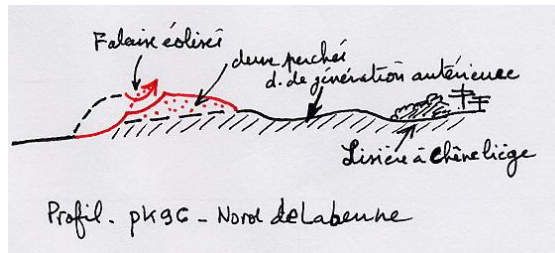
Illustration 212 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 6.1 en 1998 (en haut) et en 2016 (en bas) - Dune au sud de Capbreton (PK 94)

- **Nord de Labenne**

Les dunes ressemblent à celles que l'on rencontre au sud de Capbreton. On peut cependant observer (Illustration 213) :

- des falaises fortement éolisées. En l'absence d'entretien, le vent découpe de nombreuses brèches dans la falaise et forment des siffle-vents et caoudeyres qui alimentent des pourrières allongées dans l'axe des siffle-vents ;
- des cordons perchés à une altitude plus faible que ceux situés directement au nord, sur la commune de Capbreton, vraisemblablement en raison de l'absence d'entretien.

Ce type de profil tronqué caractérise une situation de déficit sédimentaire. Le trait de côte est en recul fort. La configuration géomorphologique de ce secteur en 2016 est cependant comparable à celle de 1998.



1. pied de falaise
2. falaise éolisée
3. pourrières
4. dunes de génération antérieure
5. lisière forestière à Chêne liège

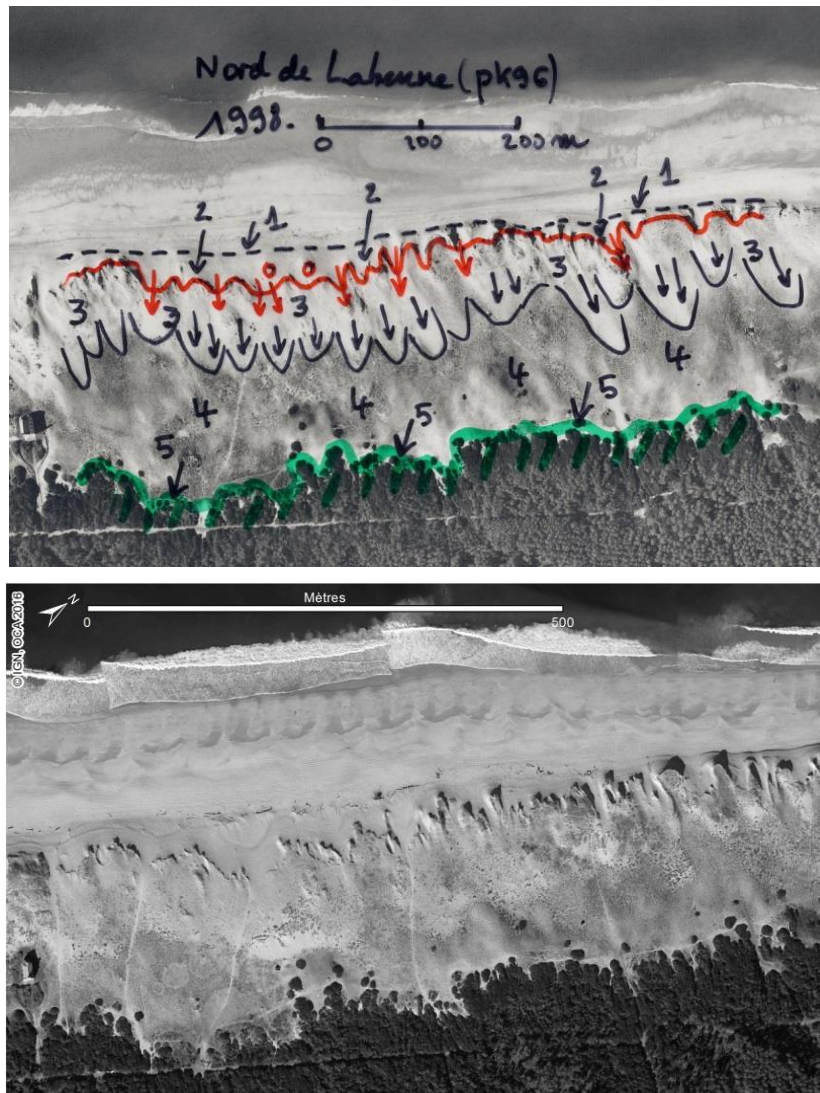


Illustration 213 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 6.1 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)
Dune au nord de Labenne (PK 96-97)

- **Entre Labenne et Ondres, une zone de transition**

Entre les PK 99 et PK 100 (Illustration 214), au sud de Labenne et au nord d'Ondres, la falaise d'érosion marine apparaît fortement éolisée en 1998 ; des amorces de banquette en pied de dune indiquent une certaine stabilité du système dunaire. En 2016, on note, dans la partie sud, une falaise dunaire encore assez vive, contrastant avec la situation de 1998, et sur tout le linéaire, un recul du trait de côte entre ces deux

dates. Une amorce de banquette en pied de dune est toutefois également présente en pied de dune dans le secteur sud et la formation de siffle-vents au sommet de la dune, synonyme d'éolisation, est un indicateur d'une phase de répit relativement longue vis-à-vis des attaques marines.

Au niveau du cordon dunaire, les entités géomorphologiques observées en 1998 sont toujours présentes en 2016.

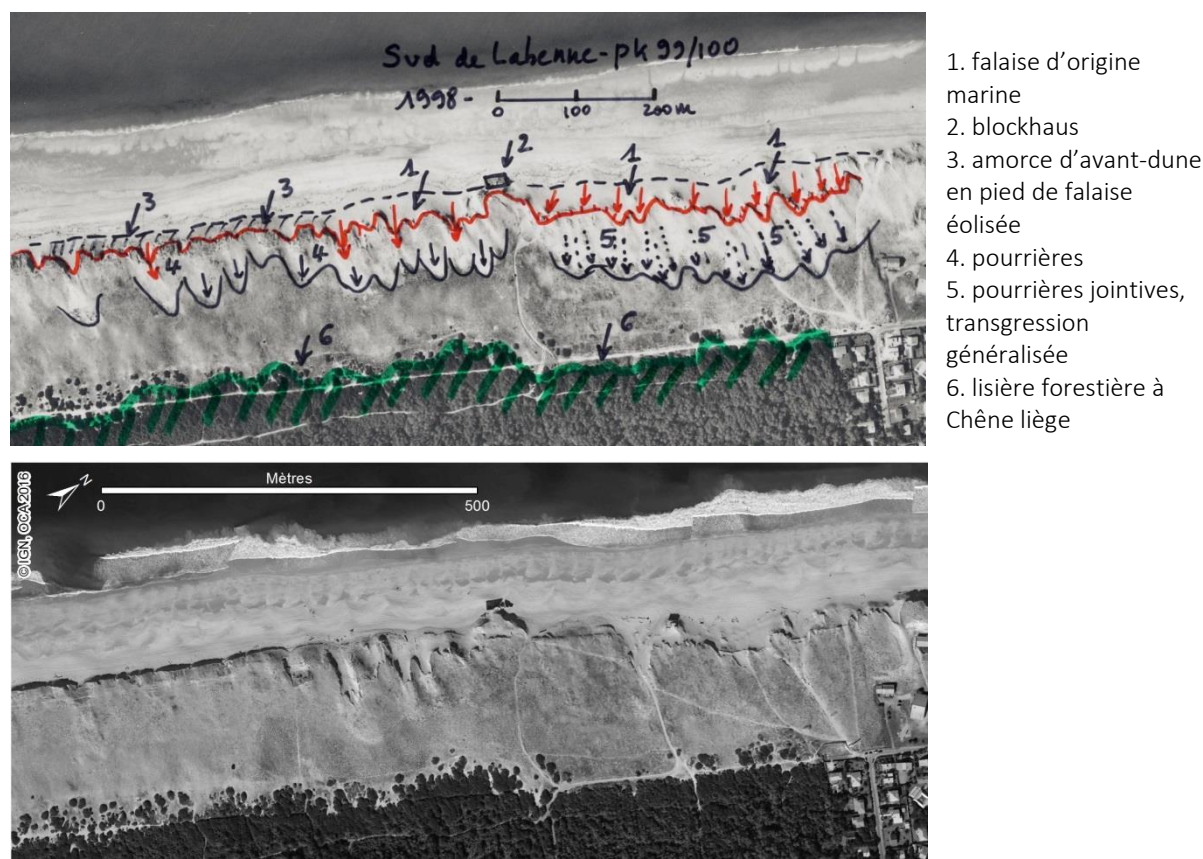


Illustration 214 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 6.1 en 1998 (en haut) et 2016 (en bas) - Dunes entre Labenne et Ondres (PK 99 à 100)

Plus au sud (PK 101), la transition avec la sous-cellule sédimentaire 6.2 est remarquable du fait de la présence d'une falaise d'érosion moins vive, où se développent en pied des amorces de banquettes, témoignant d'un changement de contexte dynamique. On entre dans un secteur à bilan sédimentaire moins déficitaire ; le recul du trait de côte se ralentit.

Il s'agit d'une zone de transition entre la partie nord en érosion forte et la partie sud où les dunes sont basses, très étalées, sans falaise d'érosion marine et précédées par des avant-dunes de type banquettes à Agropyron.

Type de contact entre plage et dune

Les contacts dune/plage sont ici très majoritairement caractérisés par une alternance de falaises vives et de falaises éolisées. Vers le sud de la sous-cellule, des amorces de banquettes se développent, en transition avec la sous-cellule suivante, et le contact dune/plage est plus progressif.

Evolution passée du trait de côte

De 1825 à 1966, le trait de côte est généralement stable ou en avancée, sauf au sud de Capbreton où l'on peut noter un léger recul, de l'ordre de 0,5 m/an (Manaud *et al.*, 2001).

De 1966 à 1998, le recul est important de Capbreton à Ondres (de 0,5 à 2 m/an). Le secteur des blockhaus de Capbreton, quant à lui, enregistre un recul important, de l'ordre de 3 m/an, résultant probablement pour partie de l'impact négatif des aménagements du littoral (blocage de la dérive littorale en amont).

De 1998 à 2009, le recul est général sur l'ensemble de cette sous-cellule. Il est parfois très important, atteignant 70 m, au niveau de Capbreton sud (PK 96), et au sud de Labenne (PK 99), à la limite entre le nord d'Ondres et Tarnos. Au niveau du sud de Capbreton, dans les secteurs aménagés par des ouvrages, il est d'ampleur moindre (entre 10 et 30 m) mais demeure chronique. Le trait de côte de 2014 indique un recul de 10 à 20 m, en partie, du fait des tempêtes de l'hiver 2013/2014 (Illustration 215).

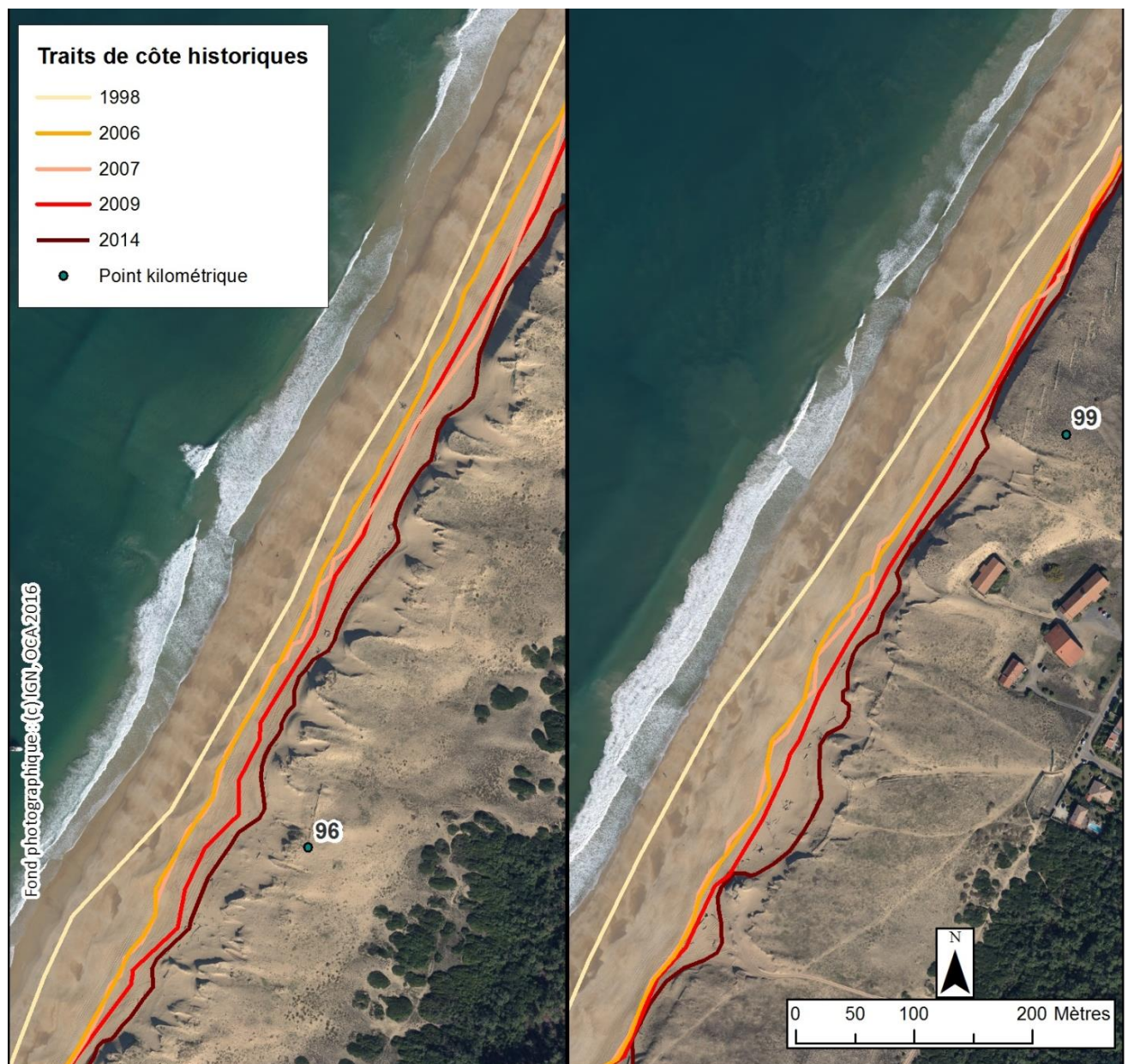


Illustration 215 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule sédimentaire 6.1

Le secteur urbain de Capbreton est un cas particulier avec un front de mer très développé, dans un contexte de fort déficit sédimentaire d'origine naturelle, mais aggravé par l'impact des ouvrages littoraux (digue, urbanisation et défenses dures...). De l'embouchure jusqu'au sud des blockhaus, les plages sont urbaines avec une orientation presque nord-sud (7°N). L'anthropisation importante du trait de côte perturbe la dynamique hydro-sédimentaire naturelle (épis et impact local des blockhaus situés sur l'estran). Ces plages font l'objet de mesures de réalimentation en sable et leur dynamique d'évolution n'est aujourd'hui plus naturelle.

Scénario évolutif

Sur cette sous-cellule, le recul du trait de côte est chronique. Le scénario le plus prévisible est donc un scénario de type 1, avec une dune tronquée par l'érosion, une migration de la dune vers les terres et la permanence de falaises d'érosion marine.

Evolution prévisible/aléa

L'évolution attendue est une poursuite du recul du trait de côte. Pendant longtemps (XIX^{ème} et XX^{ème} siècle), la côte a été en accrétion dans ce secteur. Actuellement, il apparaît peu probable que cette évolution se poursuive, notamment au regard de l'abaissement des fonds au niveau de l'avant-côte mis en évidence dans le diagnostic morpho-sédimentaire pour la stratégie locale de Capbreton (CASAGEC INGENIERIE et ARTELIA, 2015).

En dehors du front de mer aménagé de Capbreton, la tendance d'évolution du trait de côte au droit de la sous-cellule 6.1 est à l'érosion. Les travaux réalisés dans le cadre de la stratégie locale de gestion du trait de côte de Capbreton (CASAGEC INGENIERIE et ARTELIA, 2015) évaluent les taux de recul moyen annuels à des valeurs de 2,4 à 3 m/an. Ces taux sont comparables aux estimations de l'étude de caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050.

Impact d'un évènement majeur

Le rapport d'évaluation des impacts des tempêtes de l'hiver 2013/2014 indique des reculs du trait de côte de 0,5 m à 11,1 m (à Labenne, localité des Colonies). Un gain de sédiments sur la plage est mesuré au droit de cette sous-cellule (2 profils sur 4 témoignent d'un engraissement de la plage, les 2 autres indiquant respectivement une variation nulle et une érosion au niveau de La Pointe à Capbreton).

4.8.2. Sous-cellule 6.2 : de Ondres à Tarnos et l'Adour (PK 100 à PK 107)

A partir de la plage d'Ondres, la côte s'incline à 31°N (Illustration 216).

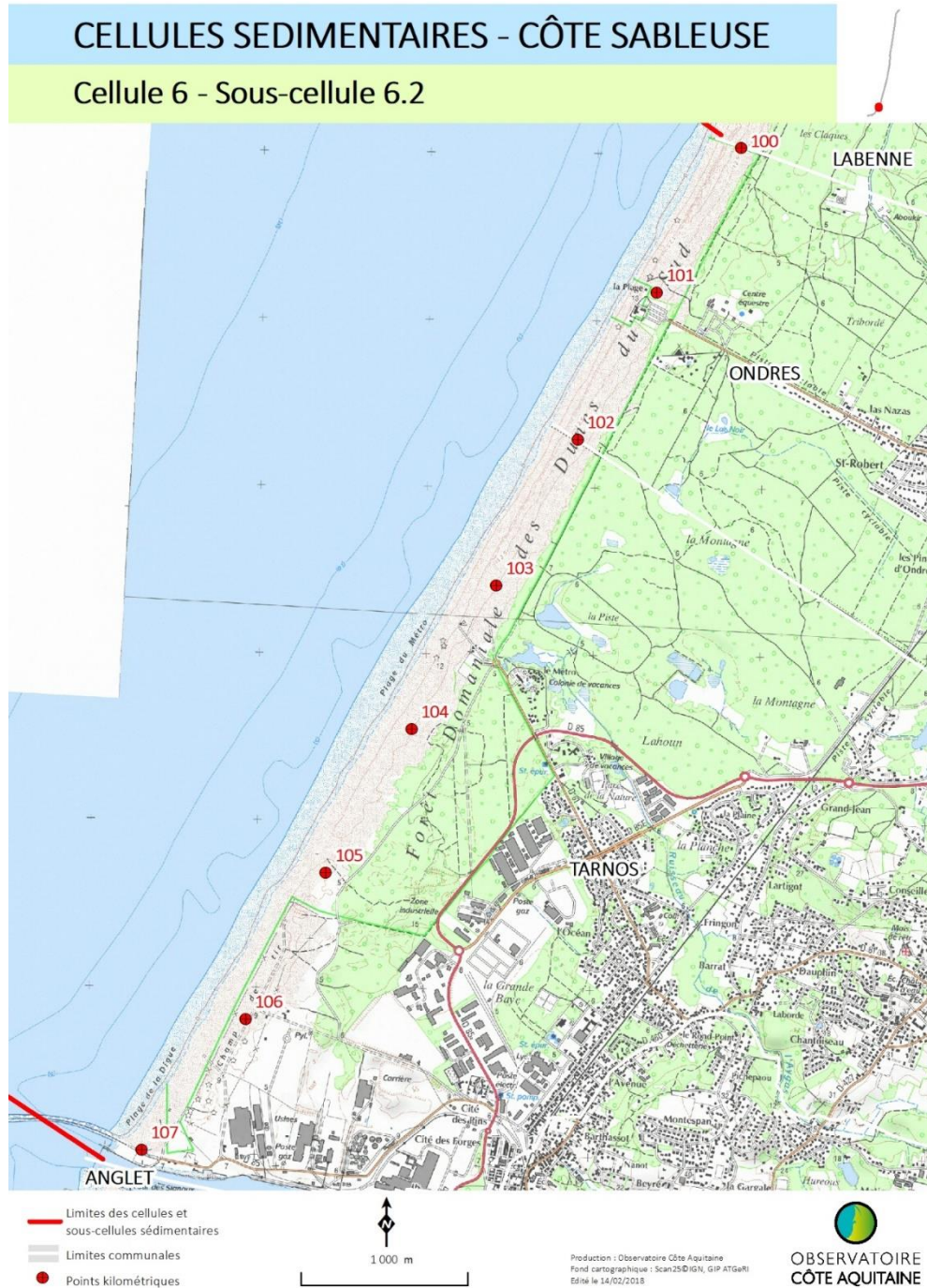


Illustration 216 - Carte de situation de la sous-cellule sédimentaire 6.2, de Ondres à Tarnos (© Scan 25 IGN)

Type de plage

Le type de plage qui caractérise ce petit secteur au nord de l'embouchure de l'Adour est le type 5. Il se distingue de la sous-cellule précédente par :

- un sable de plus en plus grossier ;
- une pente de la plage très forte (sup. à 10% sur la plage de Tarnos profil L19, cf. Illustration 217) ;
- un haut de plage avec souvent une double berme sur lesquelles se forment fréquemment des croissants de plage ;
- une altitude du pied de dune plus élevée qu'au nord (+ 7 m NGF/IGN69).

PROFIL L19

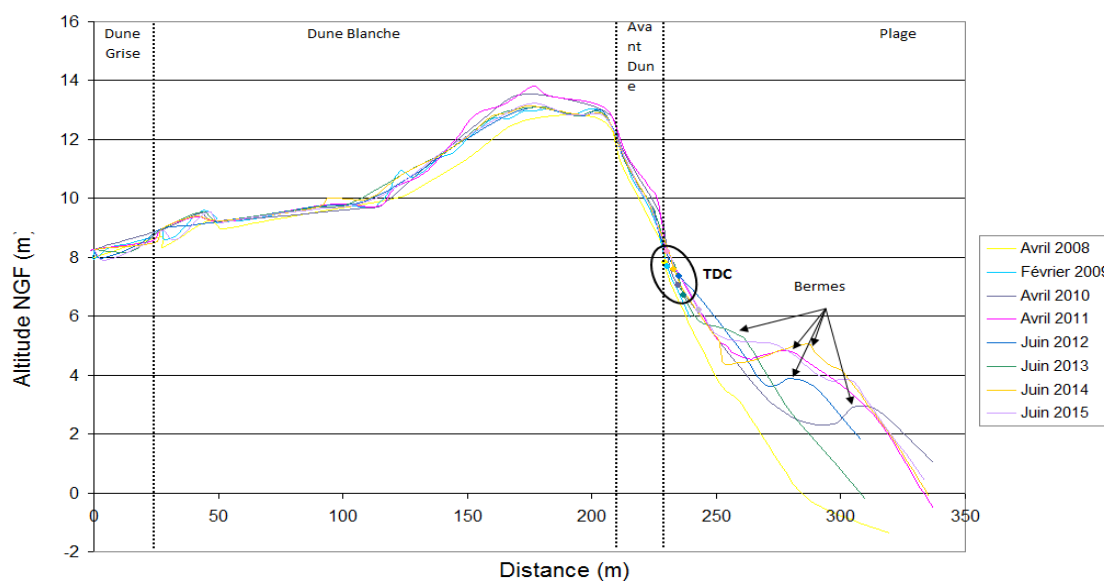


Illustration 217 - Morphologie et évolution 2008-2015 du profil L19 (PK 102)

Le haut de plage, avec une pente très importante est le lieu de formation de bermes imposantes parfois en double.

Cette sous-cellule se distingue par la réapparition de petites barres intertidales, relativement parallèles à la côte, dont les chenaux de vidange perpendiculaires au trait de côte sont marqués. Il s'agit de barres quasi-symétriques rattachées à la plage en leur milieu. La double berme en croissants est fréquente (Illustration 218).



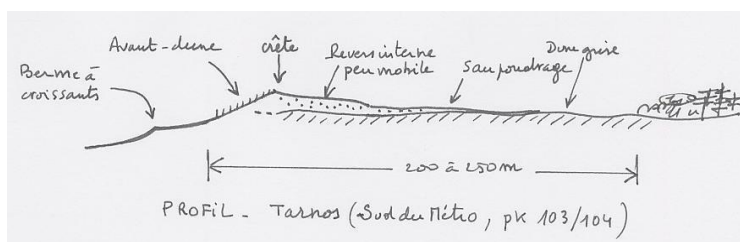
Illustration 218 - Morphologie des plages au niveau de la sous-cellule sédimentaire 6.2 en 2000 et 2016 (les tirets soulignent la double berme en croissants)

Type de dune

Le cordon dunaire, étalé et de faible altitude, est caractérisé par l'absence de traces d'érosion et la présence quasi-systématique d'une avant-dune généralement en continuité avec la plage. Pour autant, la dynamique éolienne y est faible. Ainsi, la dune blanche à Gourbet y est très peu développée, une transition rapide s'opère entre l'avant-dune à Agropyron et le revers interne semi-fixé. Les faciès externes du cordon dunaire (avant-dune généralisée et établie notamment) sur ce secteur sont les signes d'une longue période de répit de l'érosion marine. La morphologie observée en 2016 est comparable à celle décrite en 1998, attestant de l'équilibre du système dunaire au sein de cette sous-cellule (Illustration 219).

La digue nord de l'Adour, sur laquelle viennent s'accoler les sables transportés par la dérive littorale nord-sud, accroît probablement la durabilité de cet équilibre.

Le cordon dunaire est ici très original par rapport au cordon de type « aquitain ». En effet, le bombement frontal, de type avant-dune bien établie, n'est pas adossé à un cordon plus volumineux remanié par l'homme, mais sur une dune grise accolée à une lisière forestière.



1. berme à croissants
2. avant-dune en continuité avec le haut de plage
3. revers interne du cordon littoral
4. saupoudrage de l'arrière-dune sur une faible épaisseur
5. dune grise
6. lisière forestière à Chêne liège

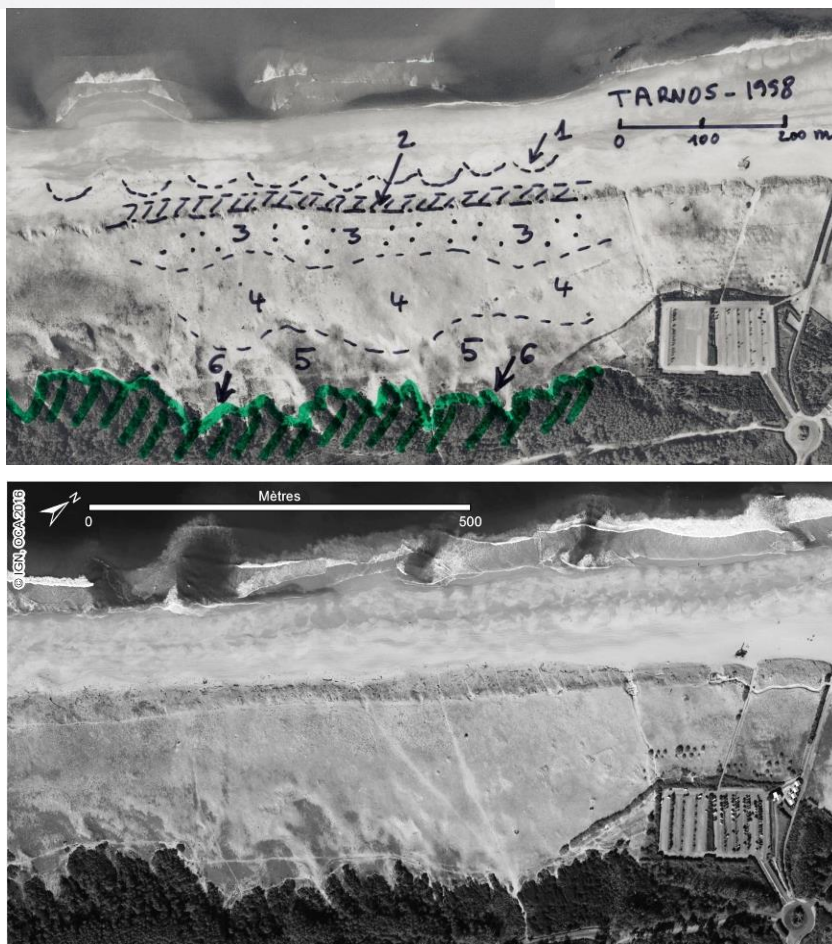


Illustration 219 - Morphologie de la dune au droit de la sous-cellule 6.2 de Capbreton à l'Adour en 1998 (en haut) et 2016 (en bas)

Type de contact entre plage et dune

Le contact dune/plage est doux et progressif, en raison de la présence quasi-uniforme d'avant-dunes bien développées (Illustration 220).

La berme est bien marquée dans la topographie de la plage, l'avant-dune la prolonge plus à l'ouest en pente douce jusqu'au sommet de la dune. Il n'y a pas de falaise dunaire dans ce secteur.



Illustration 220 - Type de contact dune/plage au droit de la sous-cellule 6.2 (OCA, 20/04/2011). Le haut de plage est très riche en sable, et le contact avec la dune grise se fait sans rupture par accollement de la berme à une avant-dune bien végétalisée

Evolution passée du trait de côte

Un réexamen des données disponibles sur le secteur par Manaud *et al.* (2001) indique que le trait de côte est généralement stable ou en progression entre 1825 et 1966. De 1966 à 1998, l'avancée a été de l'ordre de 0,5 à 1 m/an.

Cependant, cette tendance à la stabilité voire à l'accrétion n'est pas constante, et des phases de reculs ont été constatées lors de cette période : des témoignages font état de reculs à des taux de 1,5 m/an entre 1955 et 1965, à 1,6 km au nord de l'embouchure, et 6,5 m/an, sur la même période, à 150 m au nord de l'embouchure. Plus globalement, la présence des blockhaus sur la plage au droit du parking « du Métro » traduit un recul certain du trait de côte depuis la seconde guerre mondiale.

Ces alternances de phases d'avancée et de recul invitent donc à la prudence en matière de pronostic déterminé à partir des tendances historiques.

Sur la période plus récente, entre 1998 et 2009 (Illustration 221), on observe un recul quasi-généralisé du trait de côte de la sous-cellule, avec un maximum de 60 m au droit de Tarnos (PK 103) et de l'ordre de 40 à 50 m à l'embouchure de l'Adour.

De 2009 à 2014, la position du trait de côte en 2014 indique un recul de 10 m maximum sur l'ensemble de la sous-cellule, bien que très localement, au nord de la sous-cellule, une entaille d'érosion importante a incisé le cordon dunaire sur une largeur de l'ordre de 25 m. Ces reculs correspondent en majeure partie aux conséquences des tempêtes de l'hiver 2013/2014 (Illustration 221).

Par ailleurs, l'abaissement des fonds de l'avant-côte a été constaté, en particulier depuis les tempêtes de l'hiver 2013/2014 et aux environs de Tarnos (plage du Métro). Dans ce secteur où la granulométrie des sables est relativement grossière, induisant une pente forte de la plage, ce phénomène d'abaissement renforce l'effet de pente général de la plage avec un sillon pré littoral très marqué. L'érosion littorale en termes d'abaissement du profil de plage est ici clairement mise en évidence.

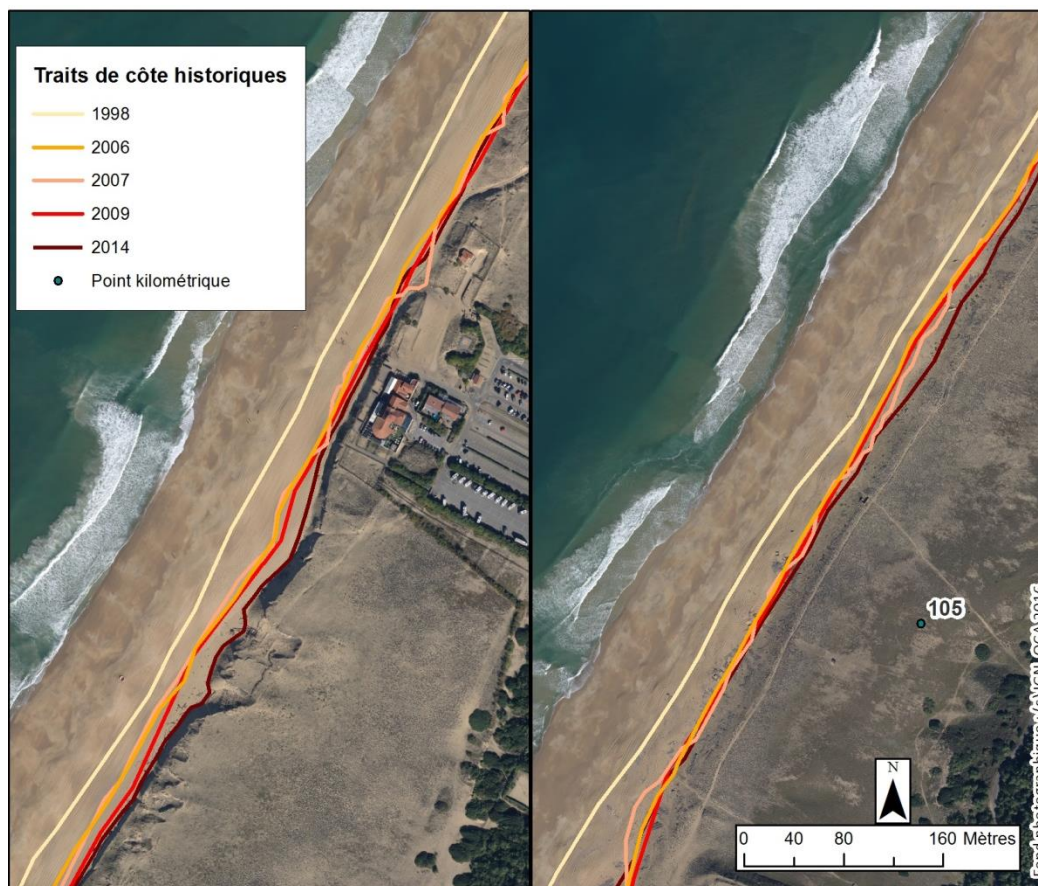


Illustration 221 - Positions historiques du trait de côte au sein de la sous-cellule sédimentaire 6.2

Scénario évolutif

L'état morphologique de la dune, large et bien développée, et les contacts dune/plage avec des avant-dunes établies, orientent vers un diagnostic de poursuite de sa stabilité à moyen terme. Pour autant, un recul significatif du trait de côte s'est produit de 1998 à 2014 et invite à la prudence concernant l'évolution future de cette sous-cellule.

Evolution prévisible/aléa

La stabilité constatée jusqu'en 1998 n'exclut pas la possibilité de périodes de recul significatif. Ces reculs sont attestés par la position des blockhaus, construits en crête dunaire dans les années 1940 et qui se trouvent aujourd'hui sur la plage, et par les forts taux de recul du trait de côte sur la période très récente.

Ainsi, dans le cadre de la caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050, il est proposé de retenir des taux moyens de recul de l'ordre de 1,2 à 1,8 m/an, depuis le parking de Labenne-Océan jusqu'à l'embouchure de l'Adour.

Impact d'un évènement majeur

Dans cette partie terminale de la côte sableuse landaise, les tempêtes de l'hiver 2013/2014 ont entraîné un recul du trait de côte relativement modéré. Les mesures de terrain effectuées par l'OCA font état, entre 2013 et avril 2014, de reculs de 4,2 m à Ondres et 8,7 m à Tarnos. Les plages se sont néanmoins engraisées à la suite de cet épisode de tempêtes.

4.9. CELLULE 7 : NORD DES PYRENEES-ATLANTIQUES

A l'extrémité sud du système des dunes littorales d'Aquitaine, cette dernière cellule trouve sa place entre l'embouchure de l'Adour et la Pointe Saint-Martin, laquelle marque le début de la côte rocheuse du pays basque. Elle concerne intégralement le linéaire côtier de la commune d'Anglet (Illustration 222).



Illustration 222 - Cellule sédimentaire 7, de l'Adour à la Pointe Saint-Martin (© Scan 25 IGN)

La plage de 4,5 km de long et d'orientation 31°N est bordée par un système dunaire peu important et fortement masqué par l'urbanisation de la ville d'Anglet.

4.9.1. Type de plage

Les plages d'Anglet n'ont pas été caractérisées dans la typologie des plages établie par Le Nindre *et al.* (2001). Elles sont plutôt étroites avec un estran de l'ordre de 100 à 150 m. Leur granulométrie est bimodale avec une fraction sableuse de diamètre médian 0,3 mm et une fraction grossière graveleuse de diamètre médian 1 mm. La zone intertidale présente une morphologie à deux pentes : une pente forte sur haut de plage (3%) et une pente plus faible en bas estran (1%). La berme en haut de plage est souvent caractérisée par des croissants de plage formés dans les matériaux les plus grossiers.

La morphologie générale de la plage est fortement impactée par la présence de la digue de l'Adour et des sept épis qui se succèdent de l'embouchure (plage de la barre) à Biarritz (plage de la chambre d'amour). Sur l'estran, des barres internes, associées à des chenaux de vidanges perpendiculaires au trait de côte, se développent fréquemment, bien que leur continuité latérale soit perturbée (Illustration 223).

La partie subtidale est, elle, caractérisée par des barres sous-marines pérennes mais dont la géométrie est plus rectiligne que celles présentes le long de la côte aquitaine (Rihouey, 2004).



Illustration 223 - Morphologie des plages sur la cellule 7

4.9.2. Type de dune

Le littoral d'Anglet a été très fortement artificialisé et ceci sur l'ensemble du linéaire (Illustration 224). Au nord et au sud où des ouvrages lourds, murs et épis, ont été installés pour lutter contre l'érosion marine, le cordon dunaire a disparu. Dans la partie centrale, la dune est basse et étroite et, dans son tronçon le plus développé - entre la plage des cavaliers et la plage de la madrague - elle se réduit à un simple bourrelet calibré, d'une vingtaine de mètres au maximum de largeur, supportant un sentier piétonnier.

4.9.3. Type de contact entre plage et dune

Sur ce secteur littoral très fortement anthropisé, la plupart des faciès n'ont plus rien de naturel. La plage est systématiquement nettoyée par des moyens mécaniques. Au début de la saison touristique, le sable que le vent a accumulé en hiver dans des ganivelles est redistribué sur la plage (Illustration 225). Dans la partie sud, le sable qui tend à envahir la promenade aménagée est stocké, cette fois-ci en simple tas, pour être restitué à la plage aux beaux jours.

4.9.4. Évolution passée du trait de côte

Cette côte, qui englobe les plages de la commune d'Anglet, a été particulièrement étudiée en raison de la lutte incessante menée dans ce secteur pour à la fois, maintenir navigable l'embouchure de l'Adour, et favoriser des enjeux touristiques très importants.

Aménagements du littoral

Depuis le percement de l'embouchure de l'Adour en 1578, à Boucau-Neuf, et la construction d'ouvrages de fixation du chenal qui ont suivi jusqu'à la grande digue édifiée en 1966, cette partie extrême de la province sédimentaire aquitaine a été progressivement coupée de l'apport en sable de la dérive littorale nord-sud en provenance du littoral landais. De même, la Pointe Saint-Martin isole cette zone des apports du sud car l'approfondissement des fonds côtiers ne permet plus les échanges sédimentaires latéraux entre zones via les plages sous-marines et les petits fonds.

Le démaigrissement progressif des fonds côtiers et l'érosion des plages d'Anglet ont débuté dans les années 1970. Les extractions de sédiments au large ont été stoppées, un protocole a été mis en place pour le rechargement systématique des petits fonds actifs situés devant les plages avec les matériaux (sables grossiers) issus des dragages d'entretien du chenal de navigation.

De 1974 à 1996, les sédiments dragués étaient rejetés au large des plages, du VVF aux corsaires. Dans la même période, afin de limiter le recul du trait de côte sur la partie sud des plages d'Anglet, des ouvrages voient le jour : digue sud arrêtant le courant d'expansion de la houle et six épis. En 1999, les services maritimes de la DDE creusent une fosse de garde au sud de l'embouchure afin de servir d'espace tampon et de limiter ainsi l'ensablement du chenal. Ces mesures ont permis entre 1973 et 1981 « un retour à un état moins préoccupant avec une sédimentation générale au niveau des fonds de -3 m CM environ (par rapport au zéro hydrographique) et une tendance au retour à l'état initial » (LCHF, 1987). Au sud de l'Adour, les ouvrages de défense et le rechargement constant des plages d'Anglet ont conduit à une quasi-maîtrise des processus érosifs qui n'ont plus de rapport avec une évolution naturelle (Sogreah, 1992).

Ainsi, les plages d'Anglet ont été protégées temporairement de l'érosion par les masses sédimentaires présentes sur la plage sous-marine dans les petits fonds. Ce stock joue un rôle important de dissipation de l'énergie, en favorisant le déferlement au large des vagues de tempêtes au niveau des barres subtidales, et protège ainsi le haut de plage de leur impact direct.



Illustration 224 - Aménagements du littoral sur la cellule 7
(seules les voiries ayant un rôle de protection sont représentées)



Illustration 225 - Plage sableuse d'Anglet (©OCA, 2008). Aménagement piétonnier du cordon dunaire. La gestion hivernale de la plage s'effectue par l'installation de ganivelles pour stocker le sable au niveau de l'interface dune/plage sur le cordon dunaire résiduel

L'arrêt du clapage dans les petits-fonds en 1990 a entraîné la diminution immédiate et rapide du stock sédimentaire dans toutes les zones. Un bilan permet de montrer que le taux d'érosion est important (de l'ordre de 500 000 m³ par an) et constant depuis 1990 (Rihouey, 2004).

Cela se traduit directement sur la géométrie des plages par une forte augmentation de la pente de l'avant-plage, ce qui limite d'autant plus la dissipation des vagues de tempêtes qui sont alors plus efficaces pour éroder l'estran. La pente de celui-ci devient alors plus forte entraînant de fait des déferlements des vagues plus puissants et plus érosifs.

Il en résulte une érosion chronique des plages et un recul du trait de côte associé. Au sein de la cellule, le recul chronique a été géré ponctuellement par l'installation des protections longitudinales de type enrochements au nord (plage de la barre) et au sud (du VVF à la chambre d'amour).

Vitesses d'évolution du trait de côte

Suite à la construction de la digue nord de l'Adour en 1963, la côte a reculé d'une quarantaine de mètres en 10 ans au sud de l'embouchure, soit un taux de recul moyen de 4 m/an. Par ailleurs le littoral reste extrêmement sensible aux fortes tempêtes qui sévissent sur ce littoral. Ainsi en 1975, une série de violentes tempêtes ont conduit à la disparition complète de la plage.

La mise en place des rechargements et des ouvrages a par la suite stabilisé l'érosion des plages et le recul du trait de côte jusqu'en 1990, date à laquelle les rechargements ont été interrompus. Ceux-ci ont été rétablis par la suite dans les années 2000.

Entre 1998 et 2009, les relevés du trait de côte disponibles sur la partie nord (plages de la barre et des cavaliers) montrent que le recul est de l'ordre de 0,5 à 1 m/an. La position du trait de côte en 2014 n'indique pas de recul fort sur le littoral de la cellule 7 (Illustration 226). Il est probable que des travaux de rechargement en sable et/ou de reprofilage sur la plage aient été effectués à la suite de l'impact des tempêtes de l'hiver 2013/2014.



Illustration 226 - Positions historiques du trait de côte de 1954 à 2014 sur le littoral d'Anglet

4.9.5. Scénario évolutif

Ce secteur est très particulier, tant concernant l'aménagement du trait de côte, que la gestion du stock sédimentaire. Aussi, aucun des scénario-type préalablement défini à l'échelle régionale ne peut y être appliqué.

4.9.6. Évolution prévisible/aléa

Ce secteur fait l'objet d'une gestion active de la dynamique sédimentaire. L'arrêt des opérations de dragage et de rechargement s'est déjà produite par le passé et a entraîné un retour de l'érosion des plages structurellement en déficit sédimentaire depuis la construction de la grande jetée nord de l'Adour.

Aussi, sans une telle gestion à l'échelle de la cellule, la poursuite de l'érosion à des taux de l'ordre de 0,5 à 1 m/an est probable sur la totalité du linéaire sableux de cette cellule.

Dans le cadre de la stratégie locale de gestion de la bande côtière de l'Agglomération Côte Basque Adour (Garnier et Millescamps, 2014) et de la caractérisation de l'aléa recul du trait de côte aux horizons 2025 et 2050, les taux moyens de recul retenus sont de 0,9 m/an à 1,2 m/an en moyenne.

4.9.7. Impact d'un évènement majeur

Les tempêtes de l'hiver 2013/2014 ont eu des impacts sur l'ensemble du littoral aquitain. Malgré un abaissement des plages et des débordements par paquets de mer ayant endommagé les infrastructures au droit des plages d'Anglet, le cordon dunaire n'a pas été érodé.

Toutefois, au regard des évolutions passées, des reculs majeurs pourraient se produire dans ce secteur. A titre d'exemple, sur l'illustration 227, une brèche dans la digue de protection en haut de plage s'était produit à la suite d'une tempête. Actuellement, le trait de côte est situé bien plus en arrière, le bâtiment situé le plus proche du rivage et au droit de la brèche a disparu.



Illustration 227 - Plage de Marinella en mars 1971, brèche dans la digue de protection (photographies : à gauche : M. Le Collen, à droite : ULM Sud Bassin, ©OCA 2017). En rouge est entouré un groupe d'habitations commun aux deux photographies.

5. Conclusion

La première partie de l'atlas morphodynamique de la côte sableuse aquitaine propose une description de la richesse et de la diversité du littoral. Pour ce faire, la nature intrinsèque de cet espace et les agents dynamiques responsables de son évolution sont d'abord expliqués. Parce que ces caractéristiques varient le long des 240 kilomètres de côte étudiés, les morphologies de l'avant-côte, de la plage et du cordon dunaire évoluent également.

Des typologies ont été établies pour dresser un inventaire et un portrait des principales formes des corps sédimentaires et des communautés végétales qui les peuplent. Plus précisément, cinq typologies des plages du nord vers le sud ont été définies par Le Nindre *et al.* (2001), pour individualiser des portions homogènes du littoral où les structures sédimentaires de l'avant-côte, de la plage et de la dune adoptent des morphologies similaires. Les groupes socio-écologiques des différentes entités dunaires d'est en ouest sont par ailleurs détaillés et apportent des informations supplémentaires sur la nature et l'évolution du milieu où elles se développent. Enfin, révélateur de l'évolution récente du littoral, les typologies des contacts dune/plage classiquement observés sur la côte aquitaine sont exposées.

Le dernier chapitre de l'atlas s'attache à exploiter ces informations pour appréhender les natures et les forçages en présence expliquant les morphologies côtières observées et leur dynamique d'évolution. Pour ce faire, la compréhension des flux sédimentaires qui s'opèrent au sein de l'espace littoral est nécessaire. Il en résulte un découpage de la côte en sept cellules sédimentaires, elles-mêmes décomposées en dix-sept sous-cellules, au sein desquelles les circulations sédimentaires ont un fonctionnement autonome par rapport à leurs voisines.

Chacune des sous-cellules sédimentaires fait l'objet d'une description détaillée, portant sur le type de plage, de contact dune/plage et de dune qui caractérisent la sous-cellule. L'évolution historique de la position du trait de côte y est décrite et un scénario d'évolution du système dune/plage est ensuite proposé. Enfin, les données récentes collectées et créées par l'Observatoire de la Côte Aquitaine alimentent cette description en fournissant les caractéristiques de l'aléa recul du trait de côte au droit de chaque entité.

L'atlas morphodynamique de la côte sableuse constitue un ouvrage synthétique de référence, pédagogique et scientifique, recueillant l'ensemble des informations relatives à la connaissance du littoral aquitain dans l'objectif de mieux cerner son fonctionnement actuel et son évolution future.

6. Bibliographie

- Abadie S., Butel R., Mauriet S., Morichon D., Dupuis H. (2006)** - Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast. *Continental Shelf Research* 26, pp 1924-1939.
- Allen G., Castaing P., Feral A., Klingebiel A. et Vigneaux M. (1970)** - Contribution à l'étude des faciès de comblement et interprétation paléogéographique de l'évolution des milieux sédimentaires récents et actuels de l'estuaire de la Gironde. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 8:99-154
- Allen G. (1972)** - Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. Thèse d'Etat Sciences, Université Bordeaux I, 314 p.
- Allen G., Castaing P. (1977)** - Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, pp 255-260.
- Artelia (2012)** - Communauté de communes de la Pointe du Médoc - Réalisation d'un diagnostic permettant la détermination d'une stratégie communautaire de gestion du phénomène d'érosion, Phase 1.
- Artelia, GEO- Transfert (2015)** - Erosion au niveau des passes du Bassin d'Arcachon Phases 1 et 2 : Diagnostic Risque. Rapport provisoire.
- Aubié S. (1996)** - L'érosion du littoral aquitain et l'impact des aménagements sur le trait de côte (de la Pointe de Grave au Cap Ferret). D.E.S.S., Université de Bordeaux, D.G.O., 61 p.
- Aubié S. et Tastet J.-P. (2000)** - Coastal erosion, processes and rates : an historical study of the Gironde coastline, southwestern France. *Journal of Coastal Research*, 16 (3), pp 756-767. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.
- Barrère P. (1980)** - Rapport préliminaire en vue de l'étude suivie du cordon dunaire du littoral aquitain ; étude pour l'Office National des Forêts, Bordeaux.
- Barrère P. et Duparc J.L. (1981)** - Atlas des types de dunes littorales. Laboratoire de Géographie Physique appliquée. Université de Bordeaux III.
- Barrère P. (1989)** - Memento technique des dunes littoral aquitain, fiches écodynamiques ; étude pour l'Office National des Forêts, Bordeaux.
- Barrère P. (1992)** - Dynamics and management of coastal dunes of the Landes, Gascony, France. In : Sheehy-Skeffington, C. (Ed.), *Coastal Dunes*. Rotterdam, pp 25-32.
- Barrère P. (1994)** - La Forêt Landaise - Editions Privat
- Bellec V. (2003)** - Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plateforme aquitaine depuis le Néogène. Thèse Géologie Marine, Université Bordeaux I, 294 pp
- Bernon N., Mallet C., Belon, R., avec la collaboration de Hoareau A., Bulteau T. et Garnier C. (2016)** - Caractérisation de l'aléa recul du trait de côte sur le littoral de la côte aquitaine aux horizons 2025 et 2050. Rapport final. BRGM/RP-66277-FR, 99 p., 48 Ill., 16 tab., 2 ann., 1 CD.
- Bernon N., Mugica J., Le Cozannet G. et Maspataud A. (2017)** - Cartographie de la vulnérabilité du littoral au recul du trait de côte dans un contexte de changement climatique à l'échelle du bassin Adour-Garonne. Rapport final. BRGM/RP-67395-FR, 96 p., 57 ill., 8 tab, 1 ann.
- Birkemeier WA, Nicholls RJ, Lee GH. (1999)** - Storms, storm groups and nearshore morphologic change. *Proceedings of the Coastal Sediments'99 Conference*. American Society of Civil Engineers (ASCE): Reston, VA; 1109-1122.

- Bouchet J.M. (1974)** - Evolution, hydrologie, écologie du Bassin d'Arcachon, in Bulletin I.G.B.A., n°15, pp 15-30.
- Bouchet J.M., Deltreil J.P., Manaud F., Maurer D., Trut G. (1997)** - Etude Intégrée du Bassin d'Arcachon - Synthèse 1997. 129 p.
- BRGM (1986)** - Le bassin d'Aquitaine par Platel J.P. et Dubreuilh J. in Lajoinie J.P., Platel J.P., Autran A., Dubreuilh J., Bonijoly D., Fourniguet J. (1986) – Grandes étapes de l'histoire géologique de quatre régions françaises. Rapport BRGM 86-SGN-424-GEO, 18 p., 12 planches.
- Braud F. (1986)** - La dynamique sédimentaire à l'embouchure d'un estuaire, intérêt du sonar latéral à l'étude de la passe Sud-Gironde, thèse 3^{ème} cycle, n°2117, Université Bordeaux I, 278 p.
- Brunet M.F. (1984)** - Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geol. Mag.*, 121, (5), pp 421-428.
- Buffault P. (1929)** - Variations récentes de la ligne de rivage océanique de Gascogne. Bulletin de la Section de Géographie, Imprimerie Nationale (Paris) pp 134-146.
- Buffault P. (1942)** - Histoire des dunes maritimes de la Gascogne. Éditions Delmas, Bordeaux. 466 p.
- Bulteau T., Nicolae Lerma A., Lecacheux S. (2013-a)** – Projet climats de houle – Phase 2 : Analyse des valeurs extrêmes de vagues le long de la côte atlantique et en Manche. Rapport final. BRGM/RP-62730-FR, 49 p., 26 fig., 3 ann.
- Bulteau T., Mugica J., Paris F., Pedreros R. (2013-b)** - Caractérisation de l'aléa submersion marine dans le cadre des PPRL dans les Landes. Détermination de l'évènement naturel de référence. Rapport « intermédiaire ». BRGM/RP-62043-FR, 62 p., 43 fig., 3 tab., 1ann.
- Bulteau T., Mugica J., Mallet C., Garnier C., Rosebery D., Maugard F., Nicolae Lerma A., Nahon A., avec la collaboration de Millescamps B. (2014)** - Evaluation de l'impact des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la morphologie de la côte aquitaine. Rapport final. BRGM/RP-63797-FR, 68 p., 138 fig., 8 tab., 2 ann.
- Butel R., Dupuis H., Bonneton P. (2002)** - Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic coast using in situ data. *Journal of Coastal Research* 36 (Special Issue), 96-108.
- Caires S. and Sterl A. (2004)** - Climatology, Variability and Extrema of Ocean Waves. The Web-based KNMI/ERA-40 Wave Atlas. *International Journal of Climatology*, 25, pp 963-997.
- Canérot J. (2008)** - Les Pyrénées – Tome 1 : Histoire géologique, 516 p. – Tome 2 : Itinéraires de découverte, 127 p. Atlantica Editeur.
- Casagec Ingénierie ET Artelia (2015)** - Stratégie locale de gestion du trait de côte de Capbreton. Etape 1 – Diagnostic détaillé du littoral. Rapport n°CI-14001-a-rev0. 55p. 4 ann.
- Cassini (1798)** - Carte géométrique de la France, 1/86400. Feuilles 103 et 135.
- Castaing P. (1981)** - Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes, cas de la Gironde. Thèse, Bordeaux, 530 p.
- Castelle B., Bonneton P. (2006)** - Modelling of a rip current induced by waves over a ridge and runnel system on the Aquitanian coast, France. *Compt. Rendu. Geosci.* 338, pp 711-717.
- Castelle B., Bonneton P., Dupuis H., and Sénéchal N. (2007-a)** - Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian coast: A review. *Mar. Biol.*, 245, pp 141-159.
- Castelle B., Turner I.L., Ruessink B.G. (2007-b)** - Impact of storms on beach erosion : Broadbeach (Gold Coast, Australia). *J. Coast. Res.* SI 50, pp 534-539.

- Castelle B., Marieu V., Bujan S., Splinter K.D., Robinet A., Senechal N. et Ferreira S. (2015)** - Impact of the winter 2013-2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 238, 135-148.
- Castelle B., Scott T., Brander R.W., McCarroll R.J. (2016)** - Rip current types, circulation and hazard. *Earth Science Reviews* 163, pp 1-21.
- Castelle B., G. Dodet, G. Masselink, and T. Scott (2017)** - A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 1384–1392, doi:10.1002/2016GL072379.
- Charles E. (2012)** - Impact du changement climatique sur le climat de vagues en zone côtière par régionalisation dynamique : application à la côte aquitaine. *Océanographie*. Université Toulouse III - Paul Sabatier, Français. <tel-01280874>
- Church J.A. & White N.J. (2011)** - Sea Level Rise from the late 19th to the early 21st century. *Surv Geophys* 32: 585. doi:10.1007/s10712-011-9119-1
- Church J.A., Clark P.U., Cazenave A., Gregory J.M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M.A., Milne G.A., Nerem R.S., Nunn P.D., Payne A.J., Pfeffer W.T., Stammer D. and Unnikrishnan A.S. (2013)** - Sea Level Change. In: *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.
- Cirac, P., Weber, O. et Gillet, H. (2009)** - Génèse et remaniement des formes sédimentaires sur le plateau aquitain. In 12^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, ASF, 77. Rennes (France).
- Cirac P., Berne S., Castaing P., Weber O. (2000)** - Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine, *Océanologica Acta*. Vol. 23 - n°6, pp. 663-686.
- Clarke M. L., Rendell H. M., Pye K., Tastet J. P., Pontee N. and Massé L. (1999)** - Evidence for the timing of dune development on the Aquitaine coast, southwest France. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* Supplement Band 116, pp. 147-163.
- Clarke M., Rendell H., Tastet J-P., Clavé B., Massé L. (2002)** - Late Holocene sand invasion et North Atlantic storminess along the Aquitaine Coast, southwest France. *The Holocene*, 12, 2 pp 231-238.
- Clavé B. (2001)** - Evolution des paleo-environnements côtiers à l'Holocène : Exemple de l'Aquitaine septentrionale. Thèse d'Océanographie et de Paléo-océanographie, Université Bordeaux I, 310 p.
- Clus-Auby C. (2000)** - La gestion de l'érosion du littoral dunaire aquitain. Thèse Géogr. Aménag., Université de Bordeaux III, 452 p.
- Cowell P.J., Thom, B.G. (1994)** - Morphodynamics of coastal evolution. In : R. W. G. Carter & C. D. Woodroffe (Eds), *Coastal evolution, late quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge : Cambridge University Press.
- Curnelle R. et Dubois P. (1986)** - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, n° 4, pp 529-546.
- Dehouck A., Lafon V., Sénéchal N., Froidefond J.M., Almar R., Castelle B. et Martiny N. (2012)** - Evolution morphodynamique interannuelle du littoral sud de la Gironde. *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection* n°197, pp 31-42.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielinck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S., Sandulescu M. éditeurs (2000)** - Atlas Peri-Tethys palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris, explanatory notes : 269 p., atlas : 11 cartes.

Derruau M. (2010) - Les formes du relief terrestre, Paris, Armand Colin, « U », 240 p. ISBN : 9782200244286.

Desmazes F. (2005) - Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine. Exemple de la plage du Truc Vert. Thèse de doctorat en Géologie Marine. 272 p., 6 ann.

Dubreuilh J. (1971) - Etude géologique des formations quaternaires du Bas-Médoc. Essai de corrélations stratigraphiques. Diplôme d'études supérieures de géologie, Bordeaux, Faculté des Sciences de Bordeaux 1, 147 p.

Dubreuilh J., Marionnaud J.M. (1973) - Carte géologique de la France (1/50000), Feuille Lesparre Médoc-Le Junca (753-754), Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Dubreuilh, J.M. Marionnaud, P. Andreieff, 47 p.

Dubreuilh J., Karnay G., Bouchet J.M., Le Nindre Y.M. (1992) - Notice explicative, Carte Géologique de la France (1/50 000), feuille Arcachon (825) – Orléans : BRGM, 53 p. Carte géologique par J. Dubreuilh et J.M. Bouchet

Ferreira O. (2005) - Storm groups versus extreme single storms: predicted erosion and management consequences. J. Coast. Res. Spec. Issue 42, pp 221-227.

Froidefond J.M., Castaing P. (1979) - Analyse de l'évolution morphologique et estimation du volume des apports sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde de 1825 à 1973. Contrat C.N.E.X.O.-I.G.B.A. no 78/5613. Publ. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, Mars 1979, 1 texte 59 p., 1 t.pl.

Froidefond J.M. (1982) - Processus d'évolution d'un littoral sableux au cours de l'holocène. Application au domaine aquitain. Présentation d'une méthode de géomorphologie dynamique et quantitative, Thèse de doctorat, 273 p

Froidefond J.M., Frappa M., Gayet J., De Resseguier A. et Vigneaux M. (1984) - Réalisation d'une carte bathymétrique et reconnaissance géomorphologique et géologique des roches sous-marines de la côte du Médoc (Gironde). Bull. I.G.B.A. n°35, Bordeaux, pp 5-21, 15 fig.

Froidefond J.M. (1985) - Méthode de géomorphologie côtière. Application à l'étude de l'évolution du littoral aquitain. Mémoire I.G.B.A., 18, pp 1-273.

Froidefond J.M., Legigan P. (1985) - La grande dune du Pilat et la progression des dunes sur le littoral aquitain. Bulletin de l'Institut de géologie du Bassin d'Aquitaine. N°38, 11 p.

Froidefond, J. M. Prud'Homme, R. (1991) - Coastal erosion and aeolian sand transport on the Aquitaine coast, France. Acta Mechanica, suppl. 2, pp 147-150.

Garnier C., Millescamps B. (2014) - Agglomération Côte Basque Adour : Évaluation de l'aléa érosion côtière en 2023 et 2043 dans le cadre de la stratégie locale de gestion de la bande côtière. Rapport final BRGM/RP-63780-FR, 78 p., 78 fig., 5 tab., 4 ann.

Gassiat L. (1989) - Hydrodynamique et évolution sédimentaire d'un système lagune-flèche littorale, Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, 276 p.

Hay C. C., Morrow E., Kopp R. E., Mitrovica J.X (2015) - Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. Nature. DOI: .

Horton, B. P., Rahmstorf, S., Engelhart, S. E., and Kemp, A. C. (2014) - Expert assessment of sea-level rise by ad 2100 and ad 2300. Quaternary Science Reviews 84, 1–6.

Howa H. (1987) - Le Littoral du Nord Médoc (Gironde). Evolution d'une côte sableuse en érosion. Thèse de Doctorat d'Etat n°146, Université de Bordeaux I, 258 p.

Idier D. et al. (2012) - Modélisation des surcotes sur les côtes françaises, manche et atlantique. Congrès SHF : « Evènements extrêmes fluviaux et maritimes », Paris, 1-2 février 2012.

Idier D., Castelle B., Charles E., Mallet C. (2013) - Longshore sediment flux hindcast: spatiotemporal variability along the SW Atlantic coast of France. *J. Coast. Res. Spec. Issue* 65, pp 1785-1790.

IFREMER (1997) - Etude intégrée du Bassin d'Arcachon, 129 p.

Jossand R. (2004) - Etude de l'évolution du trait de côte et de l'impact des ouvrages de défense contre la mer de Lacanau-océan pour la définition de nouvelles solutions de défense. Master de l'Université Bordeaux I, Génie Géologique et Génie Civil, au Service Maritime et de Navigation de Gironde, 71 p.

Kamphuis J. W. (1991) - Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 117(6): pp 624-640. doi:10.1061/(ASCE)0733-950X(1991)117:6(624).

Karunaratna H., Pender D., Ranasinghe R., Short A.D., Reeve D.E. (2014) - The effect of storm clustering on beach profile variability. *Mar. Geol.* 348, pp 103-112.

Kopp, R. E., Horton, R. M., Little, C. M., Mitrovica, J. X., Oppenheimer, M., Rasmussen, D. J., et al. (2014) - Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide-gauge sites. *Earth's Future* 2, 383–406. doi:10.1002/2014EF000239

Latouche C., Jouanneau J.M. (1994) - Etude de la dynamique de l'eau et des sédiments 8-21. In : Mauvais J.L., Guillaud J.F., coord. Livre blanc de l'estuaire de la Gironde, IFREMER, Agence de l'eau Adour-Garonne, 115 p.

Lageat Y., Battiaud-Queney Y., Prat M.C. (2012) L'homme doit-il maîtriser le littoral. *Dynamiques Environnementales* n°30. Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, 217 p.

LCHF (1979) - Etude en nature de la côte aquitaine (entre la Pointe de la Grave et l'embouchure de l'Adour). Rapport établi pour la mission interministérielle pour l'aménagement de la côte aquitaine, Laboratoire Central Hydraulique de France.

LCHF (1985-a) - Site de Lavergne II - Evolution du Cap-Ferret. ESSO-REP, rapport 29 p., annexes.

LCHF (1985-b) - Wharf de La Salie. Evolution des fonds. SIBA, rapport 16 p., 14 fig., et 5 cartes et plan.

LCHF (1987) - Catalogue sédimentologique des côtes françaises, De la Baie du Mont-Saint-Michel à la frontière espagnole, partie B. Collection de la DER d'EdF n° 65, Paris : Eyrolles.

Le Cozannet G., Lecacheux S., Delvallée E., Desramaut N., Oliveros C., Pedreros R. (2010) - Teleconnection Patterns influence on sea wave climate in the Bay of Biscay, *Journal of Climate*

Le Nindre Y.M. (2001) - Benhammouda S., Rouzeau O., Haas H., Quessette J.A. (2001) - Elaboration d'un outil de gestion prévisionnelle de la côte Aquitaine. Phase 3 : diagnostic d'évolution et recommandations. Contribution du BRGM, BRGM/P-0822-FR, 115p., 55 fig., 5 tabl., 2 ann.

Lericolais G, Berné S, Fenies H. (2001) - Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Mar. Geol.* 175, pp. 183-197.

Le Treut H. (2013) - Les impacts du changement climatique en Aquitaine : un état des lieux scientifique. Pessac°: Presses Universitaires de Bordeaux : LGPA-Editions, 365 p. (*Dynamiques environnementales*, Hors-Série 2013)

Levêque F. (1936) - Bordeaux et l'estuaire girondin. Imp. DELMAS, Bordeaux, 163 p.

Lorin J., Viguier J., Migniot C. (1979) - Etude en nature de la Côte Atlantique entre la Pointe de Grave et l'embouchure de l'Adour. L.C.H.F., M.I.A.C.A., rapport général 269 p., 237 fig., 169 photos.

Mallet C. (1998) - Etude de la dynamique des sédiments non cohésifs de l'embouchure de la Gironde. Thèse de doctorat en géologie marine n°2026, Université Bordeaux I, 123 p.

- Manaud F., L'Yavanc J., Negre S., Tougeron C., Trut G. (2001)** - Elaboration d'un outil de gestion prévisionnelle de la côte Aquitaine. Phase 3 : diagnostic d'évolution et recommandations. Contribution de l'IFREMER. Rapport IFREMER DEL-AR.
- Manaud F. (1971)** - L'évolution morphologique récente du Bassin d'Arcachon. Thèse de 3^{ème} cycle Géographie, Univ. Bordeaux III, 108 p., 42 pl. h.-t., 9 photos.
- Marionnaud J.M. (1972)** - Carte géologique de la France (1/50000), Feuille Saint-Vivien-de-Médoc - Soulac-sur-Mer (729-730), Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Dubreuilh et J.M. Marionnaud (1973) 45p.
- Masse (1707)** - Carte générale du Médoc, partie de Guyenne et de Saintonge, 1/28500, n° 171, 172, 178.
- Mazières A. (2014)** - Evolution morphologique et processus sédimentaires actuels du plateau continental interne sud-aquitain : étude comparée des zones de la Salie-Biscarosse (Sud des passes d'Arcachon) et la zone de la tête du canyon de Capbreton. Thèse de Doctorat. Géomorphologie. 215p., 2 ann..
- Menier D. (2003)** - Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique. Thèse Université de Bretagne Sud, 211 p.
- Michel D., Howa H. (1996)** - Morphodynamic behaviour of a tidal inlet system in a mixed energy environment, *Physics and Chemistry of the Earth*, 22 (3-4), pp 339-343.
- Michel D. Howa H. (1997)** - Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. Université de Bordeaux I, thèse n°1670, 162 p.
- Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement Durable et de la Mer (MEEDDM) (2010)** - La gestion du trait de côte. Editions Quae, Paris, 304 p.
- Mugica J., Paris F., Nicolae Lerma A., Pedreros R., Ayache B., Garcin M., Bulteau T., Hoareau A. (2016)** – Caractérisation de l'aléa submersion marine dans le cadre des PPRL du Bassin d'Arcachon – Approche dynamique avec prise en compte des ouvrages de protection côtière. Rapport final. BRGM/RP-64807-FR, 120 p., 117 fig., 10 tab., 8 ann., 1 CD.
- Nerem R. S.; Beckley B. D., Fasullo J. T., Hamlington B. D., Masters D., Mitchum G. T. (2018)** - Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *National Academy of Sciences*. doi : <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>.
- O.N.F., Pouget F., Barrère P., GEOSYS, (1990)** - Atlas des types de dunes du littoral Aquitain. Office National des Forêts – GEOSYS, Atlas 1/25 000, notice technique.
- O.N.F., sous la direction de Favennec J. (2012)** - Guide de la flore des dunes littorales – De la Bretagne au sud des Landes. 4^{ème} édition. Editions Sud-Ouest. 168p.
- Orgeron C. (1974)** - Sédimentologie des passes d'entrée du bassin d'Arcachon. *Bull Géol. Bassin d'Aquitaine*, 15, pp. 31-51-18 fig.
- Paskoff R. (1997)** - Typologie géomorphologique des milieux dunaires européens. In: Favennec J., Barrère P. (Eds.), *Biodiversité et protection dunaire*. Lavoisier, Paris, pp 198-219.
- Pedreros R. (1994)** - Dynamique résiduelle de deux systèmes côtiers : un littoral, une baie. D.E.A. Université de Bordeaux I, 36 p.
- Pontee N., Tastet J.P., Masse L. (1998)** - Morphosedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, S.W. France. *Oceanologica Acta*, 21, 2, pp. 243-261.
- Pouget P., Barrère P., GEOSYS (1990)** - Atlas des types de dunes du littoral aquitain. Office National des Forêts-GEOSYS. Atlas 1/25 000 et notice.

- Prenant A. (1968)** - Le littoral atlantique. Rapport DATAR, Institut de Géographie, Université de Bordeaux III, Fasc. N°4, 60 p., 2 cartes h.t.
- Prévotaux B. (2012)** - Etude de l'évolution diachronique d'indicateurs géomorphologiques du littoral aquitain à partir de photographies aériennes. Mémoire d'Ingénieur géologue. Institut Polytechnique Lasalle-Beauvais, 96 p., fig. 104, 14 annexes, 1CD.
- Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard (2016)** - Côtes & Mer - La lettre du Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard n°9.
- Rihouey D. (2004)** - Analyse statistique de l'évolution morphodynamique des plages sableuses : application aux sites d'étude du programme national d'environnement côtier et aux plages d'Anglet. PhD thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- Serrano O., Delmas J., Hanot F., Vially R., Herbin JP., Huel P., Tourlière B. (2006)** - Le Bassin d'Aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. *Ed. BRGM*, 245 p., 142 figures, 17 tableaux, 17 annexes.
- SHOM (2012)** - Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France (Manche et Atlantique). Rapport SHOM, 144 p., 2 ann.
- SHOM/CETMEF (2012)** - Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France (Manche et Atlantique). 160 p.
- SHOM (2017)** - Références altimétriques maritimes. Edition 2017.
- Short A. (1999)** - Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. Wiley.
- Sogreah (1992)** - Anglet, Plage de la Barre – Défense de la promenade de front de mer. Rapport n°5-1353, 7p + cartes + photos.
- Sogreah, Larag, (1995)** - Littoral de la Gironde - Evolution prévisible. Préfecture de la Gironde, rapport réf. SOGREAH 51 1456/JMG, décembre 1994, actualisation juin 1995, 70 p. + figures et photos + plans.
- Sottolichio A. (1994)** - Mise à jour du catalogue sédimentologique des côtes françaises. Rapport pour le Service Technique Central des Ports Maritimes et des Voies Navigables, Université Bordeaux I, 38 p.
- Splinter K.D., Carley J.T., Golshani A., Tomlinson R. (2014)** - A relationship to describe the cumulative impact of storm clusters on beach erosion. *Coast. Eng.* 83, pp 49-55.
- Stanley D.J. (1995)** - A global sea-level curve for the late Quaternary : the impossible dream. *Marine Geology* 125, pp 1-6.
- Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., et al. (2006)** - Empirical parametrization of setup swash and runup. *Coastal engineering* 53, pp 573-588. DOI : 10.1016/j.coastaleng.2005.12.005.
- Taillantou J.J. (1999)** - Les landais à la conquête de leur littoral (évolution de la côte sud des landes 1780-1840). *Bull. Soc. Borda*, 453, 124-160.
- Tastet J-P. (1998)** - Chronologie et cartographie d'un complexe dunaire côtier holocène, l'exemple aquitain du Nord-Médoc (France). *Quaternaire*, 9 (3), pp 157-167.
- Tastet J-P. (1999)** - Le Pléistocène de la façade Atlantique du Nord-Médoc (France) : Etat des connaissances sur la lithologie et la chronostratigraphie des « Argiles du Gup » s.l.. *Revue Quaternaire* 10 (2-3), pp 199-212.
- Tastet J-P. (2004)** - 4000 ans d'activité éolienne sur la Côte Aquitaine enregistrés dans la dune du Pilat. Dans Fénies et Tastet : Livret-guide d'excursion, Association des Géologues du Sud-Ouest (AGSO), 3 octobre 2004, 8 pp.

Tastet, (2016) - La dune du Pilat, 4000 ans d'enregistrement climatique. Dans L. Gouguet et M-C. Prat : Livret-guide d'excursion, EUCC France et ONF 29/10/2016, pp 39 - 44.

Tastet J-P. et Londeix L. (2002) - Exposition Cap-Sciences « Aquitaine sortie des eaux » <http://websites.cap-sciences.net/ase/aquitaine/index.html> .

Tastet J-P. et Pontee N. (1998) - Morpho-chronology of coastal dunes in Medoc. A new interpretation of Holocene dunes in southwestern France. *Geomorphology*, 25, pp 93-109.

Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., Van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B.J., Isaksen I., Janssen P.A.E.M., Jenne R., McNally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., and Woollen J. (2005) - The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, pp 2961-3012.

Woodroffe C.D. (2002) - Coasts : form, process and evolution. Cambridge, UK, Cambridge University Press, 623 p.

Annexe 1. Echelle des temps géologiques

Éon	Ère	Période	Époque	Âge	Bornes		Évènements majeurs	Fossiles spécifiques		
					Ma	±				
P H A N É R O Z O Ï Q U E	C É N O Z O Ï Q U E	Quaternaire	Néogène	Holocène	11430 a	130 a	sédentarisation de l'homme			
				Pléistocène	supérieur	0,126	0,005	cycles glaciaires dans l'hémisphère nord ; extinction des mammifères géants ; évolution de l'homme moderne	<i>H. sapiens</i> <i>H. neanderthalensis</i> <i>H. antecessor</i> <i>H. erectus</i>	
					moyen	0,781	0,005			
					inférieur	1,806	0,005			
				Pliocène	Gélasien	2,588	0,005		<i>H. ergaster</i> <i>H. habilis</i>	
					Plaisancien	3,600	0,005			Abel Lucy
					Zancléen	5,332	0,005			
					Miocène	Messinien	7,246	0,005	Séparation de la lignée humaine et de la lignée des chimpanzés	Toumai, Orrorin
						Anversien/Tortonien	11,608	0,005		
		Serravallien	13,65			0,05				
		Langhien	15,97	0,05						
		Burdigalien	20,43	0,05						
		Aquitanien	23,03	0,05						
		Paléogène	Oligocène	Chattien	28,4	0,1				
				Rupélien	33,9	0,1				
	Éocène		Priabonien	37,2	0,1	Apparition des premiers mammifères modernes, premier primate				
			Bruxellien/Bartonien	40,4	0,2					
			Lutétien/Lédien	48,6	0,2					
			Yprésien	55,8	0,2					
	Paléocène		Thanétien	58,7	0,2					
			Sélanien/Montien	61,7	0,2					
			Danien	65,5	0,3					
	M É S O Z O Ï Q U E	Secondaire	Crétacé	supérieur	Maastrichtien	70,6	0,6	isolement de l'Euramérique ; extinction des dinosaures ; premiers mammifères à placenta	Ammonites	
					Campanien	83,5	0,7			
					Santonien	85,8	0,7			
					Coniacien	89,3	1,0			
					Turonien	93,5	0,8			
					Cénomanien	99,6	0,9			
				inférieur	Albien	112,0	1,0	isolement de l'Afrique		
					Aptien	125,0	1,0			
					Barrémien	130,0	1,5			
					Hauterivien	136,4	2,0			
					Valanginien	140,2	3,0			
					Berriasien	145,5	4,0			
			Jurassique	supérieur Malm	Tithonien	150,8	4,0	mammifères marsupiaux ; premiers oiseaux ; premières plantes à fleurs		
					Kimméridgien	155,7	4,0			
	Oxfordien	161,2	4,0							
	moyen Dogger	Callovien	164,7	4,0						
		Bathonien	167,7	3,5						

P A L É O Z O I Q U E	Primaire			Bajocien	171,6	3,0		division de la Pangée	
				Aalénien	175,6	2,0			
			inférieur Lias	Toarcien	183,0	1,5			
				Pliensbachien	189,6	1,5			
				Sinemurien	196,5	1,0			
				Hettangien	199,6	0,6			
		Trias	supérieur	Rhétien	203,6	1,5		premiers dinosaures ; mammifères ovipares	Cératites
				Norien	216,5	2,0			
				Carnien	228,0	2,0			
			moyen	Ladinien	237,0	2,0			
				Anisien	245,0	1,5			
			inférieur	Olenekien	249,7	0,7			
				Indusien	251,0	0,4			
		Permien	Lopingien	Changhsingien	253,8	0,7		extinction massive du Permien (90% des espèces)	
				Wuchiapingien	260,4	0,7			
			Guadeloupéen	Capitanien	265,8	0,7			
				Wordien	268,0	0,7			
				Roadien	270,6	0,7			
			Cisuralien	Kungurien	275,6	0,7			
				Artinskien	284,4	0,7			
				Sakmarien	294,6	0,8			
				Assélien	299,0	0,8			
		Carbonifère	Silésien-Pennsylvanien	Gzhélien	303,9	0,9		nombreux insectes ; premiers reptiles ; premiers arbres primitifs de grande taille	
				Kazimovien	306,5	1,0			
				Moscovien	311,7	1,1			
				Bashkirien	318,1	1,3			
			Mississippien-Dinantien	Serpukhovien	326,4	1,6			
				Viséen	345,3	2,1			
		Dévonien	supérieur	Famennien	374,5	2,6		premiers Amphibiens ; Ptéridophytes : prêles fougères	
				Frasnien	385,3	2,6			
			moyen	Givétien	391,8	2,7			
				Eifelien	397,5	2,7			
			inférieur	Emsien	407,0	2,8			
				Praguien	411,2	2,8			
				Lochkovien	416,0	2,8			
		Silurien	Pridoli	Pridolien	418,7	2,8		premières plantes terrestres ; abondance d'algues calcaires dans les mers	Euryptérides
			Ludlowien	Ludfordien	421,3	2,6			
				Gorstien	422,9	2,5			
			Wenlockien	Homérien	426,2	2,4			
				Sheinwoodien	428,2	2,3			
			Llandovérien	Télychien	436,0	1,9			
				Aéronien	439,0	1,8			
				Rhuddanien	443,7	1,5			
		Ordovicien	supérieur	Hirnantien	445,6	1,5		algues simples et récifales ; prédominance des Invertébrés	Graptolites
				Ashgillien	455,8	1,6			
				Caradocien	460,9	1,6			
			moyen	Llandeiliien	468,1	1,6			
				Llanvirnien	471,8	1,6			

P R O T É R O Z O I Q U E	A R C H É E N	H A D É E N	inférieur	Arénigien	478,6	1,7		
				Trémadocien	488,3	1,7		
			Cambrien	supérieur ou Furongien	-	-	diversification majeure ; premières algues vertes et algues rouges	Trilobites
				Paibien	501,1	2,0		
				Mayaien	-	-		
				Amgaien	513,0	2,0		
				Tommotien	-	-		
				Atdabanien	542,0	1,0		
			fin du Précambrien					
			NÉO	Édiacarien		630	-	premiers métazoaires, Vers et Coelentérés
				Cryogénien	Varangien	650	-	glaciation Varanger
					Sturtien	850	-	
				Tonien		1000	-	formation du continent Rodinia
			MÉSO	Sténien		1200	-	Acritarches
				Ectasien		1400	-	
				Calymnien		1600	-	
			PALÉO	Stathérien		1800	-	émergence du continent Columbia
				Orosirien		2050	-	premiers eucaryotes ; apparition de l'oxygène O ₂
				Rhyacien		2300	-	
				Sidérien		2500	-	
A R C H É E N			NÉOARCHÉEN			2800	-	disparition du méthane CH ₄ ; disparition du dioxyde de carbone CO ₂ ; archéobactéries Eubactéries
			MÉSOARCHÉEN			3200	-	
			PALÉOARCHÉEN			3600	-	
			ÉOARCHÉEN			3800	-	
H A D É E N						4550	-	formation des océans par condensation de l'eau de l'atmosphère composée d'N ₂ , de CO ₂ et de CH ₄ ; solidification de la croûte terrestre ; refroidissement de la Terre

Annexe 2. Chronologie de la mise en place des massifs dunaires aquitains - évolution des datations

Les grands champs dunaires littoraux se sont formés au cours de la période Holocène (il y a environ 12 000 ans, cf. annexe 1), à la fin de la transgression post-glaciaire, particulièrement lors des phases de ralentissement, ou d'inversion temporaire, de la remontée du niveau marin. Les premières études stratigraphiques et cartographiques des systèmes dunaires régionaux ont été menées par Dubreuilh (1971) et par le BRGM. Elles établissent une classification chronologique basée sur la morphologie des édifices dunaires (Marionnaud, 1972 ; Dubreuilh et Marionnaud, 1973).

D'est en ouest, quatre générations de dunes sont alors distinguées par la méthode du C_{14} appliquée sur des sols anciens (paléosols) visibles dans des falaises d'érosion (Dubreuilh, 1971) :

- le système dunaire Méso à Néolithique, constitué de barkhanes isolées et de rides barkhanoïdes, d'âge antérieur à 5 100 ans BP ;
- les dunes Protohistoriques (de l'Age du Cuivre à l'Age du Bronze) de morphologie parabolique, d'âge estimé entre 5 100 et 3 000 ans BP ;
- le système dunaire Historique, constitué de dunes barkhanoïdes, datés entre 2 300 et 200 ans BP ;
- le cordon littoral modelé au XIX^{ème} siècle.

Cette interprétation présentait cependant plusieurs inconvénients (Tastet and Pontee, 1998 ; Tastet, 1998). En effet, elle n'expliquait pas toutes les successions dunaires observées en Aquitaine et ne correspondait pas aux cartes anciennes et aux enregistrements historiques (Masse, 1707 ; Belleyme, 1762 ; Cassini, 1798 ; Buffault, 1942 ; Froidefond et Prud'homme, 1991 ; Barrere, 1992). Certains systèmes dunaires, considérés comme actifs avant 5 100 ans BP ou entre 5 100 et 3 000 ans BP par Dubreuilh et Marionnaud, semblent cependant avoir été mobiles jusqu'au début du XIX^{ème} siècle et appartenir aux "dunes modernes" définies par Buffault (1942). D'autre part, des données historiques montrent l'existence d'une première génération de dunes paraboliques stabilisées longtemps avant le XIX^{ème} siècle et nommées "primaires" par Buffault (1942).

Par la suite, cette classification a été revue grâce à de nouvelles données historiques et des datations au C_{14} de nombreux paléosols interstatifiés présents dans les sables dunaires du Nord-Médoc et de la Dune du Pilat au sud d'Arcachon (Tastet and Pontee, 1998 ; Tastet, 1998). Reprenant la classification établie par Buffault en 1942, deux générations de dunes constituées par six types dunaires différents sont alors distinguées. La première génération, dite "primaire", est constituée de dunes paraboliques coalescentes naturellement fixées par la végétation. Il semble qu'elles aient été mobiles entre 5 000 et 3 500 ans BP ou entre 3 000 et 2 300 ans BP (Tastet and Pontee, 1998 ; Tastet, 1998 ; Pontee *et al*, 1998). La seconde génération est appelée "moderne" et se compose de barkhanes simples, de rides barkhanoïdes isolées, de champs de rides barkhanoïdes coalescentes, de dunes paraboliques simples et enfin, de paraboliques digitées. Elles auraient été mobiles entre 1 500 et 200 ans BP (Tastet and Pontee, 1998 ; Tastet, 1998 ; Pontee *et al*, 1998).

A partir de 1998, de nouvelles études ont été mises en œuvre afin de préciser et de compléter la chronologie des systèmes dunaires holocènes sur le littoral aquitain. L'objectif principal était alors de vérifier la classification en dunes "primaires" et "modernes", établie par Buffault (1942), puis reprise par Tastet et Pontee (1998). Pour ce faire, des datations par luminescence infra-rouge stimulée ont été réalisées à partir de 1999. Les paléosols observés dans les dunes ont également fait l'objet de datations au C_{14} . La présence de ces paléosols dans les formations dunaires est considérée comme l'indice de la

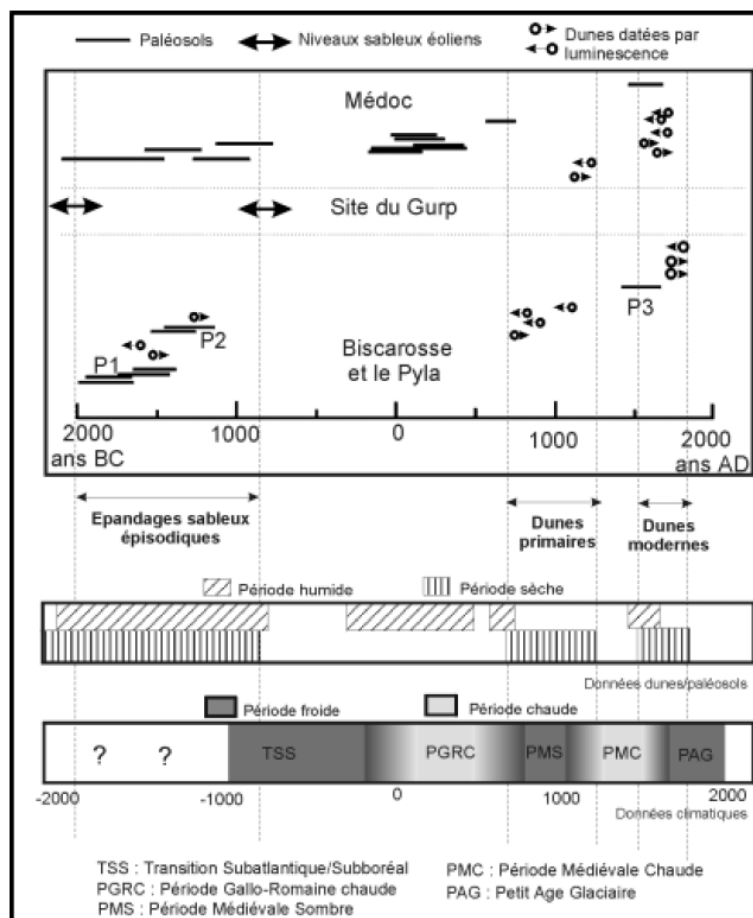
présence d'un ancien couvert végétal qui n'a pu se développer qu'au cours d'une période de climat humide et a permis la stabilisation des édifices dunaires.

Les résultats des études chronologiques ont permis de déterminer trois périodes de mobilité des dunes et de préciser cette classification en dunes primaires et modernes. On admet donc aujourd'hui que les dunes primaires ont été mobiles entre l'an 500 et l'an 1 200, et les dunes modernes entre 1 500 et le XIX^{ème} siècle. En ce qui concerne les migrations dunaires les plus récentes, les résultats obtenus sont confirmés par les cartes historiques et les documents archéologiques témoignant de l'abandon de sites habités en raison de leur invasion par les sables. Les mouvements dunaires ont cessé au XIX^{ème} siècle avec les grandes opérations de boisement à base de pin maritime.

L'étude des niveaux sableux éoliens entre lesquels s'intercalent des paléosols, réalisée à la base de la Dune du Pilat (Clarke *et al.*, 2002) et dans le site de La Lède du Gulp, montre une activité éolienne entre 4 000 et 3 000 ans BP. Cette période correspondrait à des épandages sableux épisodiques à partir desquels les édifices dunaires plus récents ont été formés. Les paléosols témoignent de périodes de fixation et de stabilité des dunes entre 3 500 et 3 000 ans BP, entre 2 300 et 1 500 ans BP et autour du XVII^{ème} siècle.

L'illustration ci-dessous présente une synthèse des datations obtenues sur les systèmes dunaires côtiers (d'après Clavé, 2001) ainsi que sur les niveaux sableux éoliens et les paléosols littoraux. La période entre 2 000 et 1 000 ans BC (4 000 à 3 000 BP) est caractérisée par des épandages sableux éoliens entre lesquels s'intercalent de nombreux paléosols. Nous ne disposons d'aucune date sur des dépôts sableux entre 1 000 BC et 500 AD mais des paléosols sont mis en évidence entre 0 et 500 AD. Entre 700 et 200 AD, les deux générations de dunes, "primaires" et "modernes", apparaissent séparées par quelques paléosols datés autour de 320 ans BP et retrouvés par carottage sous une barkhane en Nord-Médoc.

Les périodes de développement de paléosols encadrent des époques de mobilité dunaire ou d'intense activité éolienne (Tastet, 1998 ; Clarke *et al.*, 1999, 2002). Tout ceci confirme l'alternance plus ou moins régulière, depuis 4 000 ans, de périodes de climat humide au cours desquelles la végétation a pu se développer (paléosols) et de périodes plus sèches et favorables à l'action éolienne.



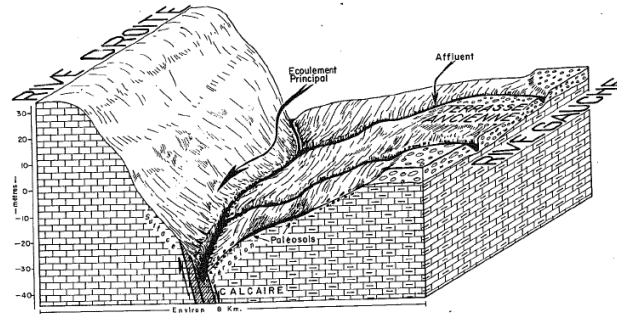
Chronologie de la mobilité des dunes et du développement des paléosols depuis 4 000 ans (Clavé, 2001)

On note une assez bonne correspondance entre les informations climatiques issues de l'étude des dunes et des paléosols et les grands épisodes ou tendances climatiques reconnus depuis 2 000 ans.

Au cours des 2 000 dernières années, les périodes de mobilité des dunes sont associées à des conditions de sécheresse climatique, plus ou moins synchrones des épisodes froids de la Période Médiévale Sombre (PMS) et du Petit Age Glaciaire (PAG) (Clavé, 2001). A l'opposé, les épisodes de développement de paléosols, témoignant de conditions climatiques plus humides, semblent avoir été prépondérants pendant les périodes climatiques chaudes gallo-romaine (PGRC) et médiévale (PMC). Il semble que depuis 2 000 ans les périodes de climat chaud sont également humides, celles de climat froid sont plus sèches. Les données climatiques montrent une période globalement humide entre 1 000 BC et 0 BC et une alternance de conditions sèches et humides entre 2 000 et 1 000 BC.

L'étude des systèmes dunaires met donc en évidence plusieurs phases de migration des sables durant l'Holocène, entrecoupées de périodes de développement de paléosols. Les deux épisodes de formation des dunes côtières, anciennes et modernes, sont clairement mis en évidence. Ils témoignent, depuis 2 000 ans, du synchronisme entre les conditions climatiques et les mouvements des dunes : aux périodes froides (PMS, PAG) et sèches correspondent des mouvements dunaires importants, aux périodes chaudes (PGRC, PMC) et humides des phases de stabilisation.

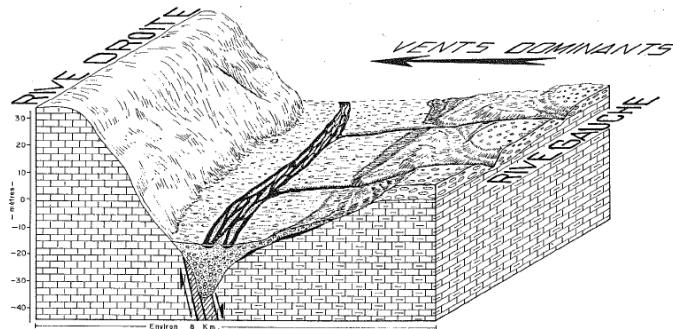
Annexe 3. Evolution holocène de l'estuaire de la Gironde



— Phase de régression. —

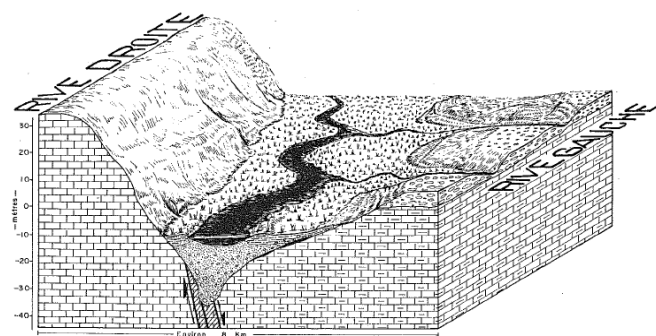
> 20 000 ans B.P.
Niveau de la mer : - 100 à - 150 m.
Creusement et encaissement du lit.

> 20 000 ans : Encaissement du fleuve dans une vallée relativement étroite et profonde. La pente est forte et l'érosion importante.



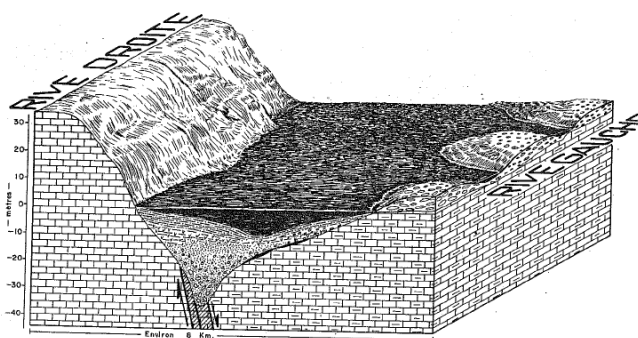
— Phase I — De 20 000 à 13 000 ans (?) B.P.
Niveau de la mer : - 100 à - 40 m.
Chenaux anastomosés. Dépôt de graviers et galets.

Phase I : Début de la transgression avec une diminution progressive de la pente. Les chenaux sont nombreux. Formations des terrasses par épandage de nappes de graviers et galets.



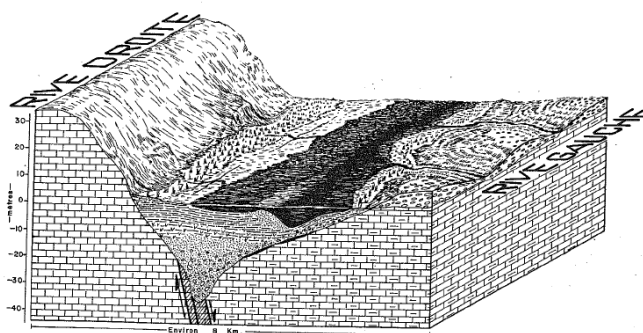
— Phase II — De 13 000 à 6 000 ans (?) B.P.
Niveau de la mer : -40 à -15 m., fleuve à méandres.
Dépôt de sables et argiles, formation de bourrelets alluviaux et de marais.

Phase II : Le taux de remontée est maximum. Le fleuve est méandriforme et construit bourrelets alluviaux et marais de bordure.



— Phase III — De 6 000 à 1 000 ans (?) B.P.
Niveau de la mer : -15 à 0 m.
Estuaire ouvert. Dépôt de sables et vases intertilés.

Phase III : Le taux de remontée est très faible et le taux de sédimentation maximum. L'estuaire est ouvert avec une forte influence marine.



— Phase IV — Actuel, de 1 000 ans à nos jours.
Estuaire actuel plus ou moins stabilisé. Sables, schorres, slikkes, vases à laminae.

Phase IV : comblement final de l'estuaire par le dépôt de slikkes et de schorres. D'un point de vue volumétrique, l'estuaire semble avoir atteint un équilibre.

Annexe 4. Typologie des dunes littorales non boisées de la côte aquitaine - Tableaux des groupes socio-écologiques

Les groupes cités résultent de l'analyse statistique de 839 relevés réalisés par l'ONF en 1997-98, sur 100 transects répartis sur l'ensemble de la côte aquitaine. Les valeurs par espèces correspondent à leurs proportions en pourcent dans les relevés du groupe.

L'avant-dune

Groupe socio-écologique n°1

	gr1	gr1.1	gr1.2	gr1.3
Nombre de relevés	85	35	37	13
dont Gironde	44	22	14	8
Landes	41	13	23	5
Nombre de transects	62	29	36	13
dont Gironde	28	17	13	8
Landes	34	12	23	5
Espèces caractéristiques				
<i>Elymus farctus</i>	100	100	100	100
<i>Calystegia soldanella</i>	84	80	97	54
<i>Euphorbia paralias</i>	76	74	100	15
<i>Eryngium maritimum</i>	62	89	54	15
<i>Cakile maritima</i>	26	20	22	54
Espèces différentielles				
<i>Ammophila arenaria</i>	48	100	16	0
Espèces complémentaires				
<i>Otanthus maritimus</i>	6	0	14	0
<i>Honkenya peploides</i>	1	0	3	0
<i>Salsola kali</i>	4	0	3	15
Couverture en phanérogames (%)	10 - 35	15 - 40	15 - 35	0 - 25
Couverture en mousses et lichens (%)	0	0	0	0
Faciès dominants				
Banquette	25	9	24	69
Dune embryonnaire	40	46	43	15
Falaise	20	17	27	8

Ce groupe socio-écologique peut être subdivisé en trois sous-groupes liés à une décroissance progressive de la salinité : le sous-groupe 1.3 corrélé à 69% au faciès de banquette est le plus halophile et dans le sous-groupe 1.1 cohabitent l'Oyat et l'Agropyron dans des faciès plus internes.

La dune « blanche »

Groupe socio-écologique n°2

	gr2	gr2.1	gr2.2	gr2.3	gr2.4	gr2.5	gr2.6
Nombre de relevés	272	46	20	34	68	66	38
dont Gironde	142	43	18	18	57	4	2
Landes	130	3	2	16	11	62	36
Nombre de transects	82	27	9	25	38	25	20
dont Gironde	42	24	7	11	30	4	1
Landes	40	3	2	14	8	21	19
Espèces caractéristiques							
<i>Ammophila arenaria</i>	96	100	100	97	93	100	84
<i>Eryngium maritimum</i>	93	80	90	94	90	100	100
<i>Euphorbia paralias</i>	88	87	100	88	82	89	92
<i>Calystegia soldanella</i>	86	87	85	94	82	82	95
<i>Linaria thymifolia</i>	44	28	50	24	25	73	61
Espèces différentielles							
<i>Galium arenarium</i>	55	43	40	76	0	95	87
<i>Festuca juncifolia</i>	46	33	65	0	12	89	76
<i>Elymus farctus</i>	33	4	50	59	9	23	97
<i>Silene uniflora ssp thorei</i>	33	4	5	32	3	62	87
<i>Hieracium eriophorum</i>	28	0	0	6	3	71	68
<i>Helichrysum stoechas</i>	25	93	5	6	3	29	5
<i>Artemisia campestris ssp maritima</i>	12	7	95	0	4	2	16
Espèces complémentaires							
<i>Leontodon taraxacoides</i>	37	52	15	41	7	67	29
<i>Ononis repens ssp maritima</i>	22	20	10	3	0	48	45
<i>Lotus corniculatus</i>	18	2	15	3	4	52	18
<i>Corynephorus canescens</i>	13	35	15	0	4	18	5
<i>Cakile maritima</i>	12	9	25	21	18	2	11
Couverture en phanérogames (%)	20 - 50	25 - 45	25 - 45	25 - 40	15 - 40	25 - 45	30 - 45
Couverture en mousses et lichens (%)	0	0	0	0	0	0	0
Faciès dominants							
Dune blanche sur banc d'accrétion	5	0	45	3	4	0	0
Versant externe de dune blanche calibrée évolutive	27	13	0	24	25	32	55
Bombement sommital de dune blanche calibrée évolutive	24	17	10	12	24	44	16
Bombement frontal de dune blanche calibrée évolutive	7	4	20	12	12	0	3
Caudeyre sur dune blanche calibrée évolutive	6	7	0	3	6	11	0

On peut distinguer plusieurs variantes locales, marquées par la présence d'Immortelle (sous-groupe 2.1 des faciès en stabilisation), riches en Armoise (sous-groupe 2.2 fréquent de part et d'autre du Bassin d'Arcachon), avec Epervière laineuse -*Hieracium eriophorum*- (sous-groupes 2.5 et 2.6 qui caractérisent une phytocénose endémique des Landes). Dans l'extrême sud landais, on rencontre aussi un type de cordon dunaire bas et étalé à granulométrie plus forte.

Dune semi-fixée

Groupe socio-écologiques n°3

	gr3	gr3.1	gr3.2	gr3.3	gr3.4	gr3.5	gr3.6	gr3.7	gr3.8
Nombre de relevés	162	25	21	14	25	27	16	18	16
dont Gironde	76	15	20	14	15	0	0	6	6
Landes	86	10	1	0	10	27	16	12	10
Nombre de transects	62	13	13	6	18	12	8	13	8
dont Gironde	32	8	12	6	12	0	0	5	4
Landes	30	5	1	0	6	12	8	8	4
Espèces caractéristiques									
<i>Ammophila arenaria</i>	93	96	86	93	92	93	100	94	94
<i>Helichrysum stoechas</i>	79	96	100	93	48	78	100	39	88
<i>Corynephorus canescens</i>	78	88	90	100	16	100	88	61	100
<i>Eryngium maritimum</i>	67	40	48	57	64	93	75	83	75
<i>Calystegia soldanella</i>	65	76	52	64	52	59	44	100	75
<i>Euphorbia paralias</i>	63	32	48	36	84	74	75	89	63
<i>Leontodon taraxacoides</i>	63	56	33	36	48	96	81	50	100
Espèces différentielles									
<i>Galium arenarium</i>	60	88	33	14	4	96	100	78	63
<i>Festuca juncifolia</i>	52	56	10	43	12	100	94	72	31
<i>Lotus corniculatus</i>	40	84	5	29	8	74	38	50	6
<i>Jasione crispa ssp maritima</i>	36	40	14	64	12	67	25	11	63
<i>Ononis repens ssp maritima</i>	35	32	38	21	16	56	75	33	0
<i>Silene portensis</i>	31	16	0	29	0	74	25	17	94
<i>Hieracium eriophorum</i>	29	24	0	0	4	59	94	44	6
<i>Linaria thymifolia</i>	28	12	10	29	32	33	0	33	88
<i>Artemisia campestris ssp maritima</i>	17	8	10	100	32	0	0	6	6
<i>Astragalus baionensis</i>	10	0	0	0	0	4	81	11	6
<i>Euphorbia polygonifolia</i>	8	0	5	0	12	7	0	0	44
Espèces complémentaires									
<i>Carex arenaria</i>	20	4	14	0	52	4	44	22	19
<i>Hypochoeris radicata</i>	15	12	0	7	8	7	25	50	25
<i>Conyza canadensis</i>	12	16	0	0	20	4	6	33	19
<i>Silene uniflora ssp thorei</i>	10	8	0	0	8	11	13	39	6
<i>Rumex acetosella</i>	10	8	10	0	0	11	6	17	31
<i>Polygonum maritimum</i>	9	0	0	0	16	0	6	17	44
Couverture en phanérogames (%)	25 - 50	30 - 50	25 - 45	25 - 40	20 - 60	25 - 50	30 - 50	40 - 70	25
Couverture en mousses et lichens (%)	0 - 05	0 - 10	0 - 10	0	0	0 - 05	0	0	0
Faciès dominants									
Cordon de dune blanche calibrée évolutive	34	12	5	21	36	33	44	78	56
Cordon de dune semi-fixée calibrée évolutive	46	72	71	57	12	59	44	11	31

Dune grise et lette grise

Groupe socio-écologique n°4

	gr4	gr4.1	gr4.2	gr4.3	gr4.4	gr4.5
Nombre de relevés	104	29	17	25	21	12
dont Gironde	72	26	17	24	1	4
Landes	32	3	0	1	20	8
Nombre de transects	48	20	5	14	13	12
dont Gironde	29	17	5	13	1	4
Landes	19	3	0	1	12	8
Espèces caractéristiques						
<i>Helichrysum stoechas</i>	95	100	88	100	86	100
<i>Corynephorus canescens</i>	93	100	100	80	95	92
Espèces différentielles						
<i>Jasione crispa ssp maritima</i>	63	66	71	32	95	58
<i>Ammophila arenaria</i>	58	72	82	20	48	83
<i>Carex arenaria</i>	53	3	12	92	81	100
<i>Pinus pinaster</i>	28	41	59	4	19	17
<i>Herniaria glabra et/ou ciliolata</i>	25	7	6	4	62	75
<i>Silene portensis</i>	23	21	12	0	67	17
<i>Rumex acetosella</i>	23	3	18	12	62	33
<i>Artemisia campestris ssp maritima</i>	19	0	100	12	0	0
<i>Ononis repens ssp maritima</i>	13	10	24	0	0	50
<i>Tuberaria guttata</i>	12	7	0	8	33	8
Espèces complémentaires						
<i>Leontodon taraxacoides</i>	32	24	18	32	33	67
<i>Lotus corniculatus</i>	30	34	29	28	33	17
<i>Galium arenarium</i>	27	31	12	0	33	83
<i>Festuca juncifolia</i>	14	7	18	0	14	58
<i>Hypochoeris radicata</i>	14	10	18	4	19	33
<i>Calystegia soldanella</i>	10	17	6	8	10	0
<i>Vulpia fasciculata</i>	10	10	0	12	5	25
<i>Eryngium maritimum</i>	9	3	0	8	5	42
<i>Festuca vasconensis</i>	9	0	0	0	38	8
<i>Hieracium eriophorum</i>	9	0	0	0	29	25
<i>Thymus serpyllum ssp praecox</i>	7	0	0	0	24	17
Couverture en phanérogames (%)	25 - 50	30 - 50	30 - 45	25 - 45	25 - 50	40 - 55
Couverture en mousses et lichens (%)	0 - 40	0 - 20	0 - 30	5 - 55	5 - 50	0 - 50
Faciès dominants						
Cordon de dune semi-fixée calibrée évolutive	28	52	53	4	5	25
Arrière-dune de "génération antérieure"	44	45	35	76	24	25
Arrière-dune de remaniement	3	0	0	0	14	0
Lette grise	18	3	0	8	57	33

Dans cet ensemble régional, on peut aussi distinguer des variantes locales : forte proportion d'Armoise (sous-groupe 4.2, de part et d'autre du Bassin d'Arcachon), abondance de Carex (sous-groupe 4.3, nettement girondin), abondance de la Silene de Porto et présence de la Fétuque basque (sous-groupe 4.4 des lettes landaises).

Annexe 5. Les principales couches et horizons géologiques observables dans les falaises marines du Médoc (d'après Tastet, 1999).

La formation de la Négade (niveaux 1 à 3)

Elle n'est observable qu'occasionnellement aux grandes marées basses. Elle comprend plusieurs faciès :

- argiles grises à laminations (feuillets de stratifications) et moules de lamellibranches - niveau 1 ;
- sables argilo-graveleux à stratifications obliques - niveau 2 ;
- poudingue de galets polygéniques - niveau 3. C'est dans ce niveau qu'ont été recueillis en 1971 des restes d'un *Elephas antiquus* (Dubreuilh et al).

La formation de la Négade a été observée entre l'Amélie et le Gulp, dans des zones d'érosion maximales. L'âge de ces dépôts « semble bien être Pléistocène ».

La formation des argiles du Gulp (niveaux 4 à 6)

Elle comprend plusieurs niveaux :

- argiles grises à laminations silteuses - niveau 4 ;
- argiles vertes à laminations silto-sableuses - niveau 5 (leur cortège pollinique confirme un milieu de sédimentation saumâtre et un climat interglaciaire) ;
- argiles vertes à débit prismatique - niveau 6.

Son épaisseur totale peut dépasser 2 m ; elle est continue de l'Amélie au Pin Sec. Son sommet serait « à peu près horizontal ». Leur datation n'est pas fixée, ce sont des dépôts marins très littoraux de l'un des derniers interglaciaires.

Lignite (niveau 7)

Niveau parfois qualifié de « paléosol tourbeux », il peut atteindre 1 m d'épaisseur. Il est relativement continu de l'Amélie à Montalivet. Son âge « doit être considéré comme supérieur à 50 000 ans ».

Grès du Gulp (niveau 8)

Ces grès aliotiques affleurent du Gulp à la Négade. Ils sont souvent assimilés à la formation des sables fluviatiles qui les recouvre.

Sables fluviatiles (niveaux 9 et 10)

C'est un complexe argilo-sableux d'épaisseur variable : de quelques décimètres à 5 m, avec un maximum entre la Négade et le Gulp. Il peut être divisé en deux principaux niveaux :

- sables argileux grisâtres cryoturbés ¹ - niveau 9 ;
- sables et graviers argileux jaunâtres à coins de glace - niveau 10.

¹ Les figures de cryoturbation sont liées à la fonte partielle en surface (mollisol) d'un sol gelé en permanence (pergélisol). En Aquitaine, ces figures dateraient de 13 à 25 000 BP (fin de la dernière période glaciaire).

Paléosol moyen (niveau 11)

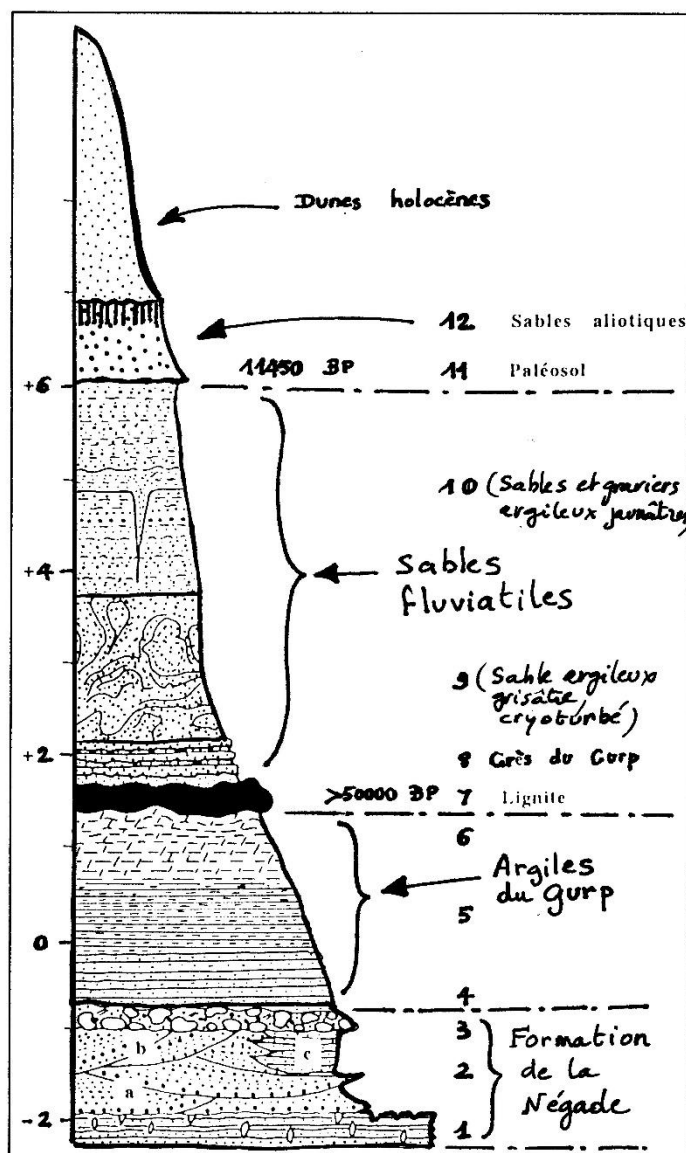
Ce niveau est visible entre l'Amélie et le Gulp. C'est un horizon de sable noir aliotisé de 25 à 30 cm d'épaisseur. Ce paléosol a été daté de 11 450 ans BP à la Négade (Dubreuilh, 1971).

Sables aliotisés (niveau 12)

Il a été considéré comme un « niveau repère », de l'Amélie au Pin Sec, marquant le sommet du Pléistocène (ou la base de l'Holocène). Il est décrit comme « un sable jaunâtre à granules, cimenté en alios humique noirâtre en surface ». Il correspondrait à la partie supérieure du Sable des Landes.

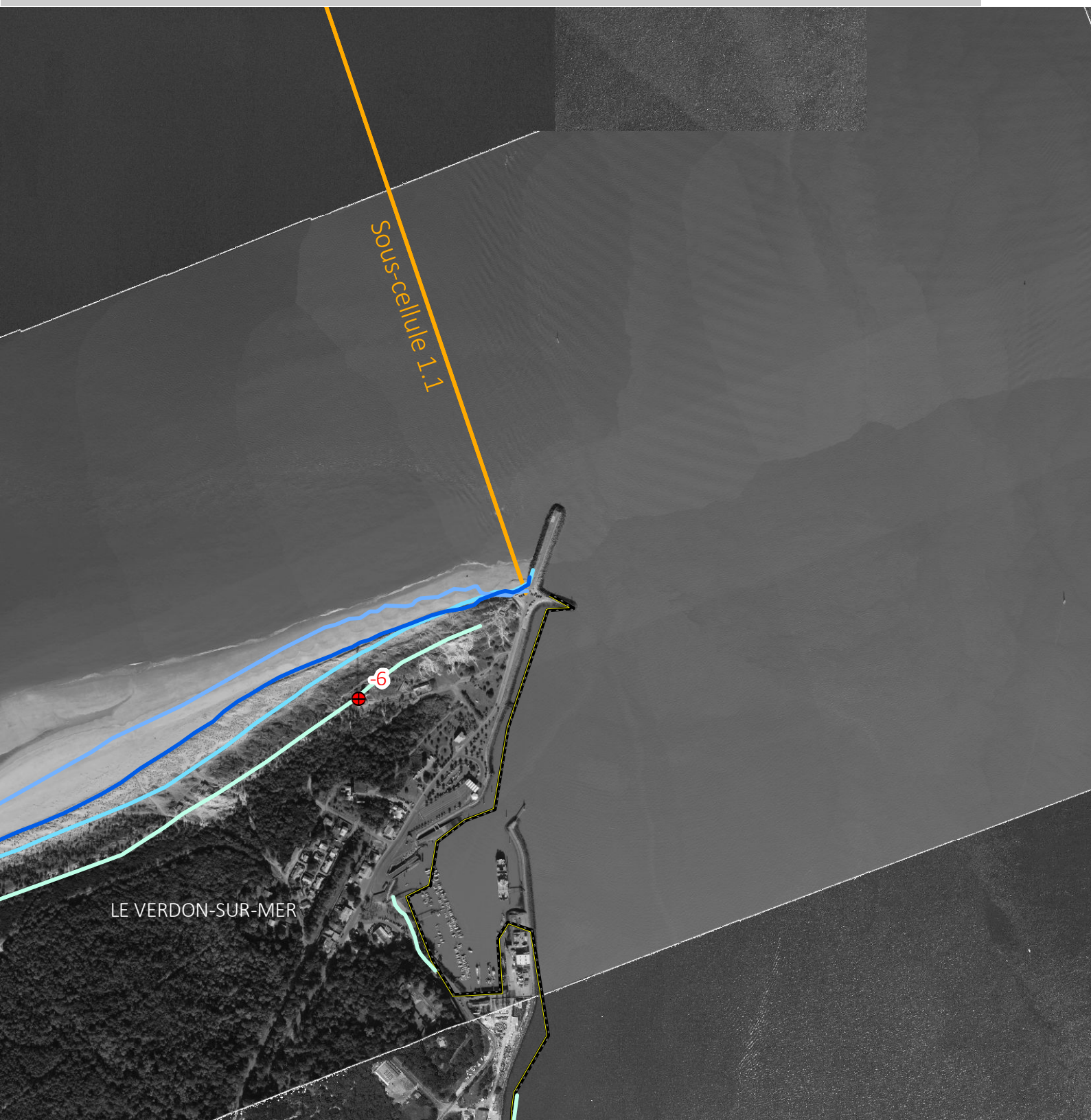
Dunes holocènes

Plusieurs niveaux de sables éoliens séparés par de fins paléosols ou des tourbes.



Le Pléistocène de la façade atlantique du Nord-Médoc (France) : état des connaissances sur la lithologie et la chronostratigraphie des « argiles du Gulp » (d'après Tastet, 1999)

Annexe 6. Atlas cartographique de la côte sableuse aquitaine



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ▣ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



ATLAS MORPHODYNAMIQUE DE LA CÔTE SABLEUSE

Le Verdon-sur-Mer 3

Cellule 1 - Sous-cellules 1.2 & 1.3



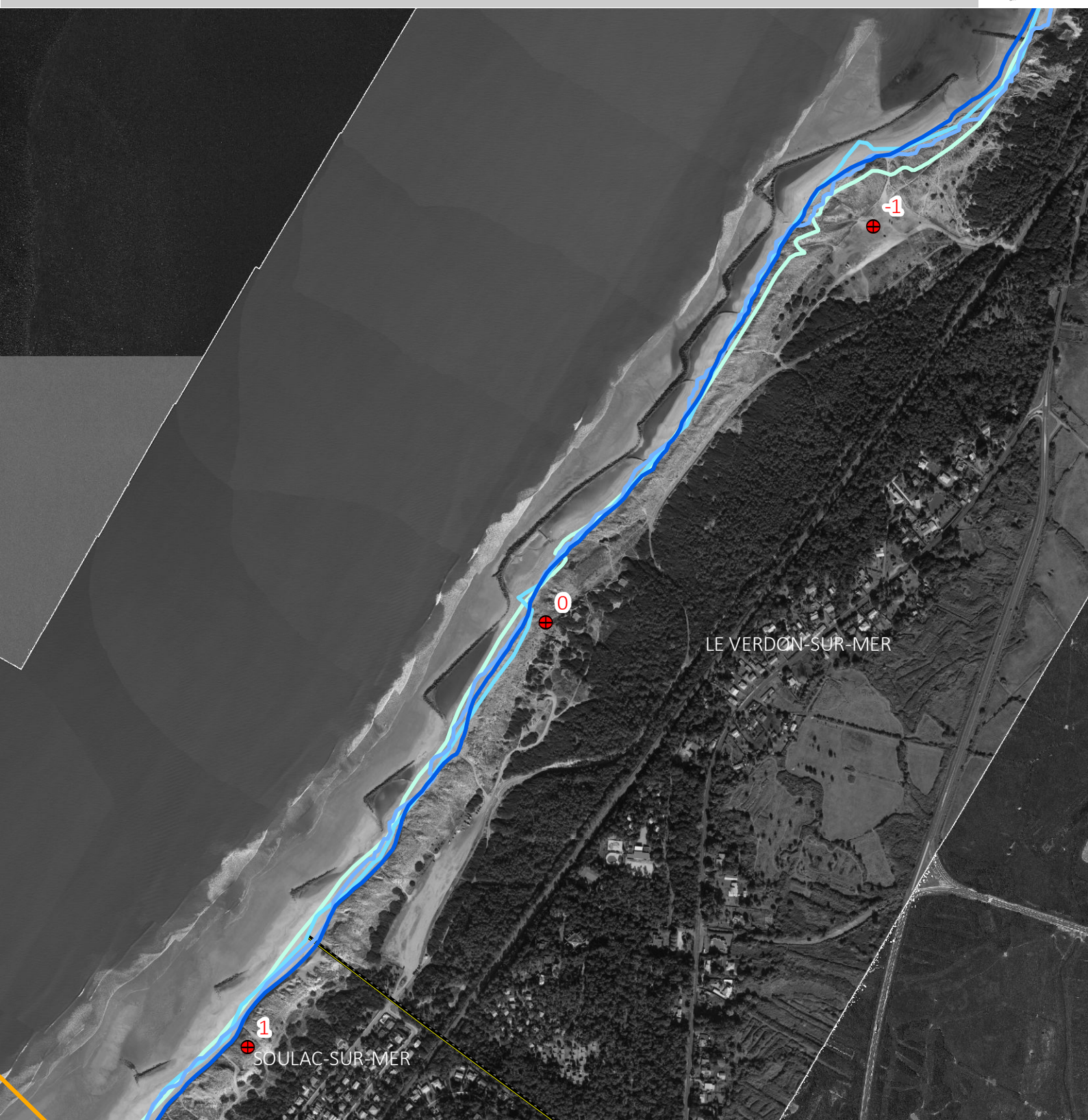
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

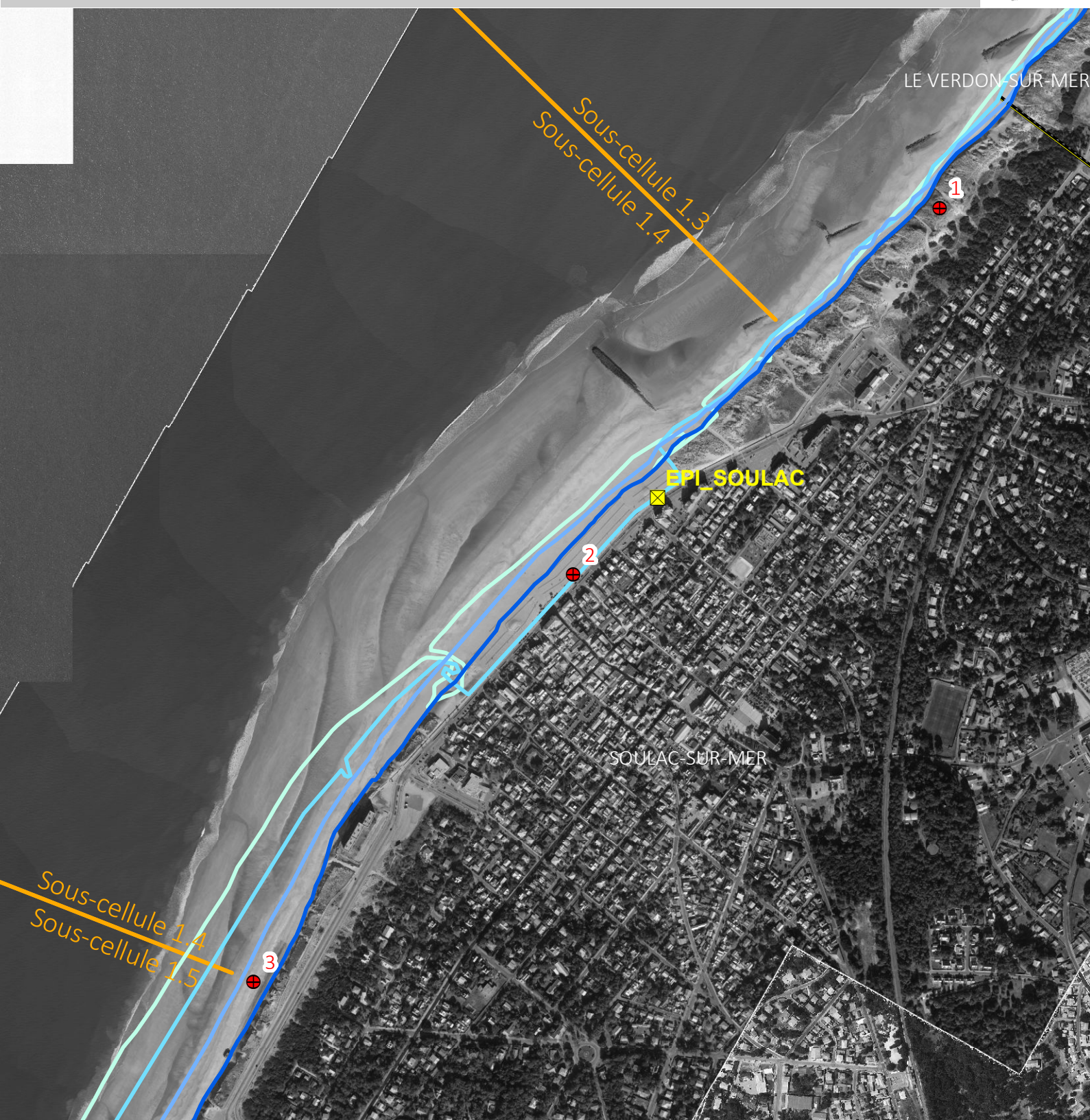
- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



ATLAS MORPHODYNAMIQUE DE LA CÔTE SABLEUSE

Soulac-sur-Mer 1

Cellule 1 - Sous-cellule 1.4



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





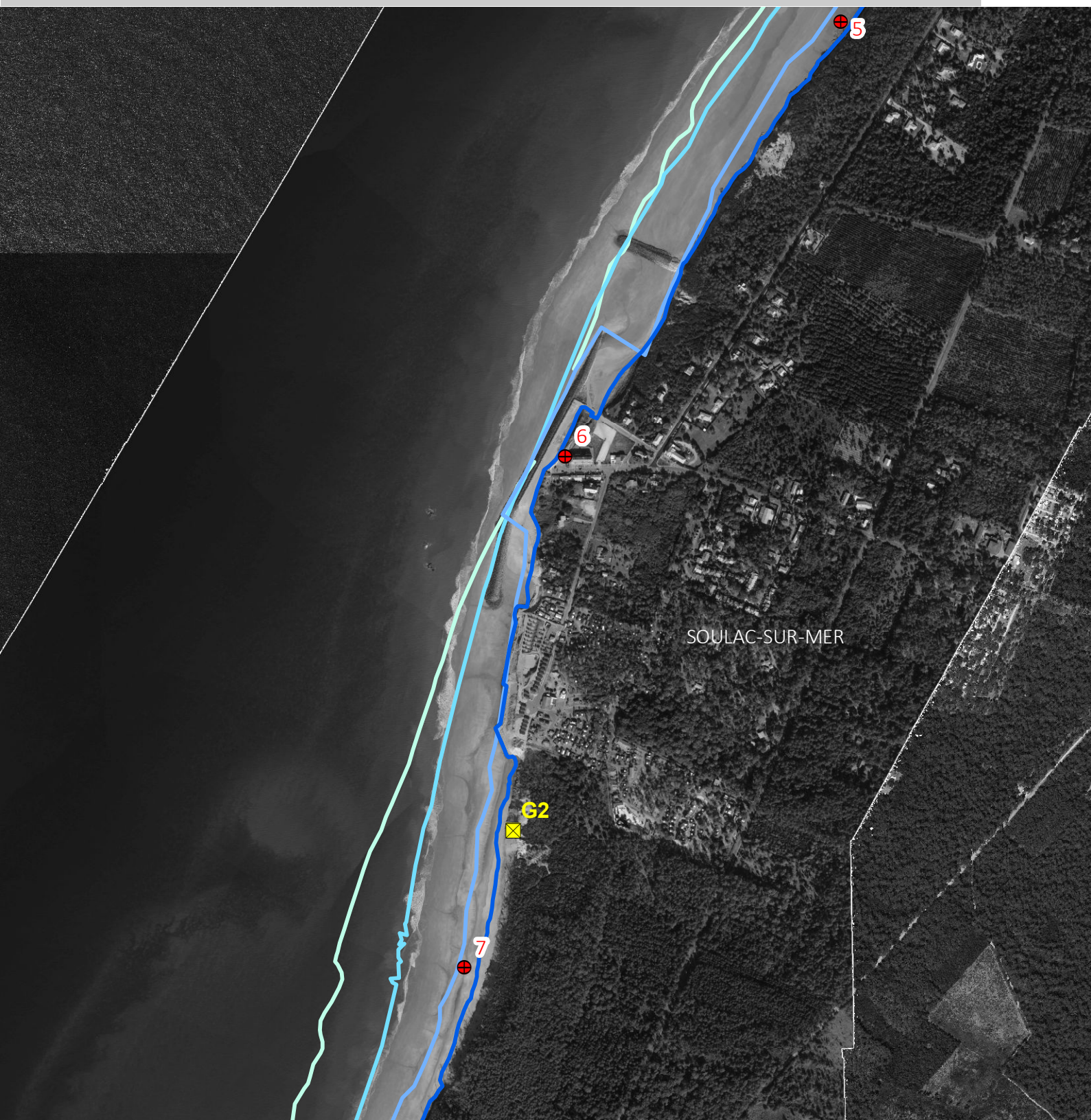
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



ATLAS MORPHODYNAMIQUE DE LA CÔTE SABLEUSE

Grayan-et-L'Hopital 1 Cellules 1 & 2 - Sous-cellule 1.5 & cellule 2



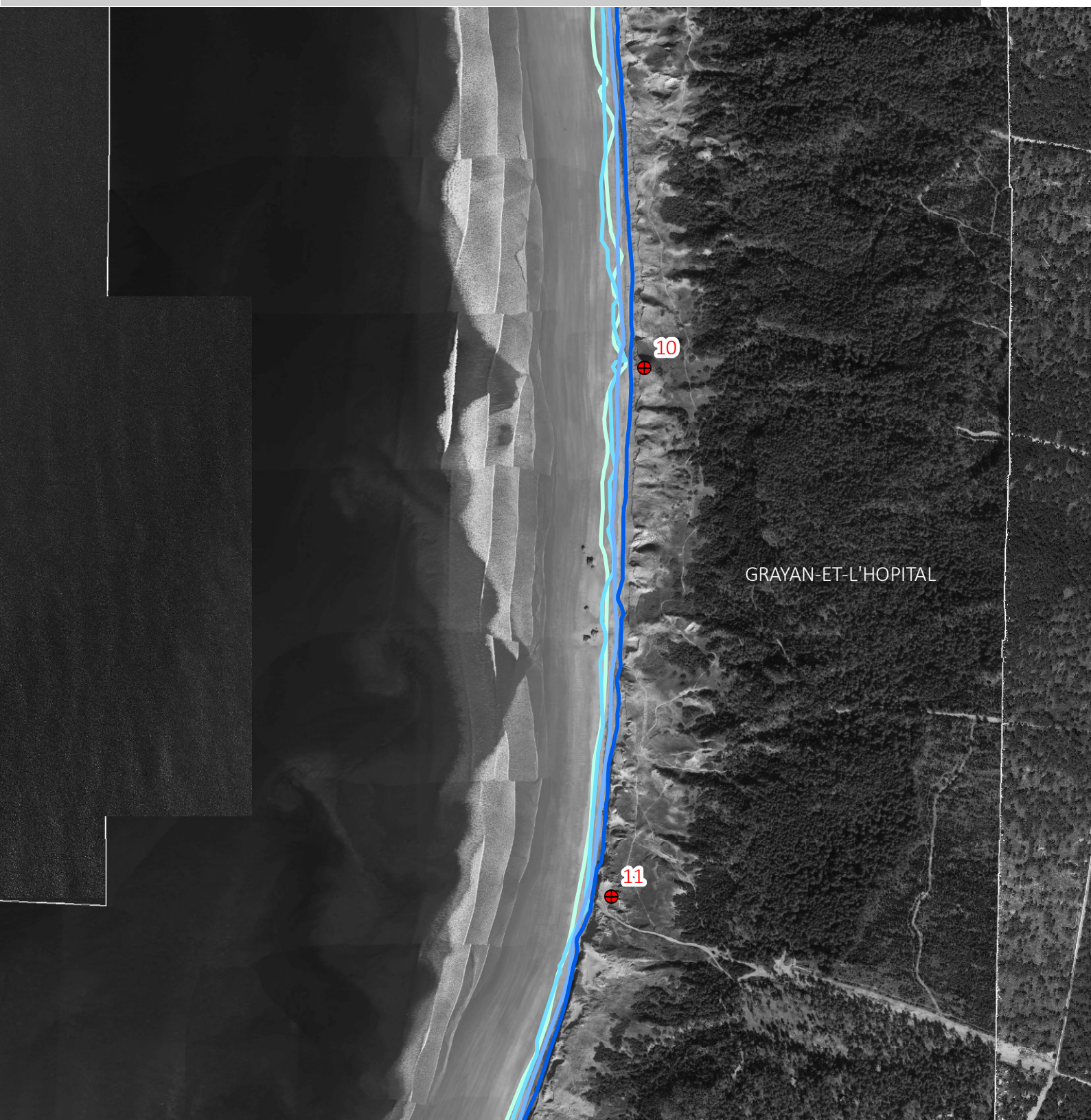
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

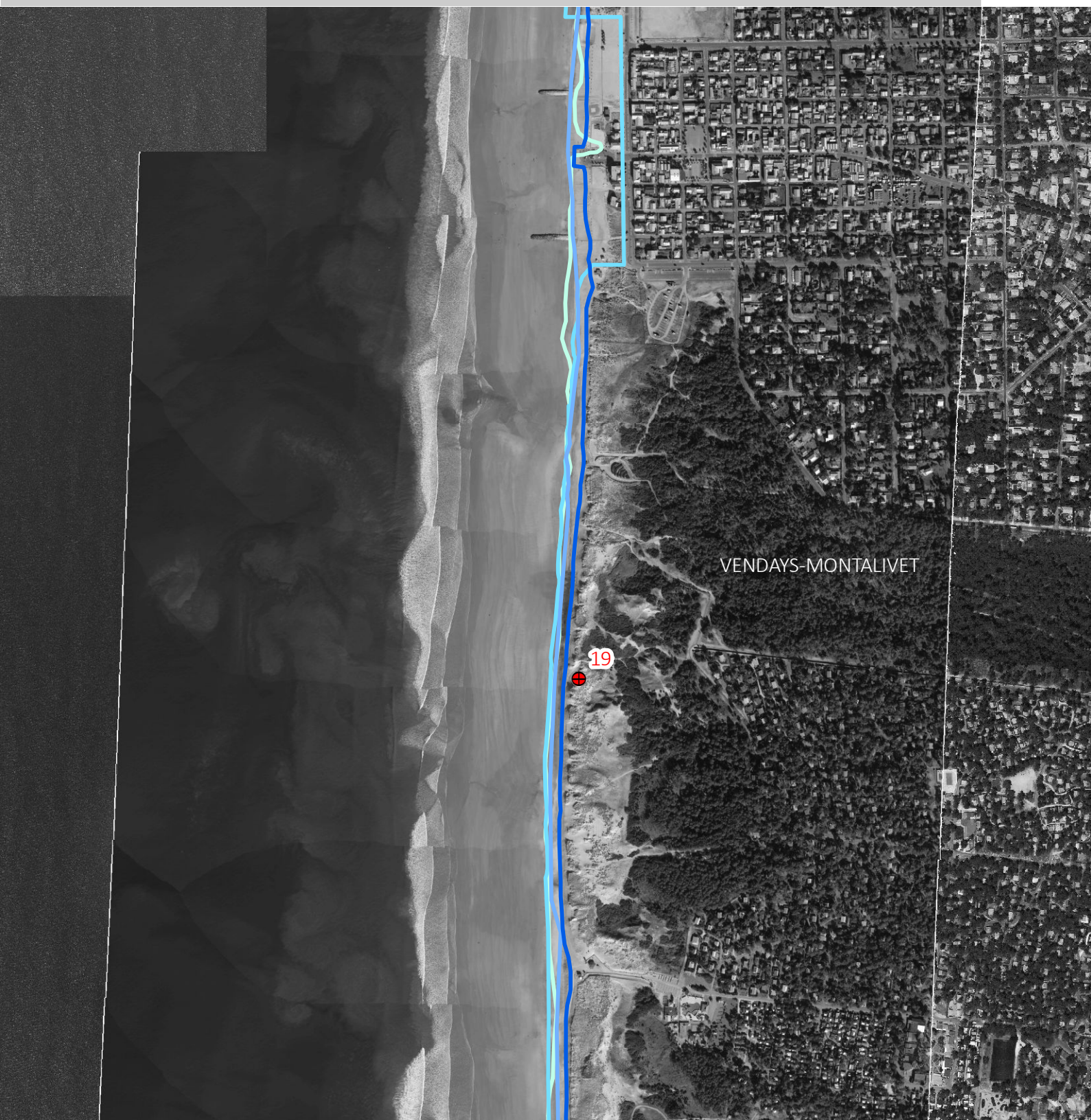
- ⊗ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

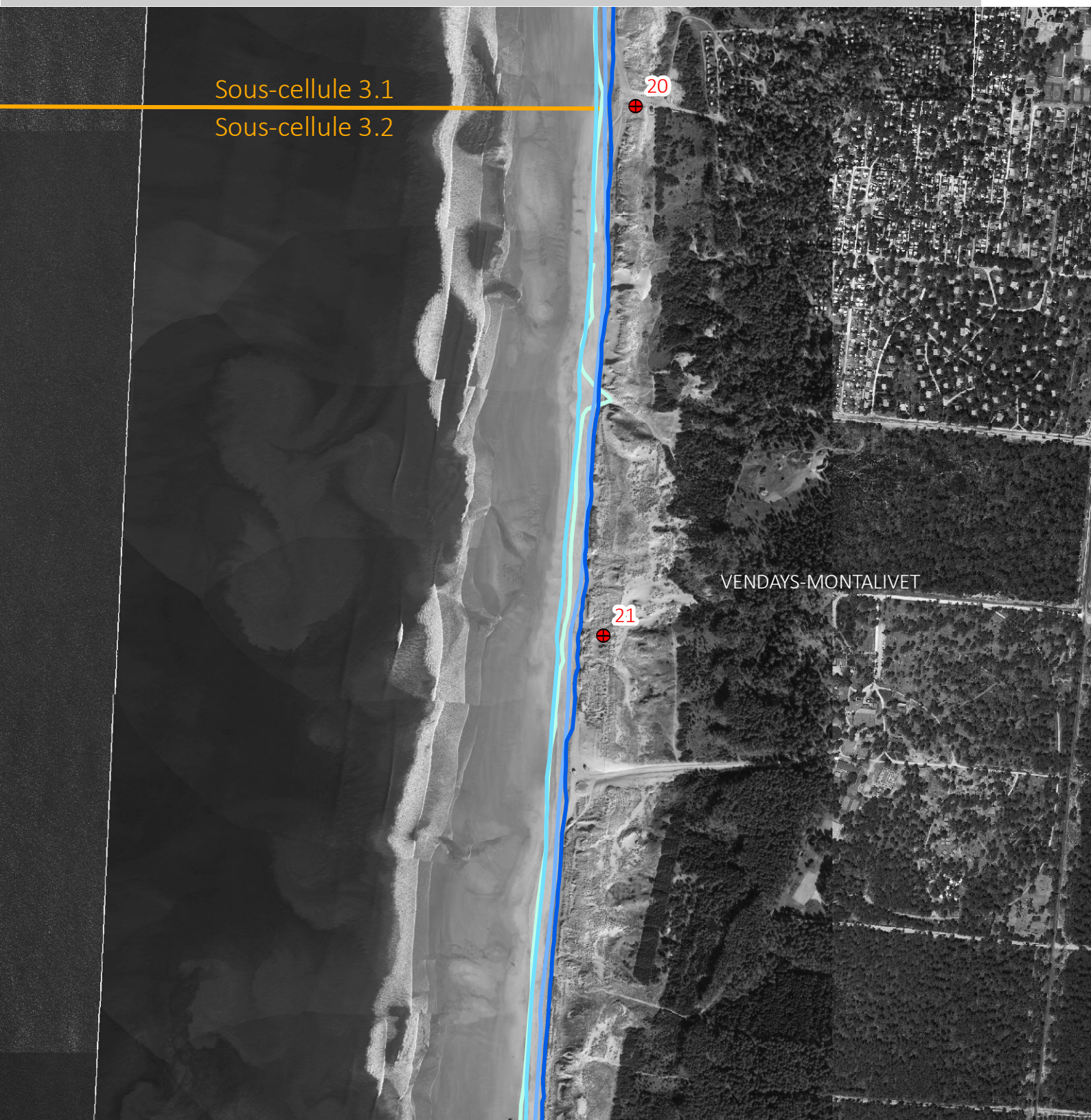
- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 1 à type 2A

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



NAUJAC-SUR-MER

HOURTIN

33

34

Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

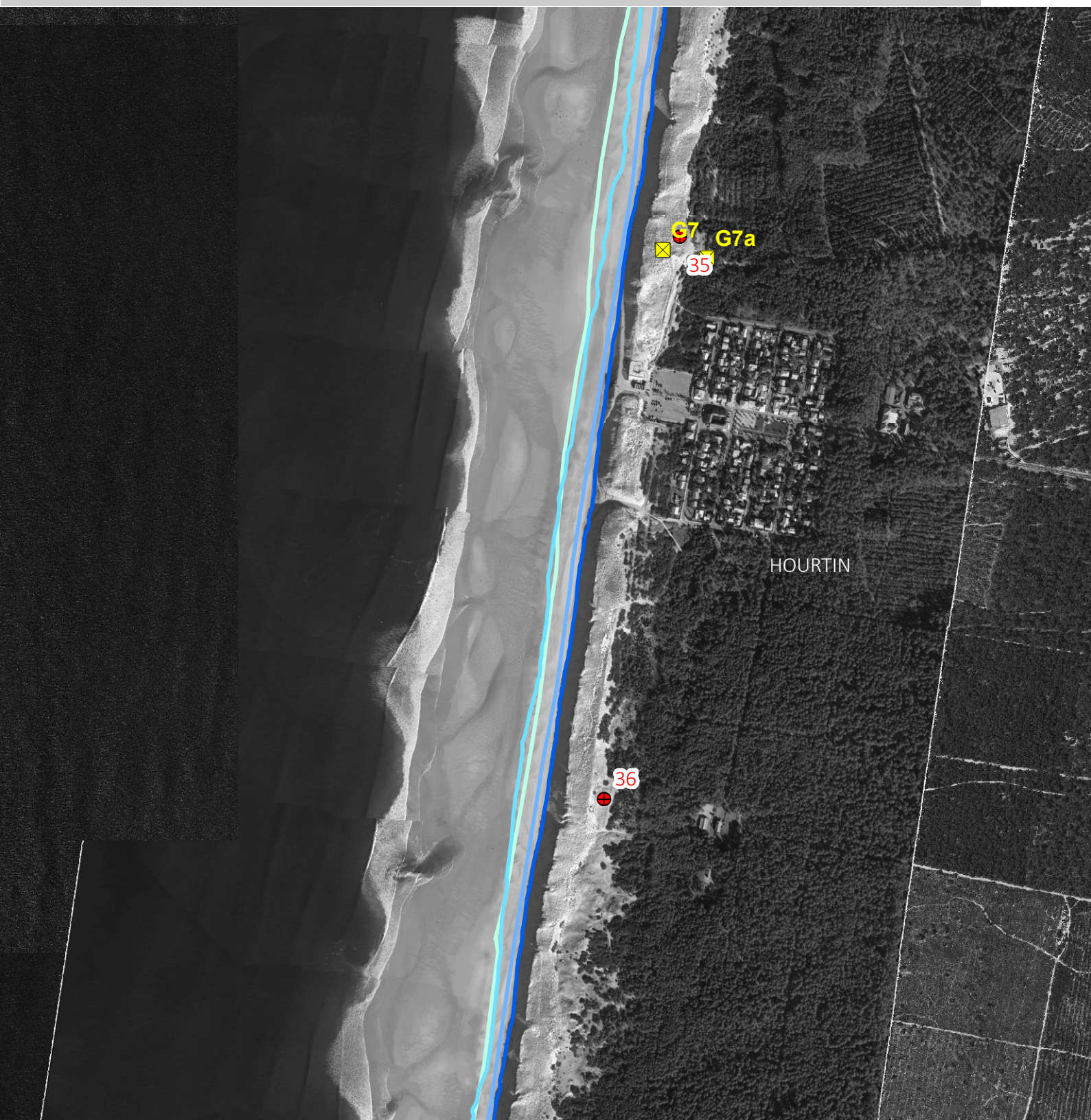
- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



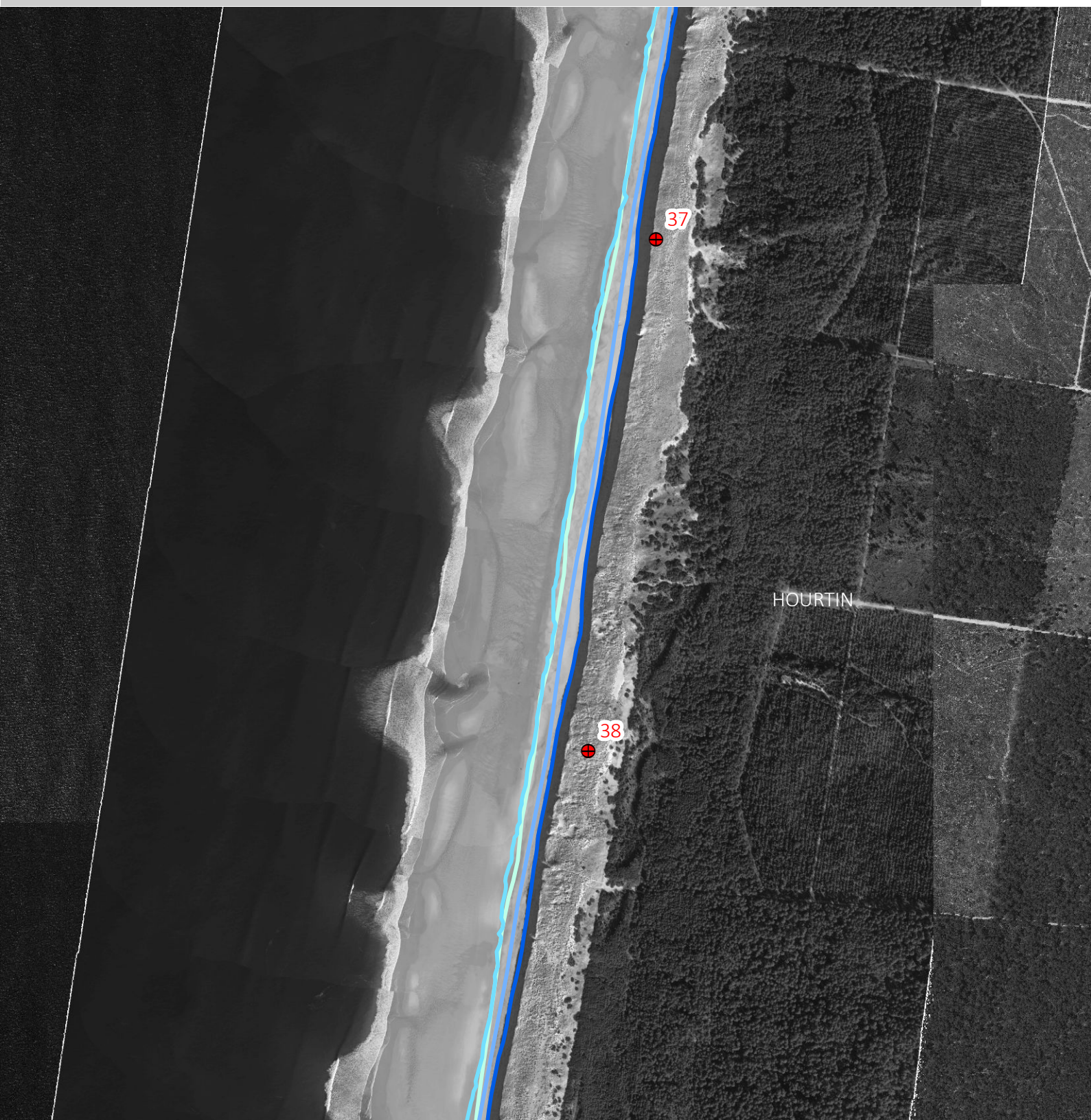
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ⊗ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

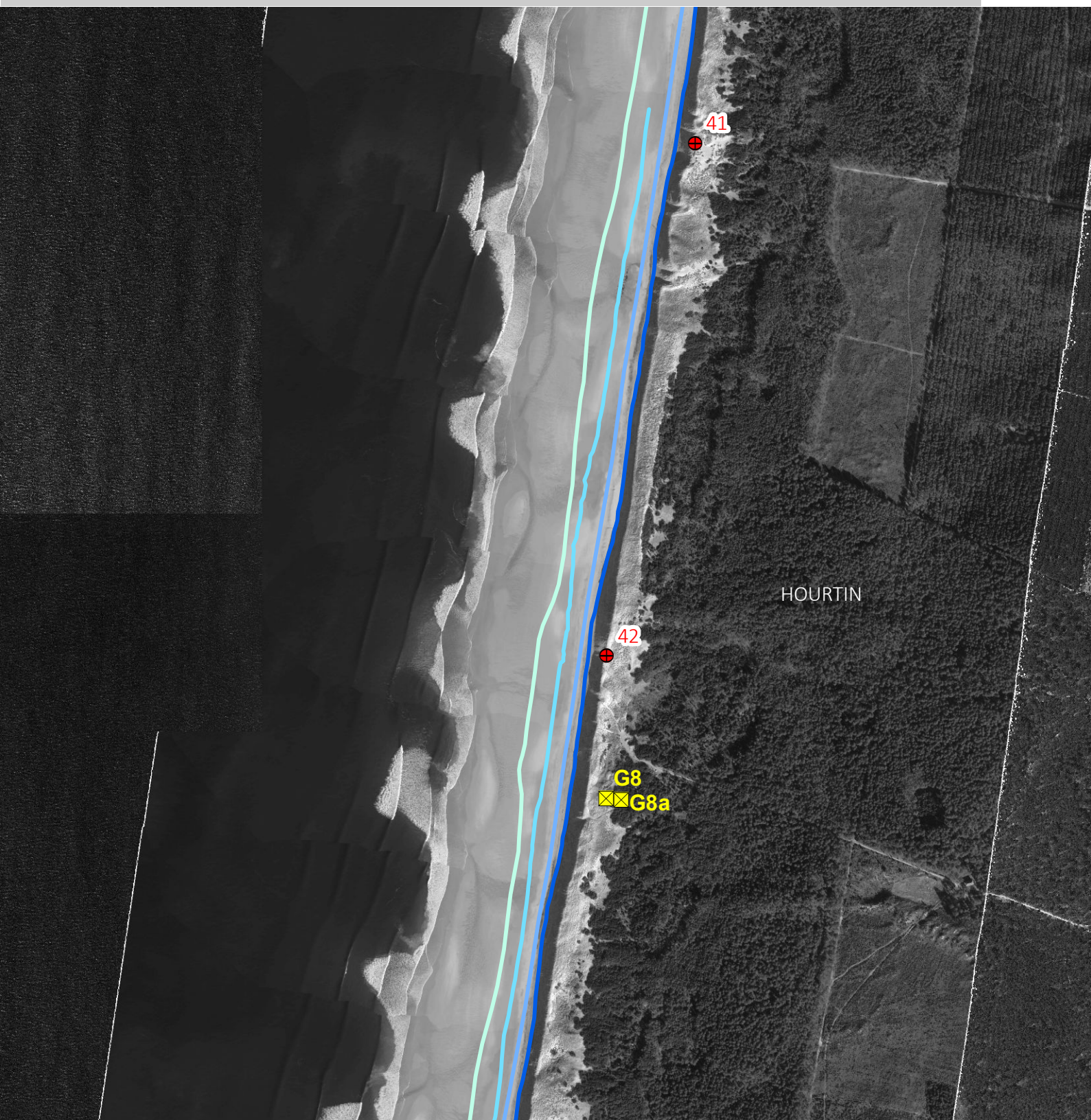
- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m





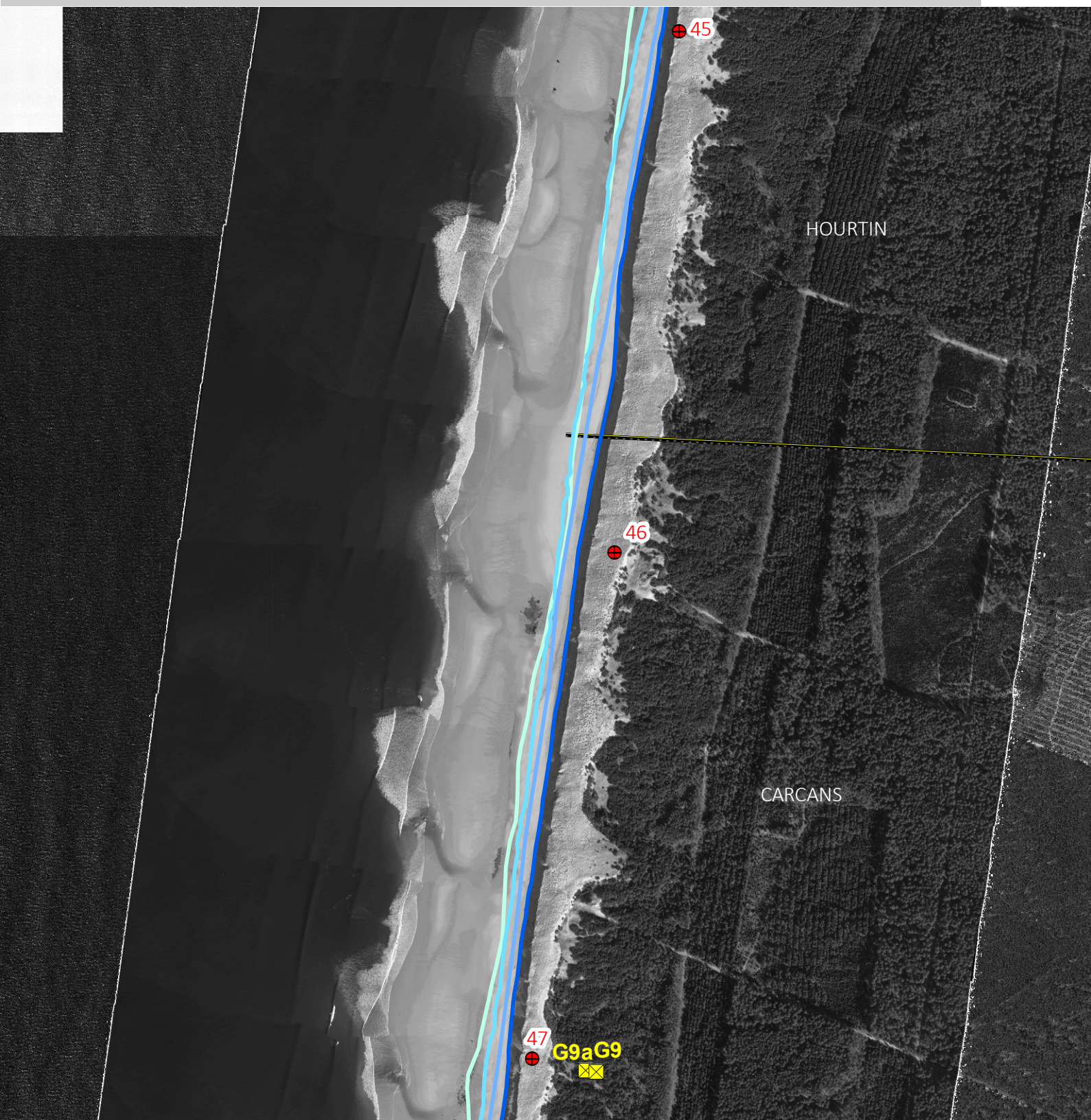
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



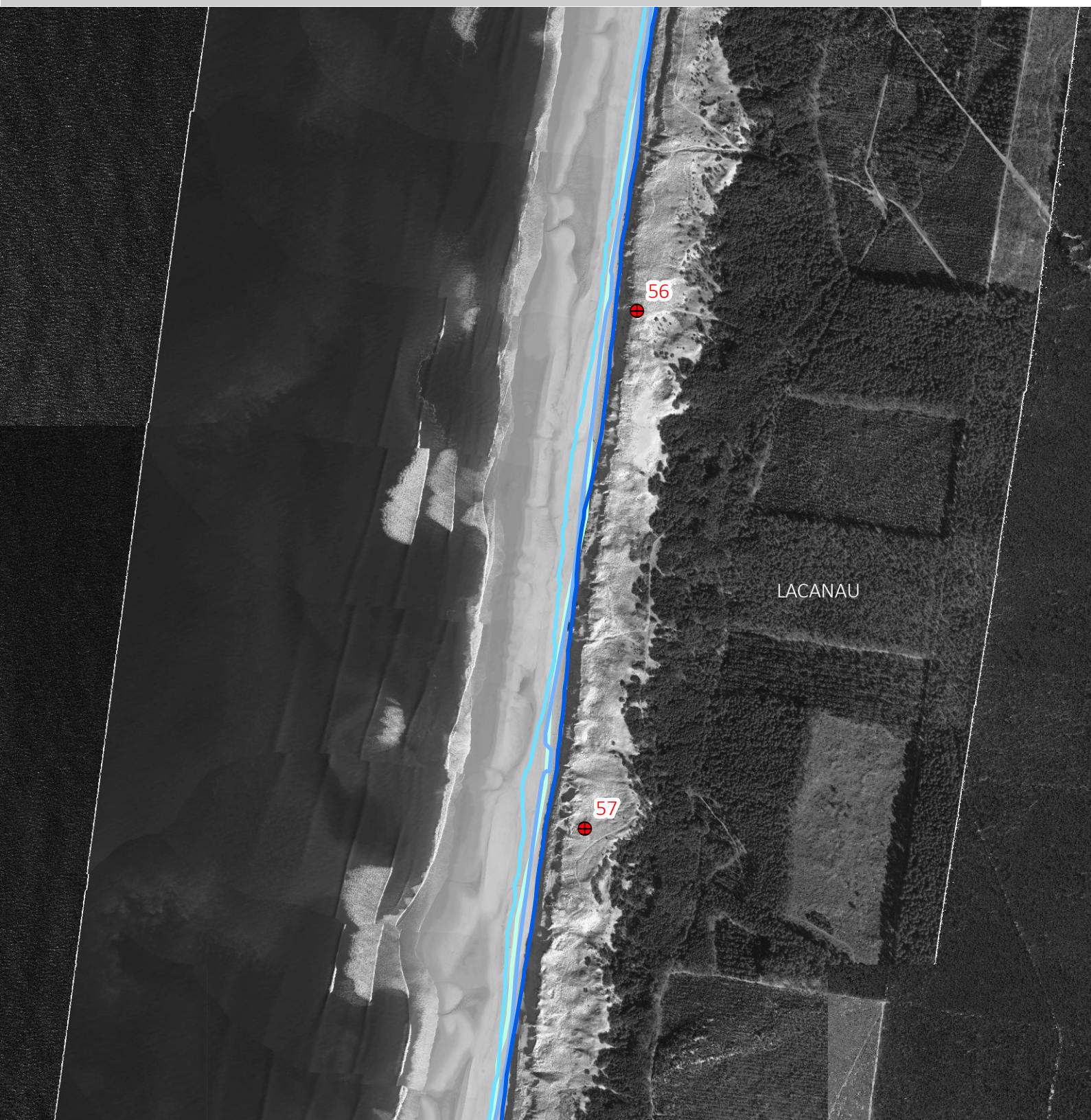
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ⊗ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



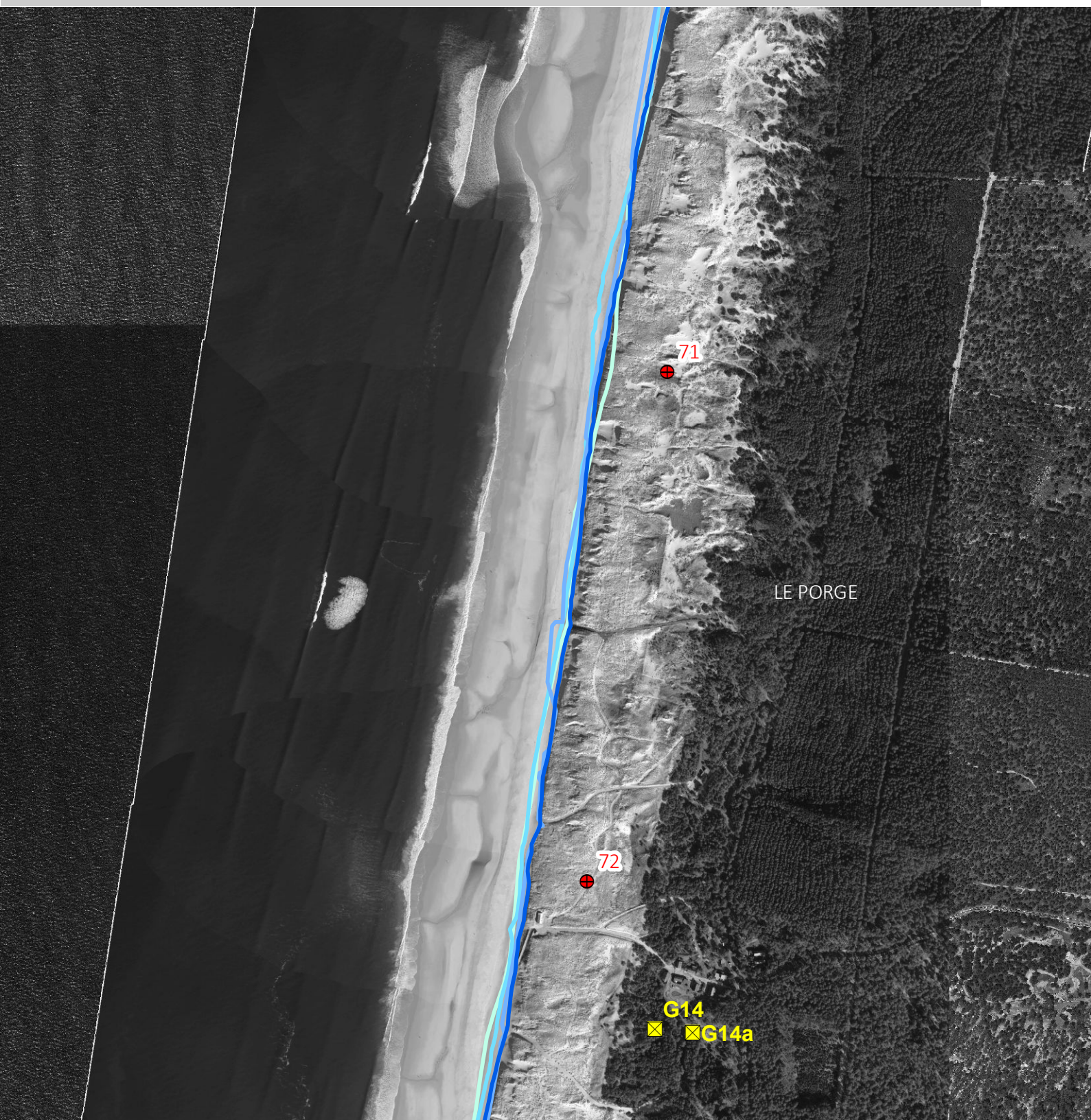
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2A

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2B

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



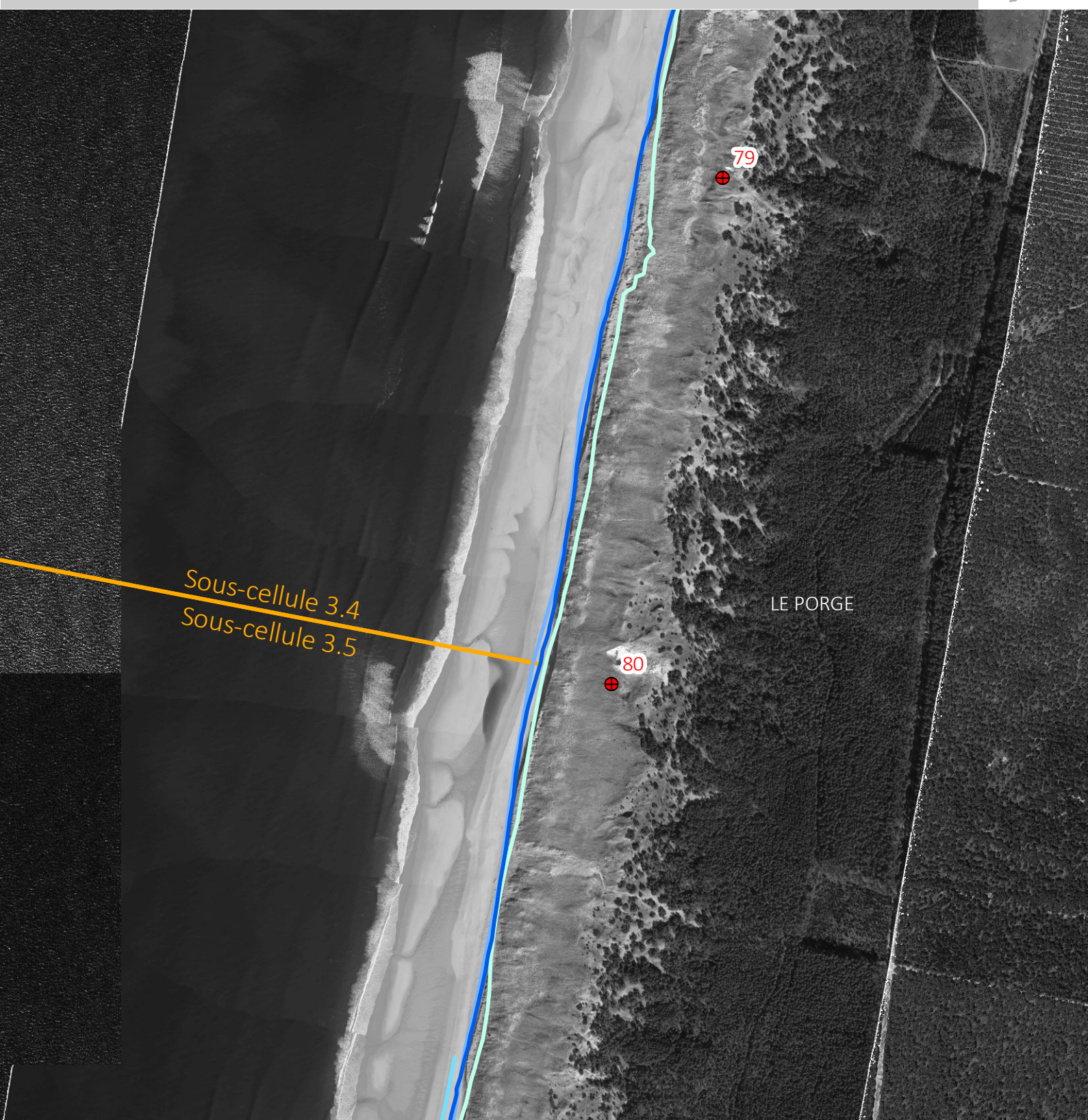
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2B

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2B

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2B

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2B

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2B

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2B

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 2B

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

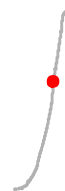
- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

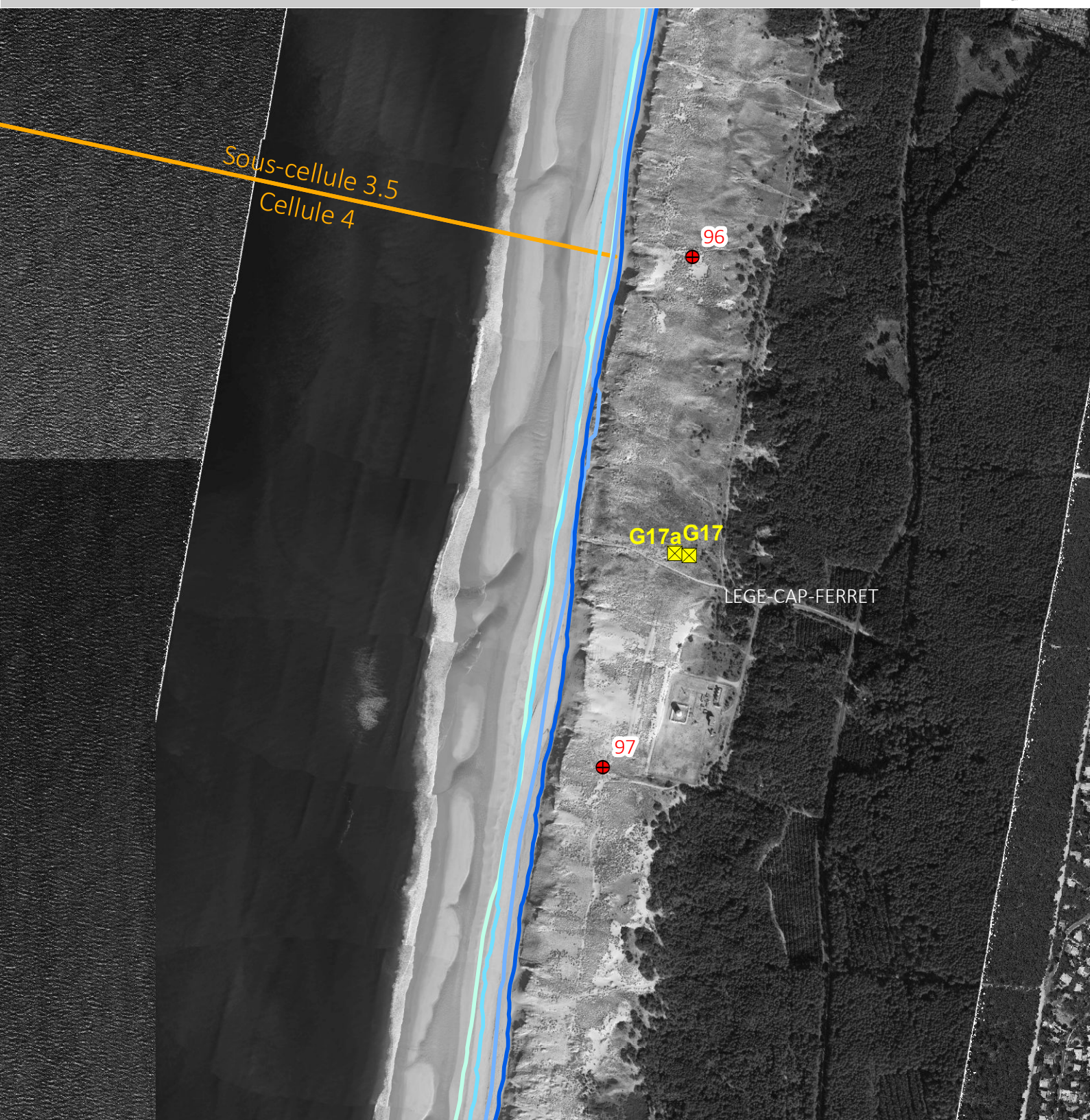
- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

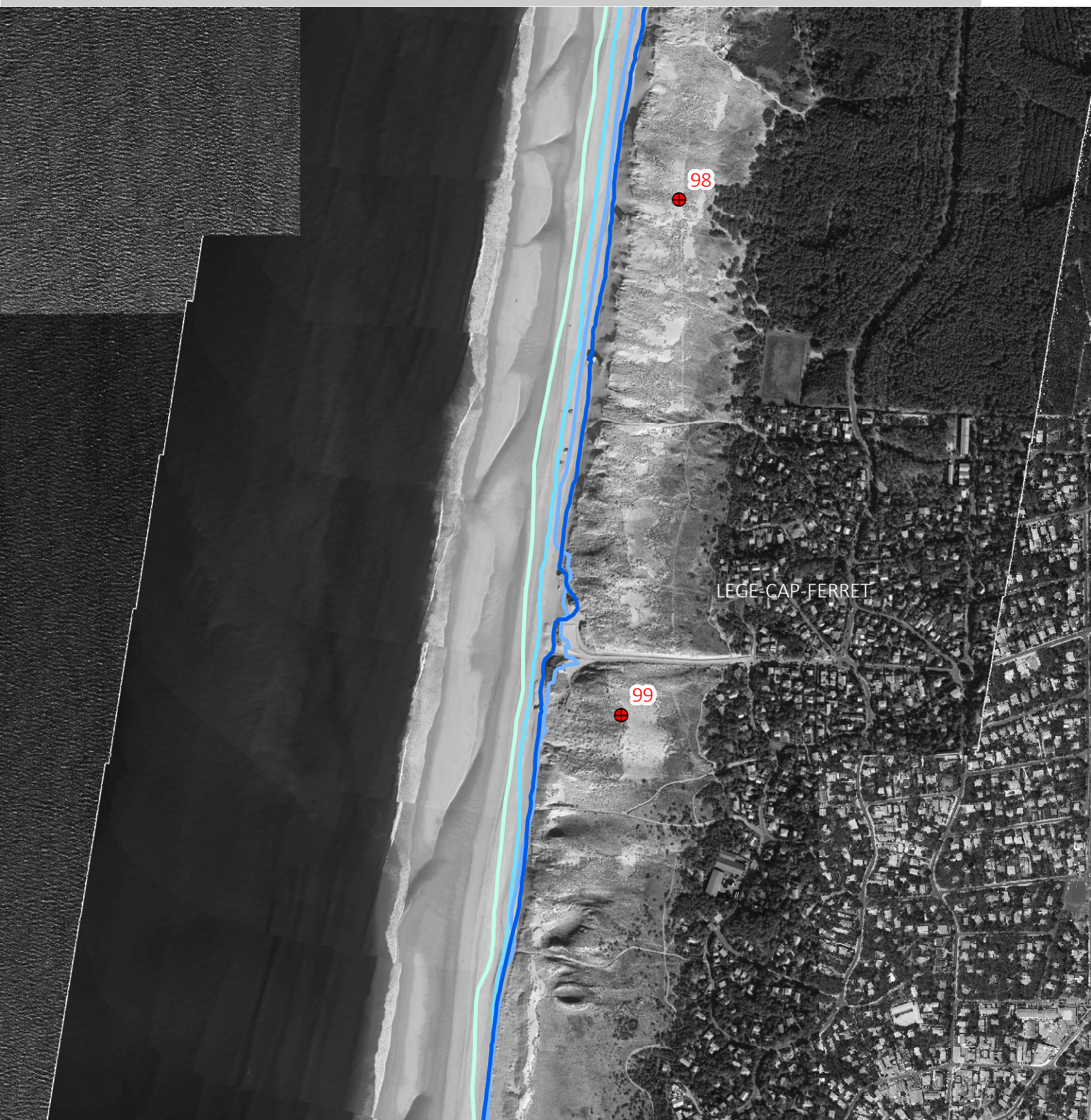
- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales

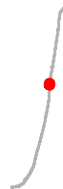


OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

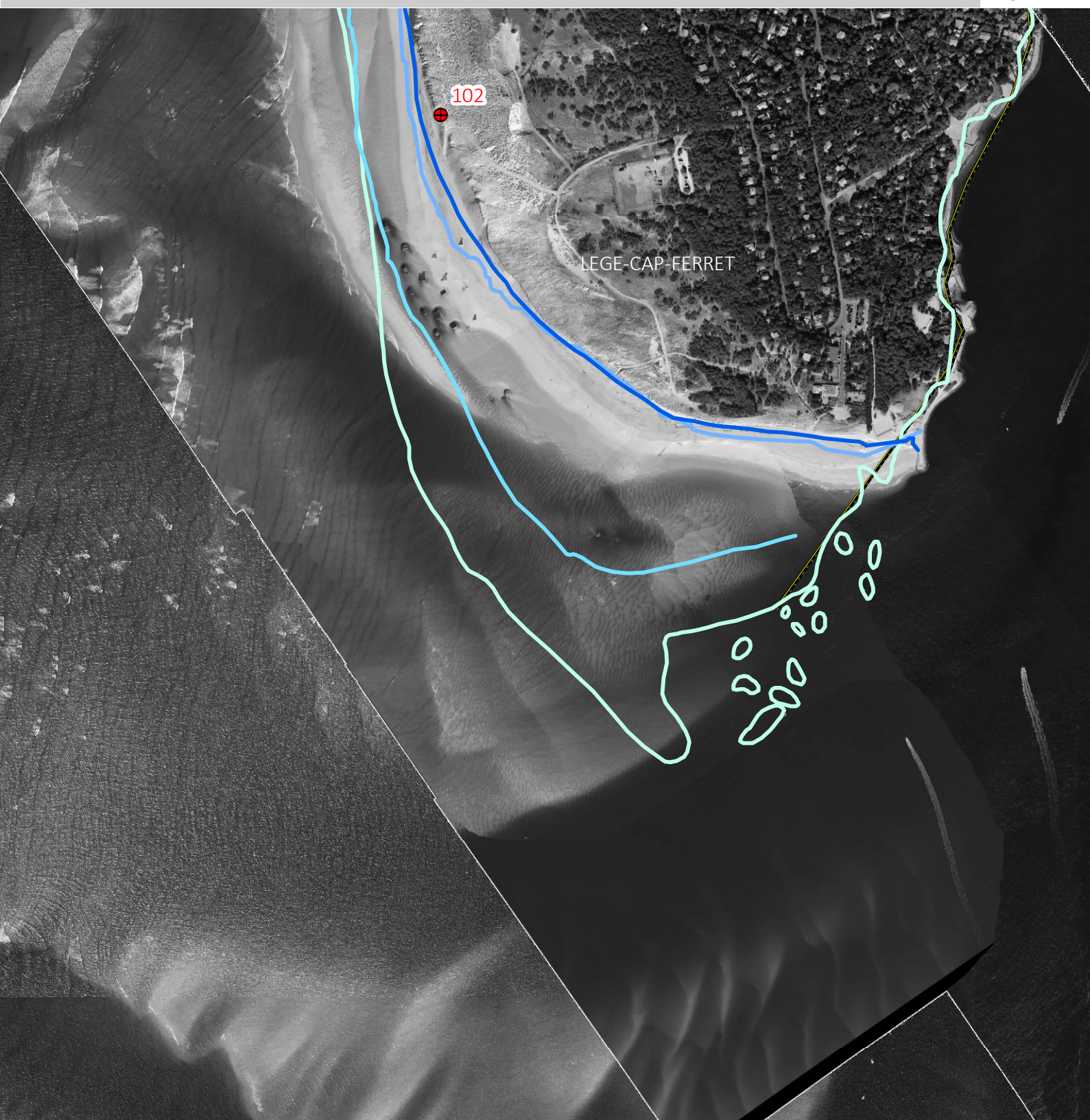
- ⊗ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



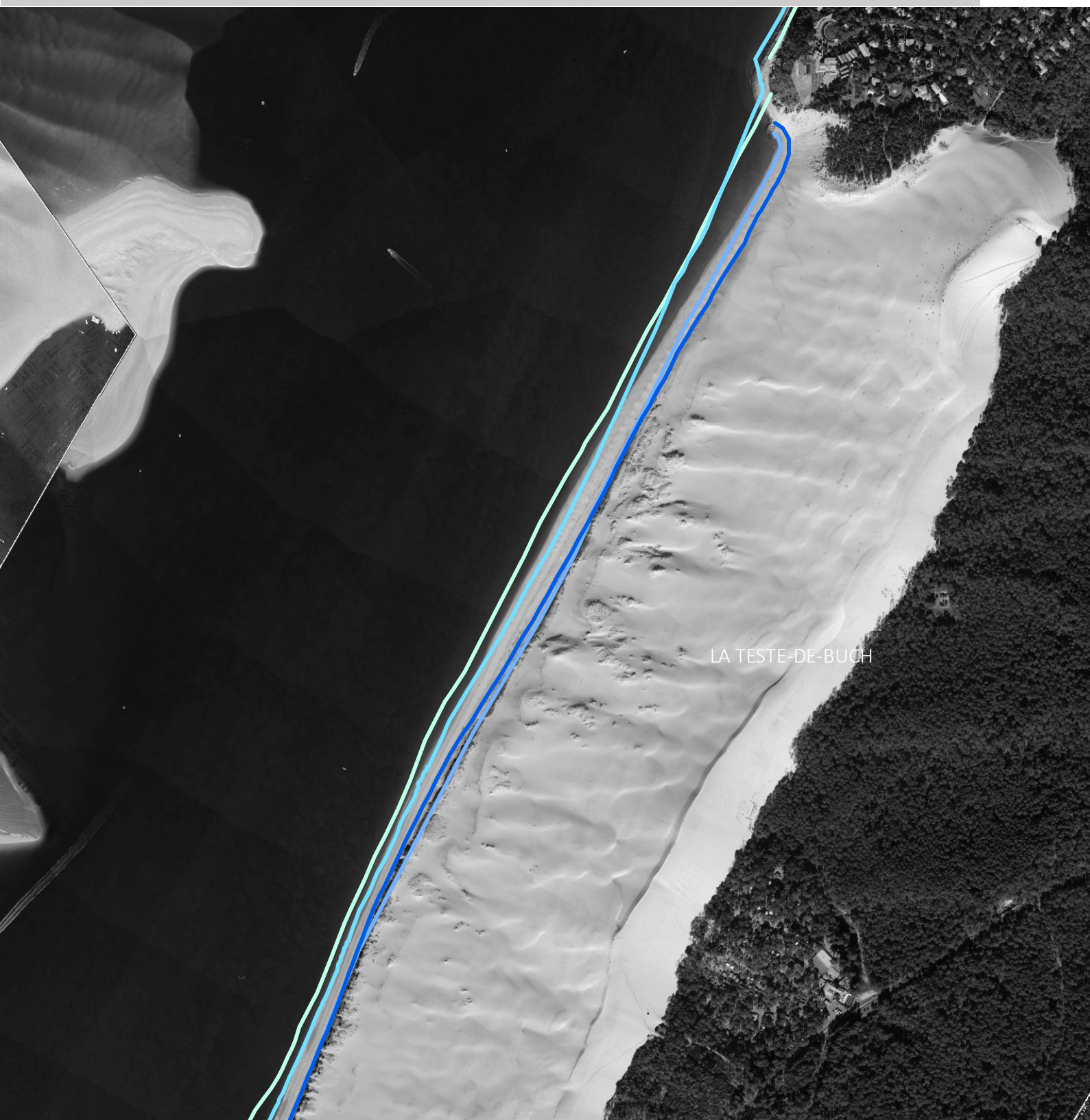
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





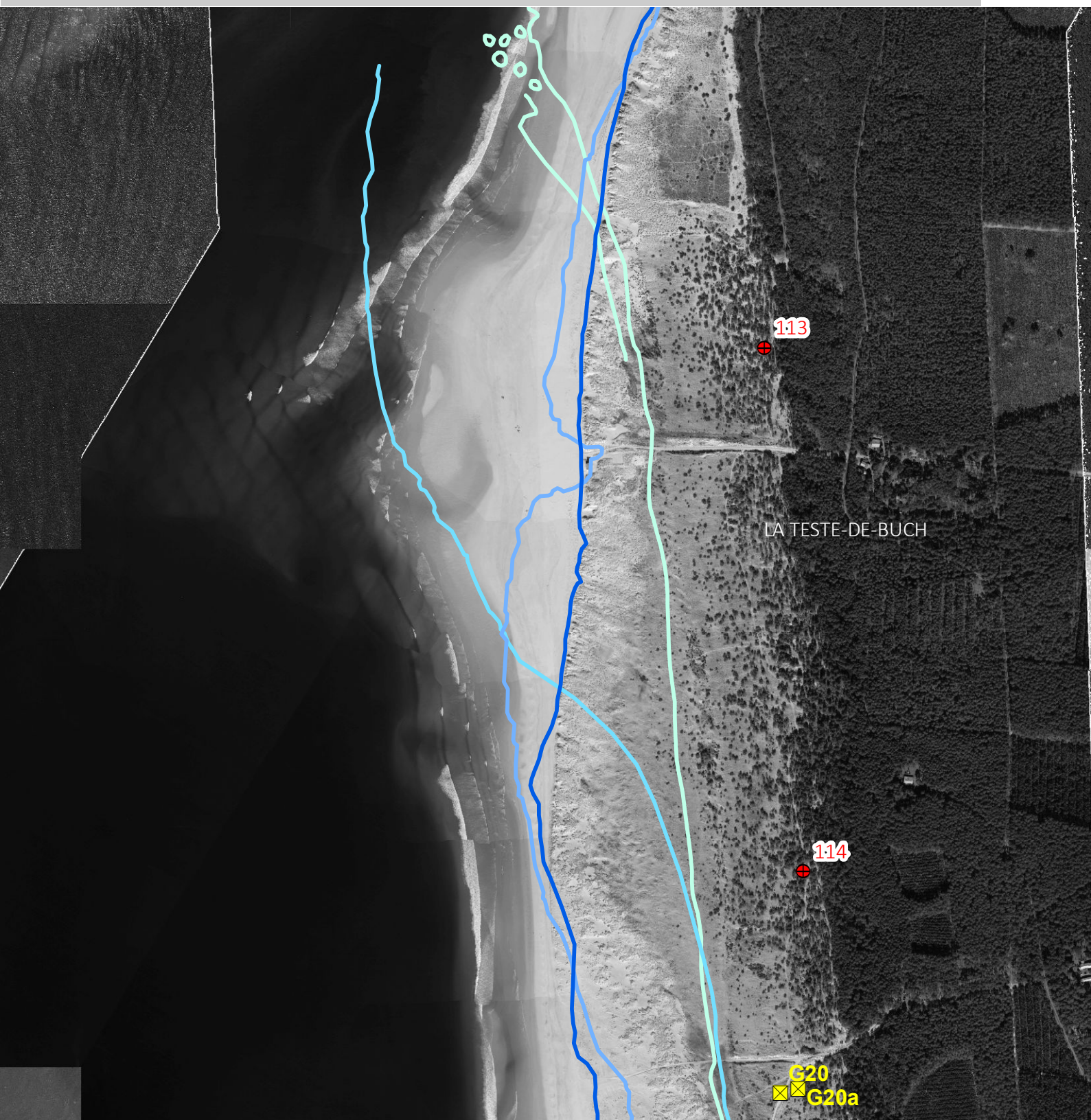
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





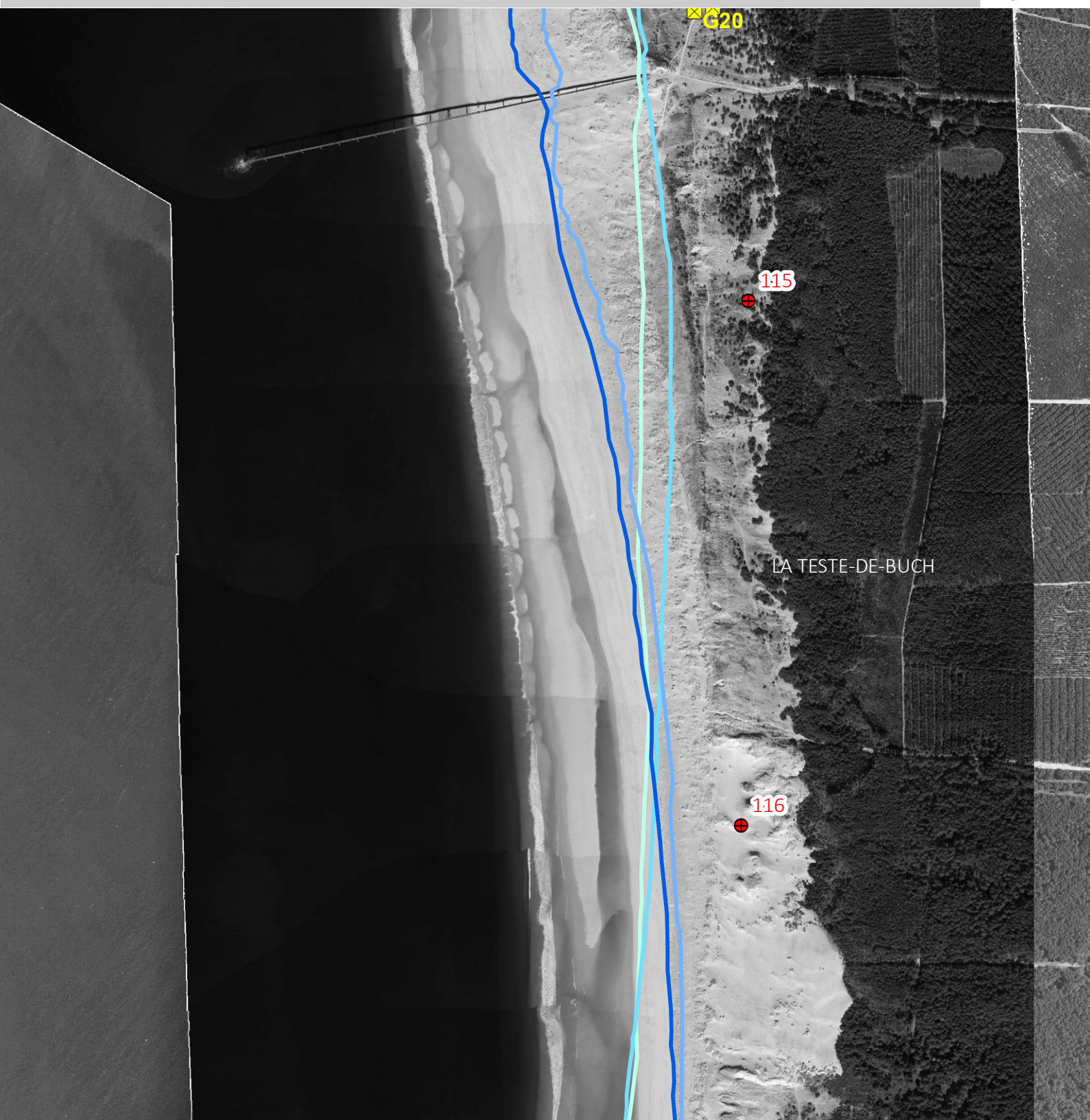
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





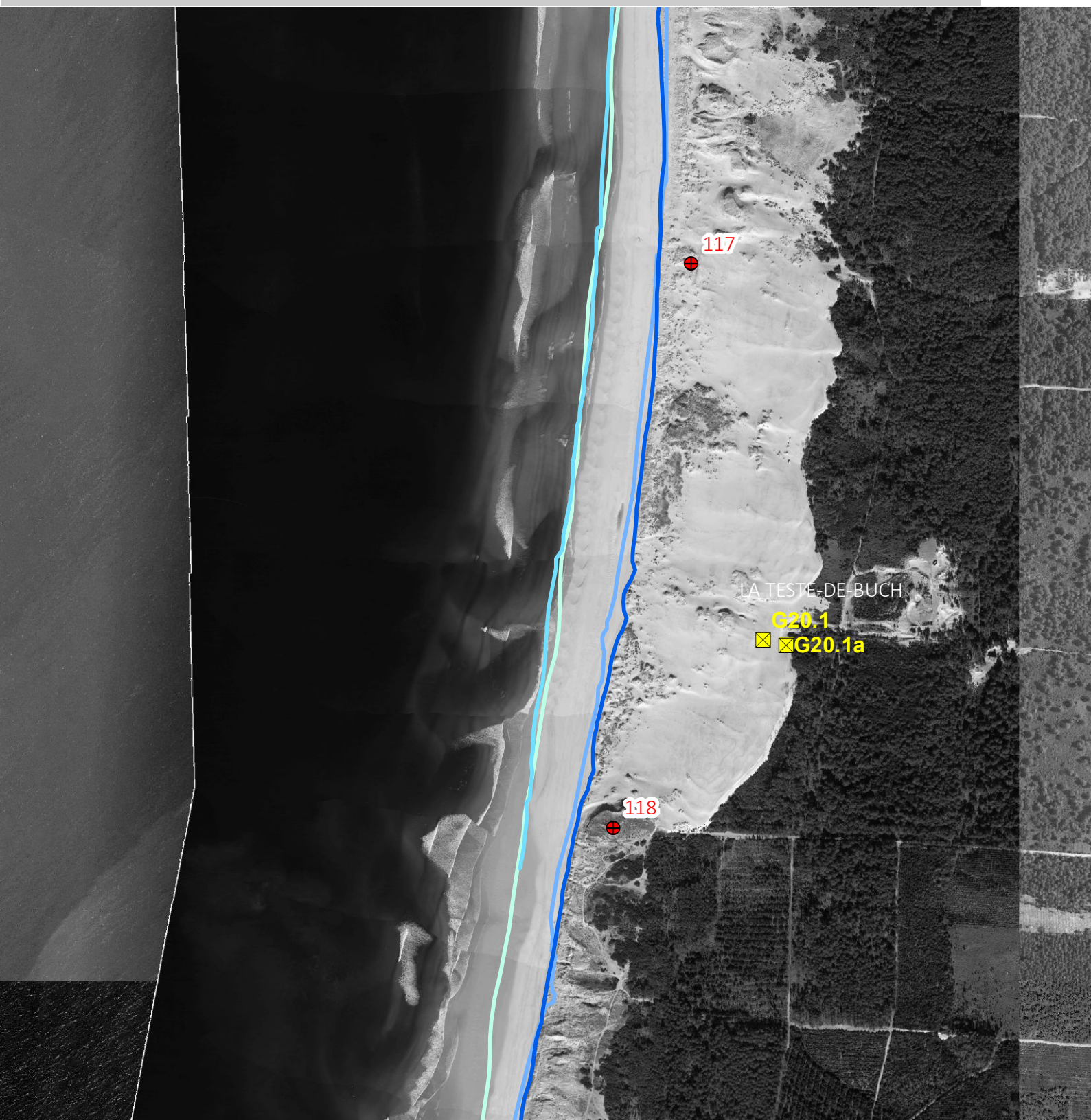
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- - - Limites communales





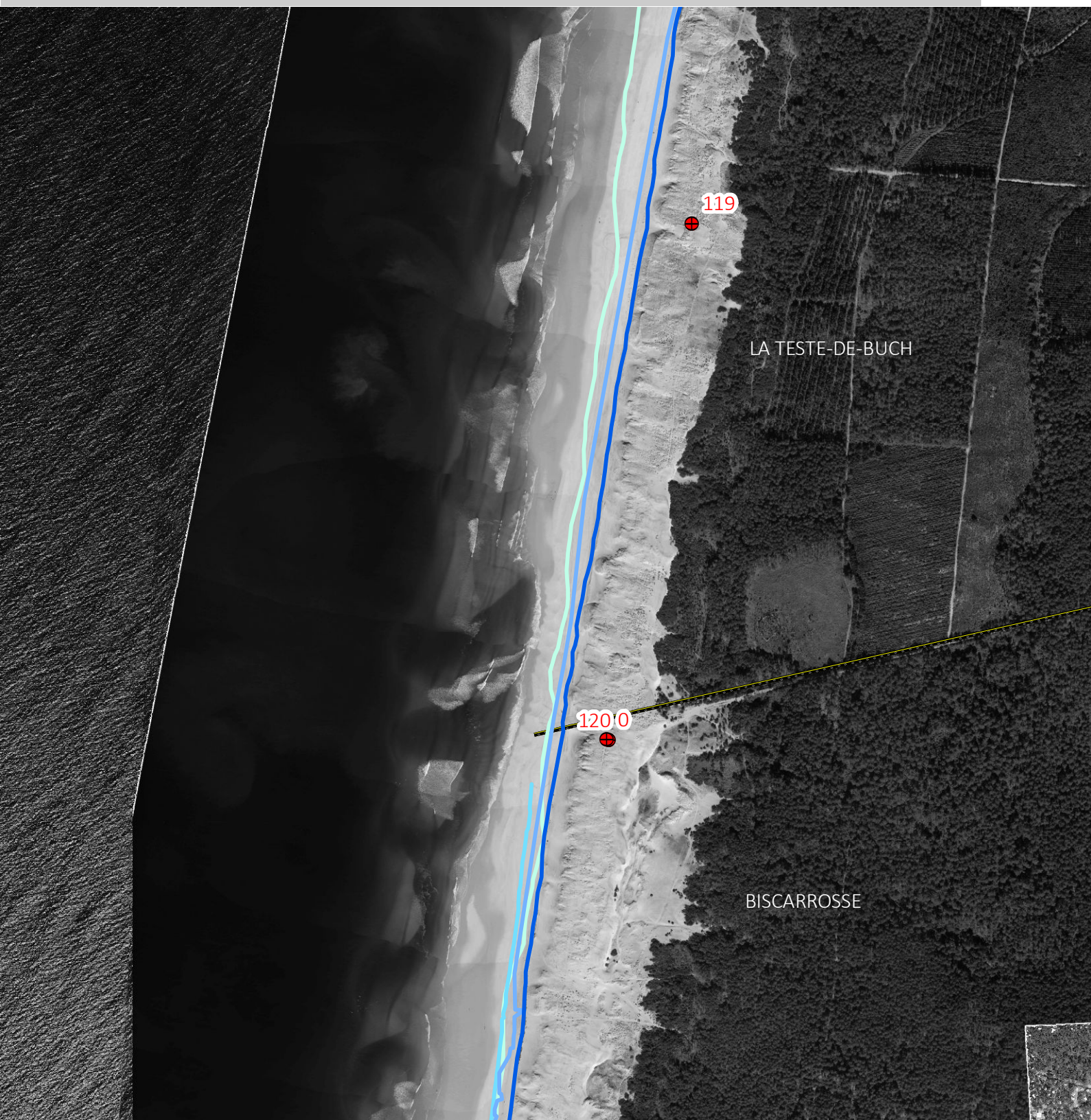
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





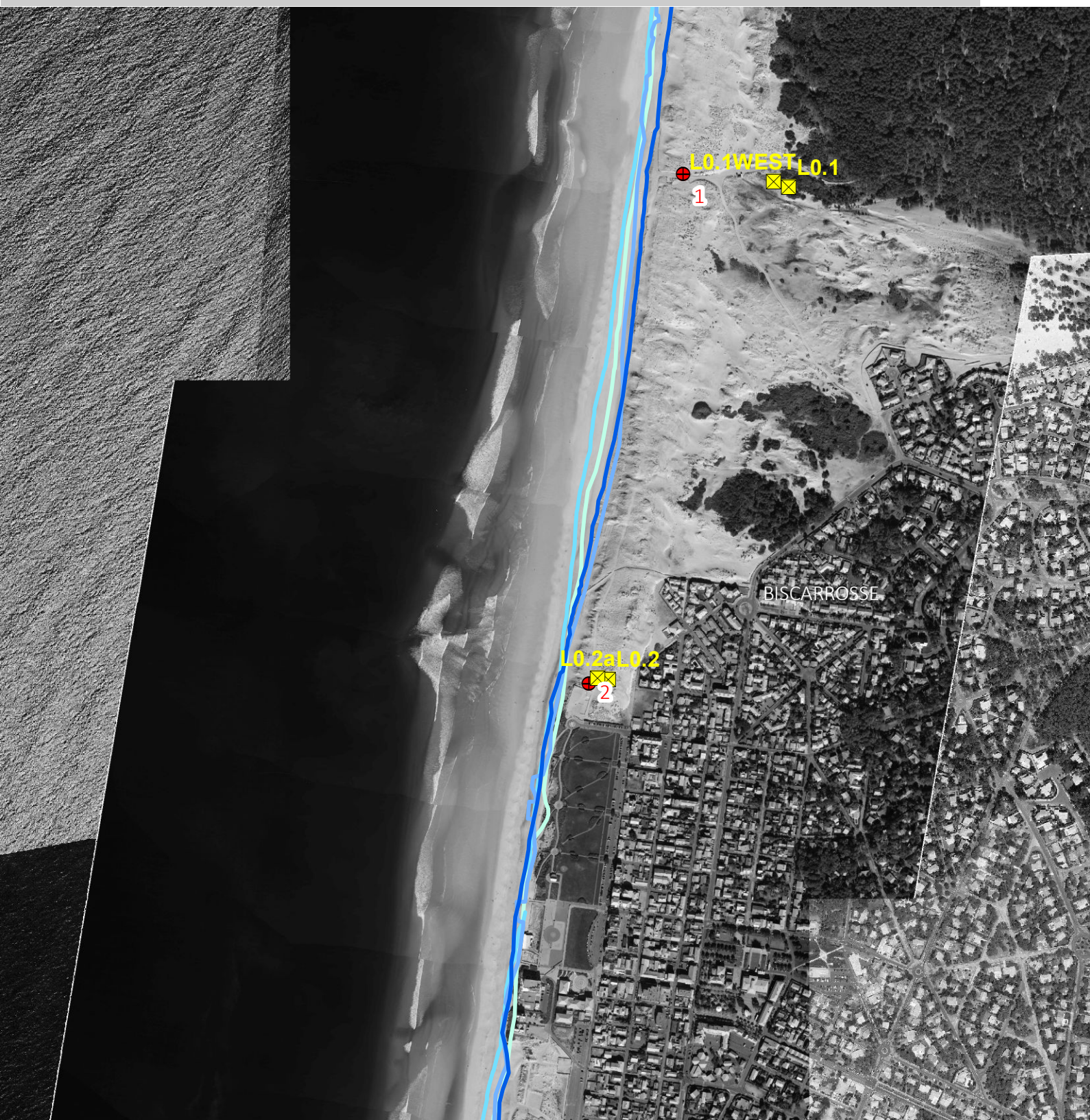
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone intermédiaire

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





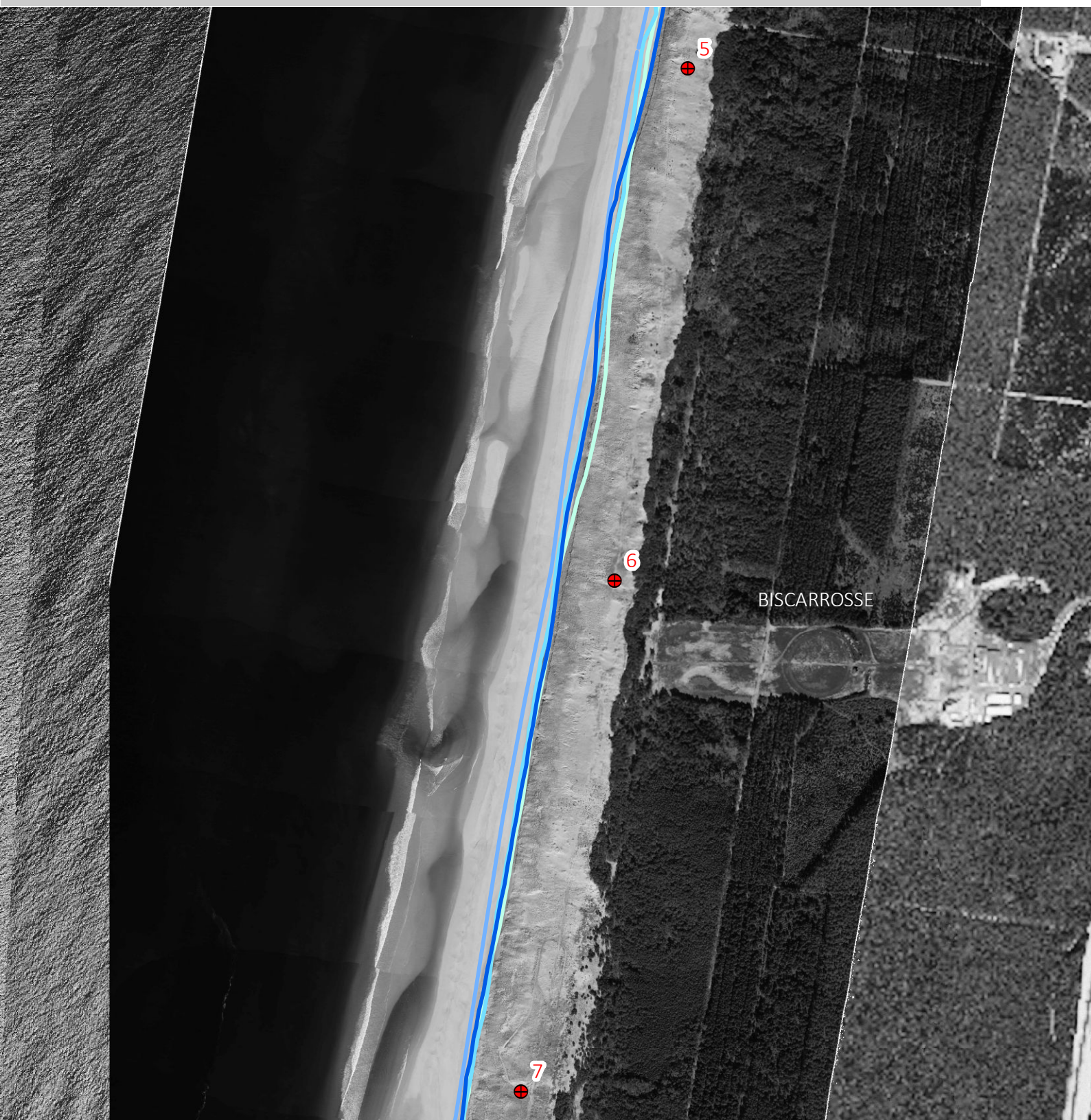
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

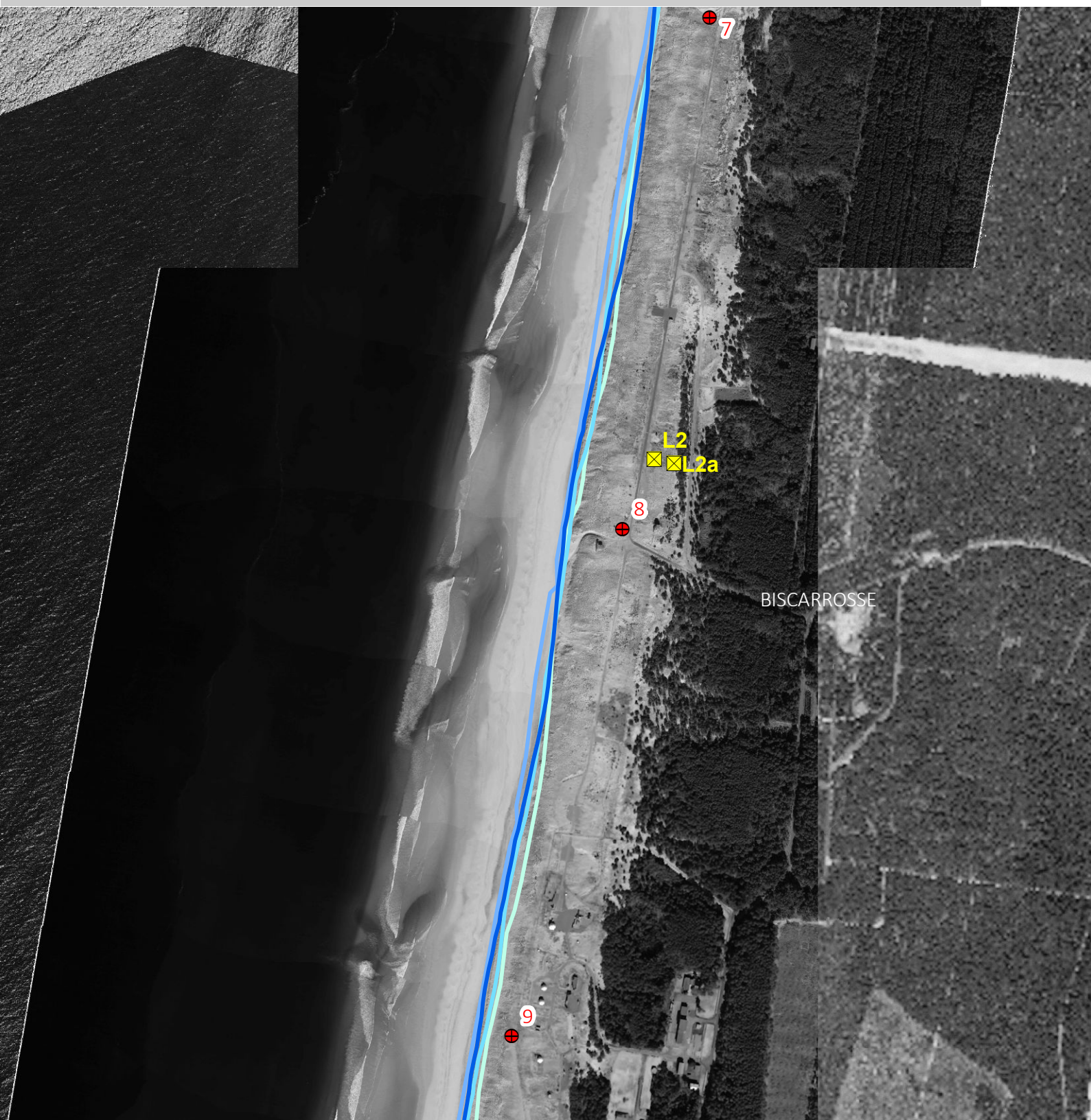
- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

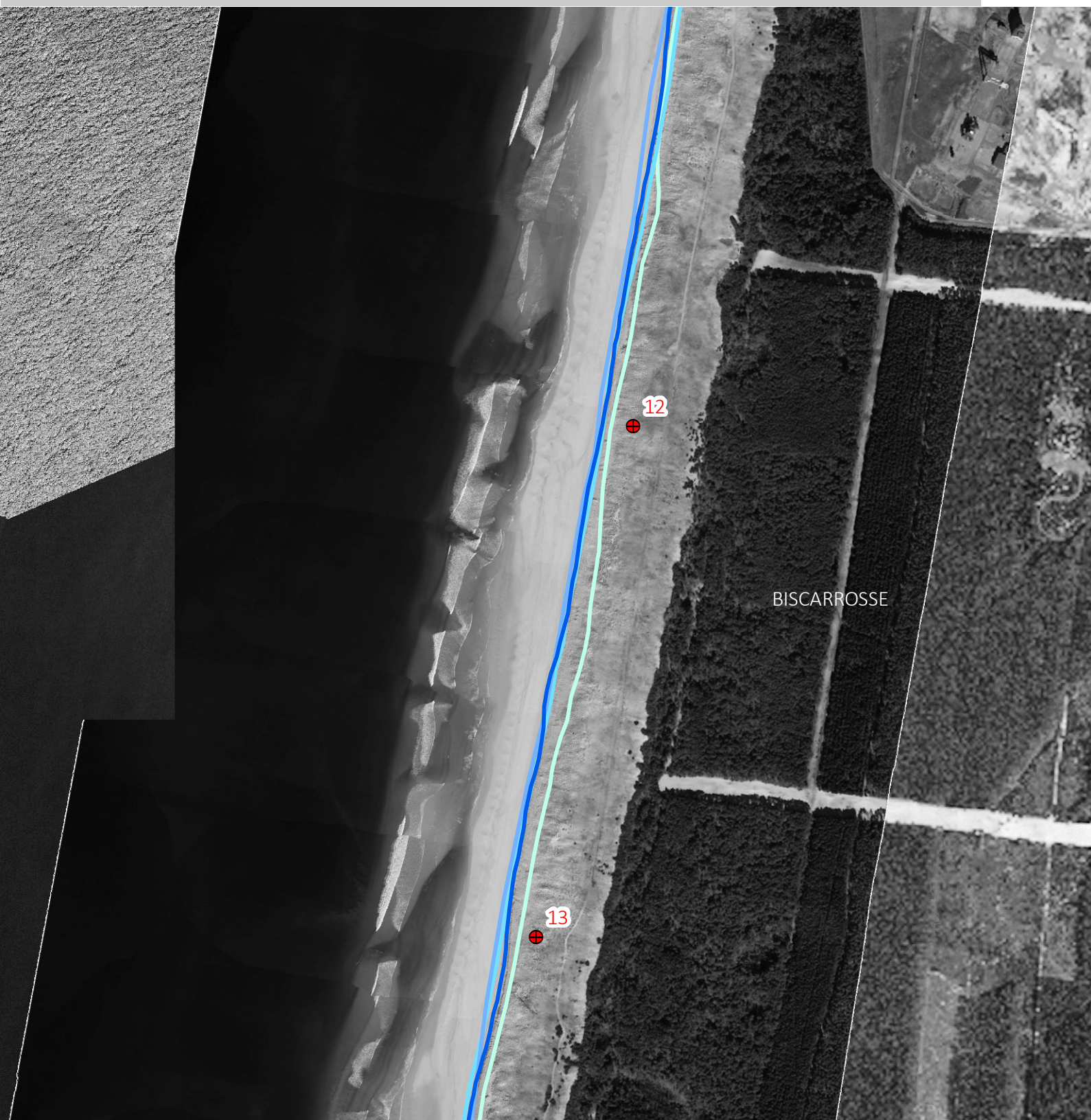
- ▣ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ▣ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



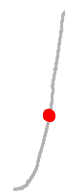


Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



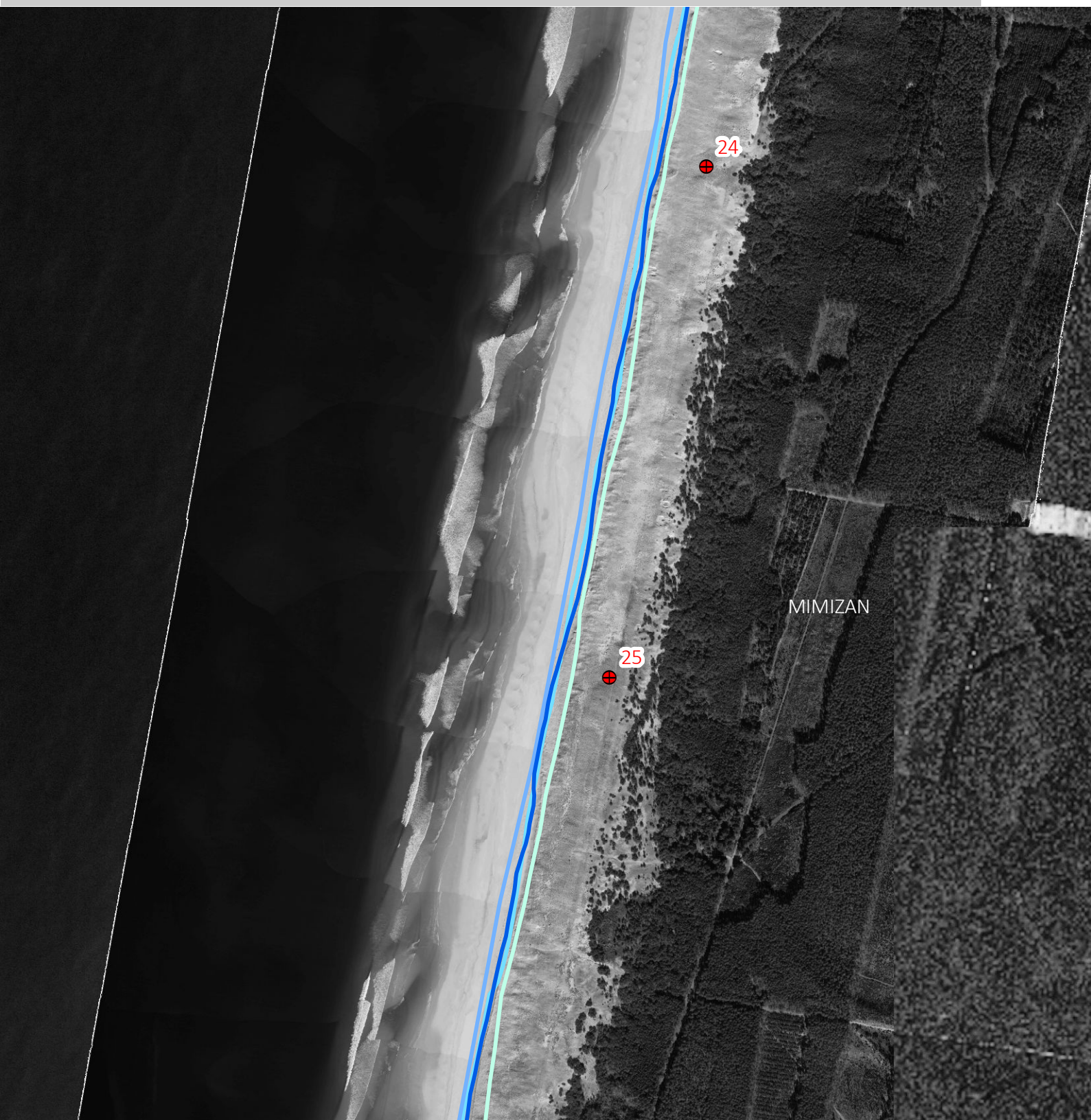
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





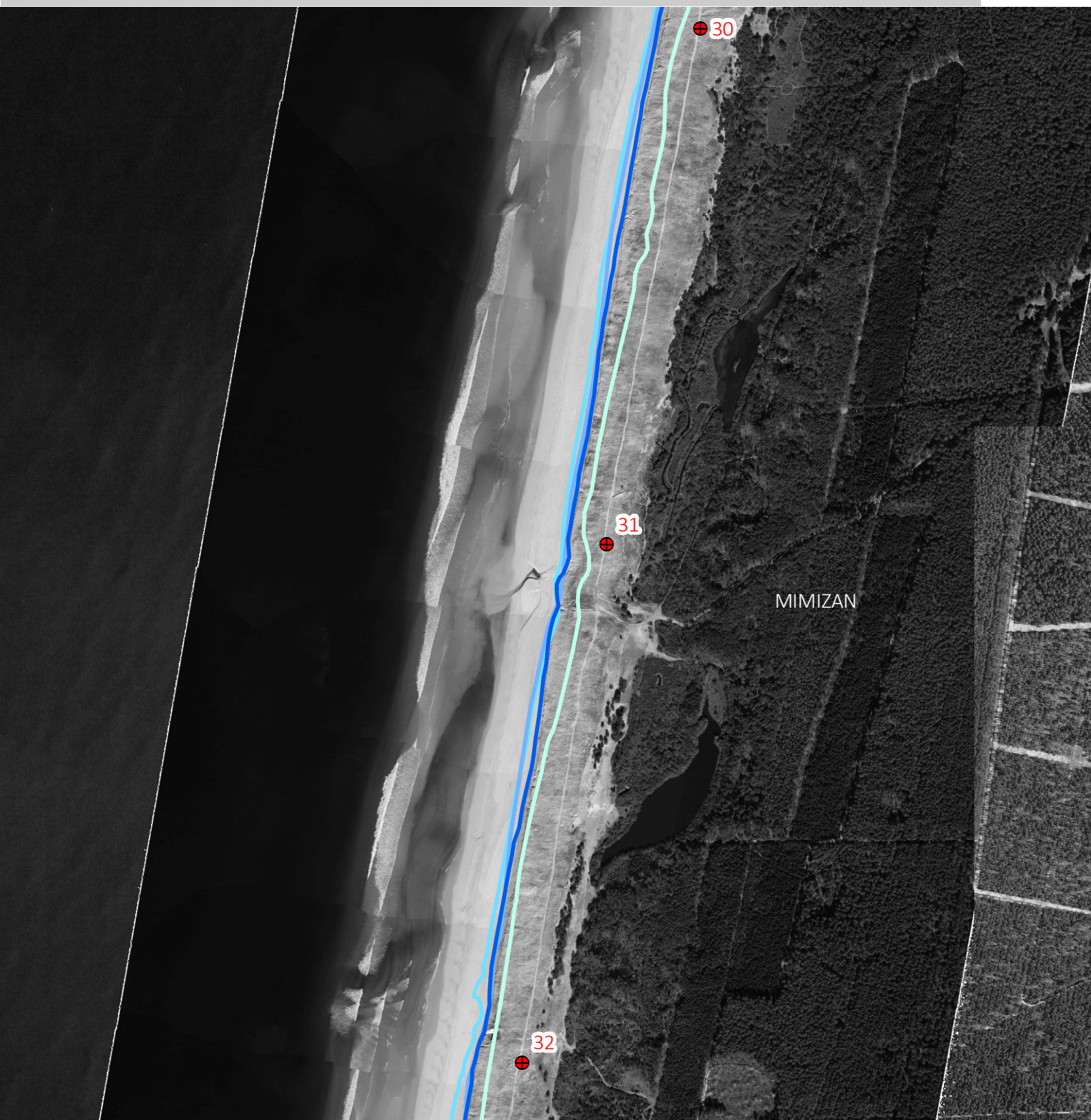
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





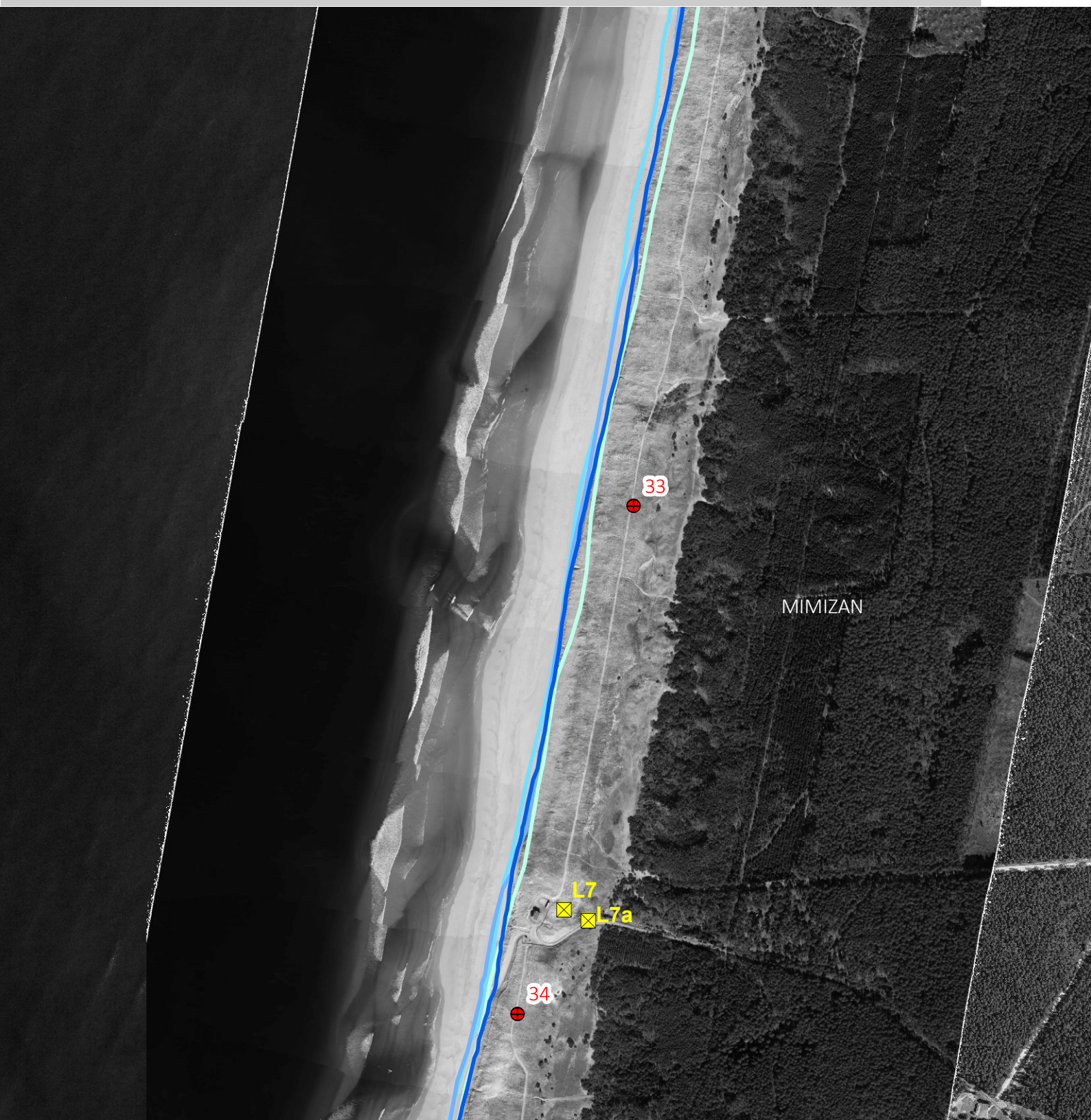
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





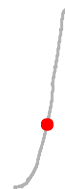
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 3 à type 4

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

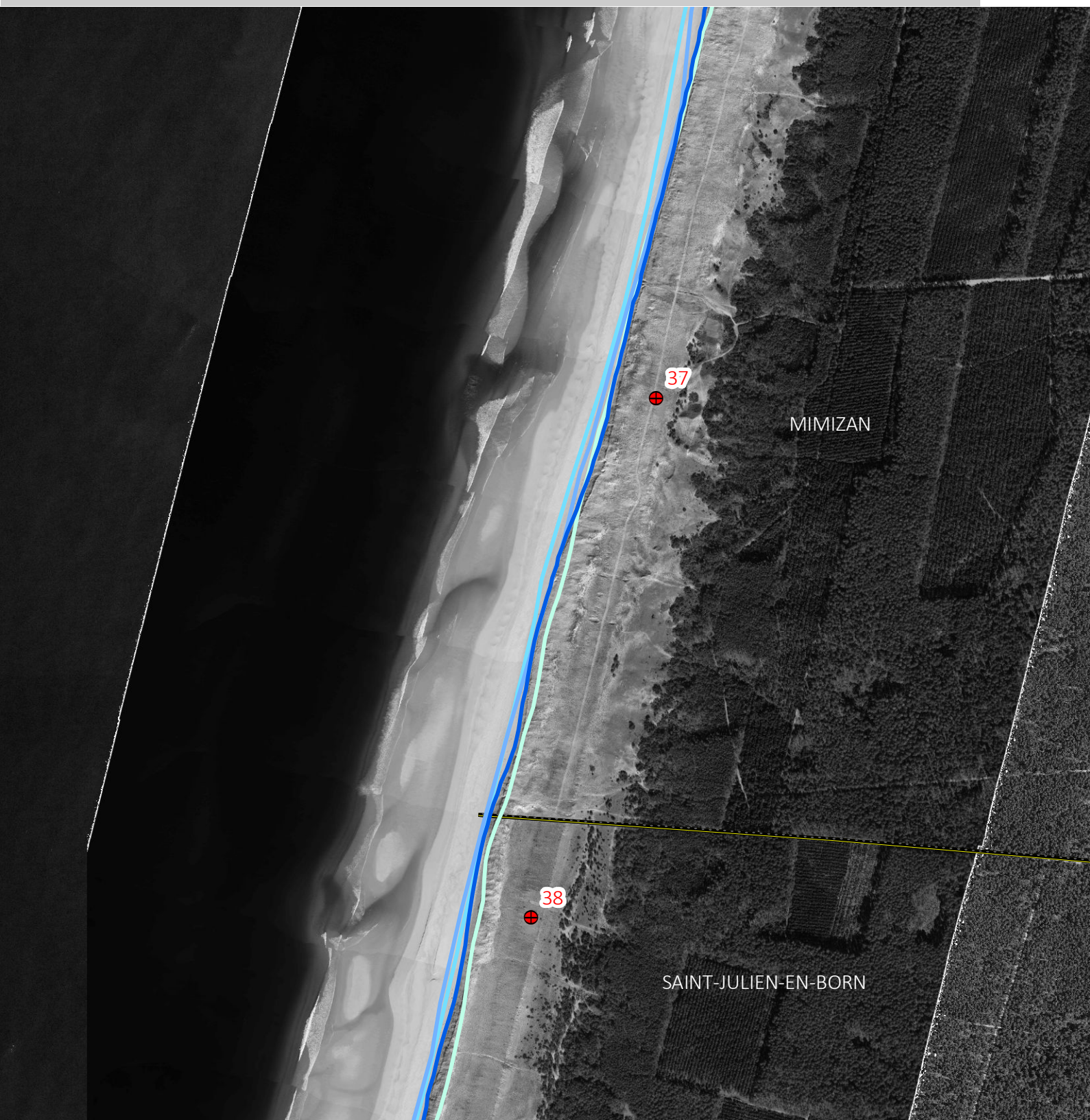
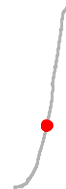
- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

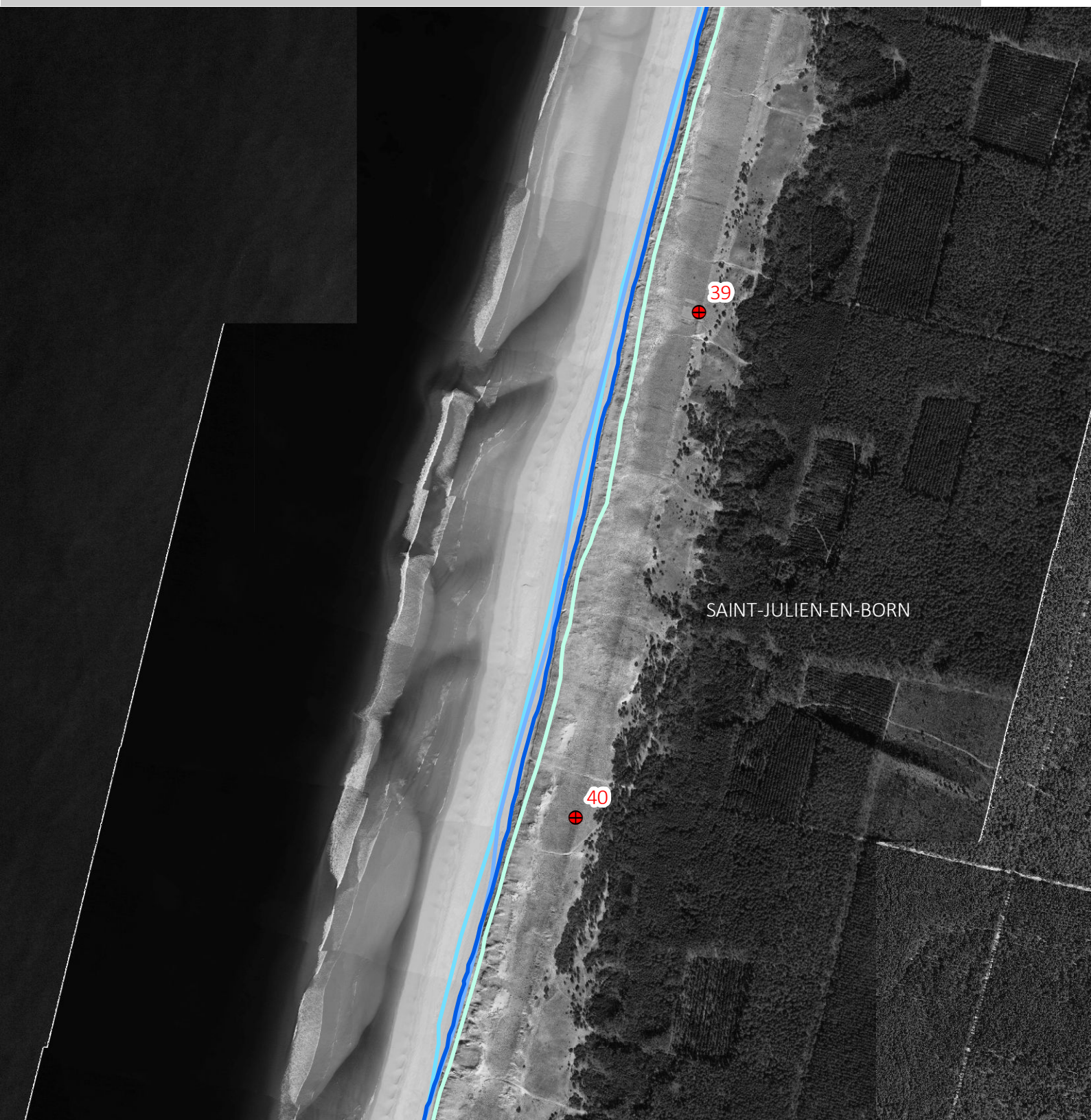
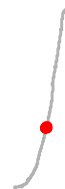
- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



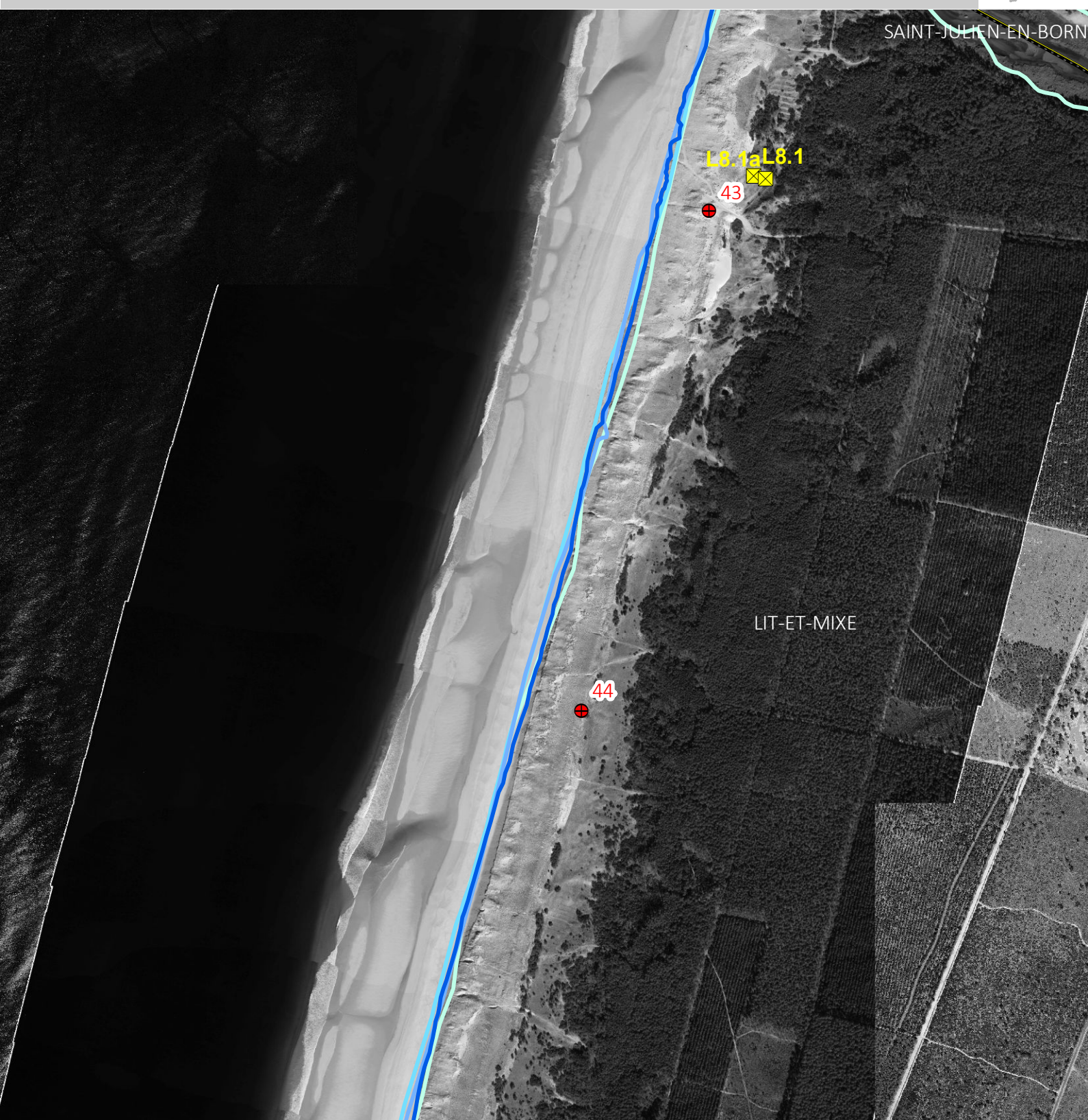
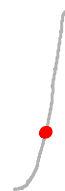
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

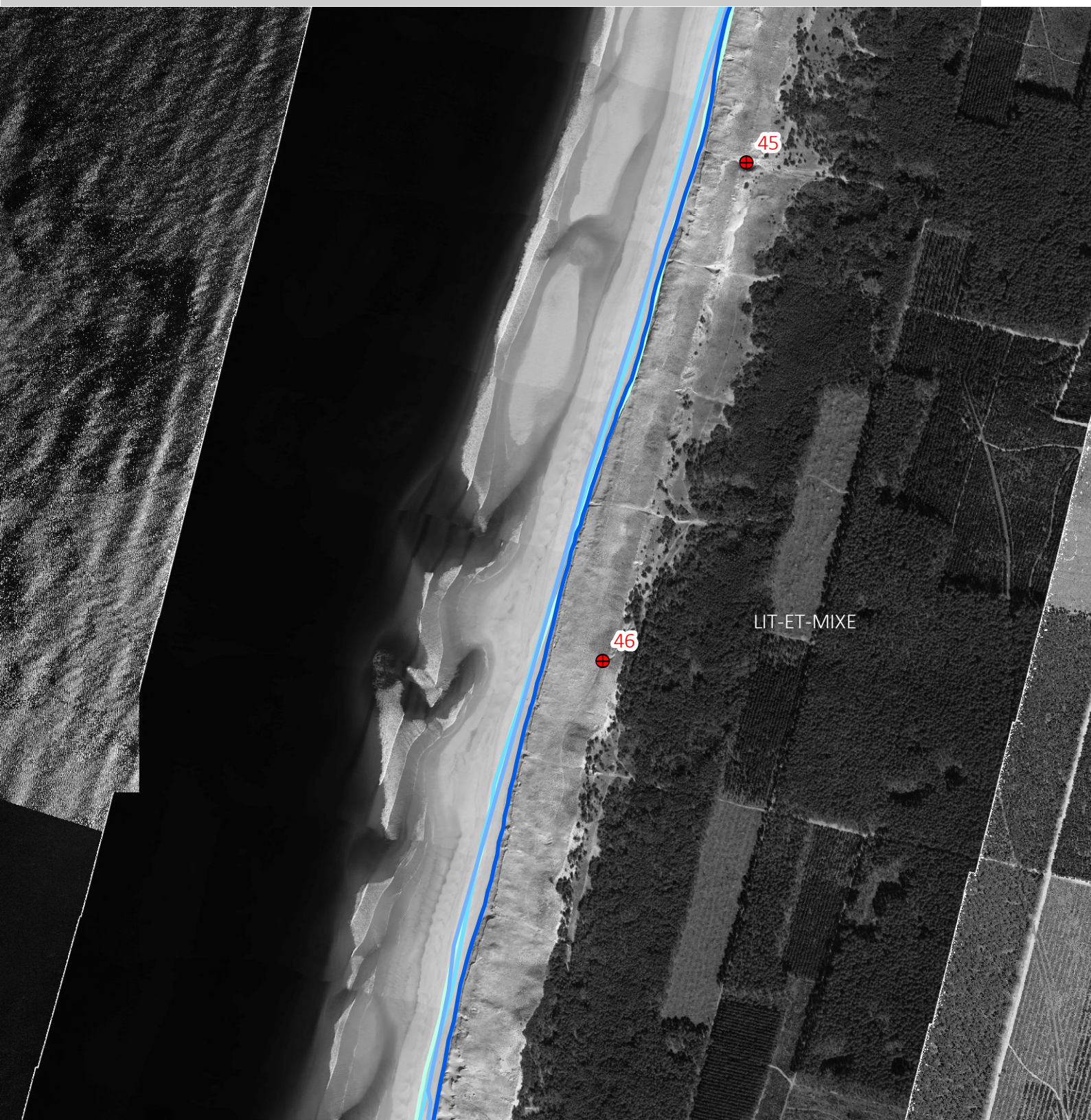
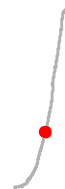
- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



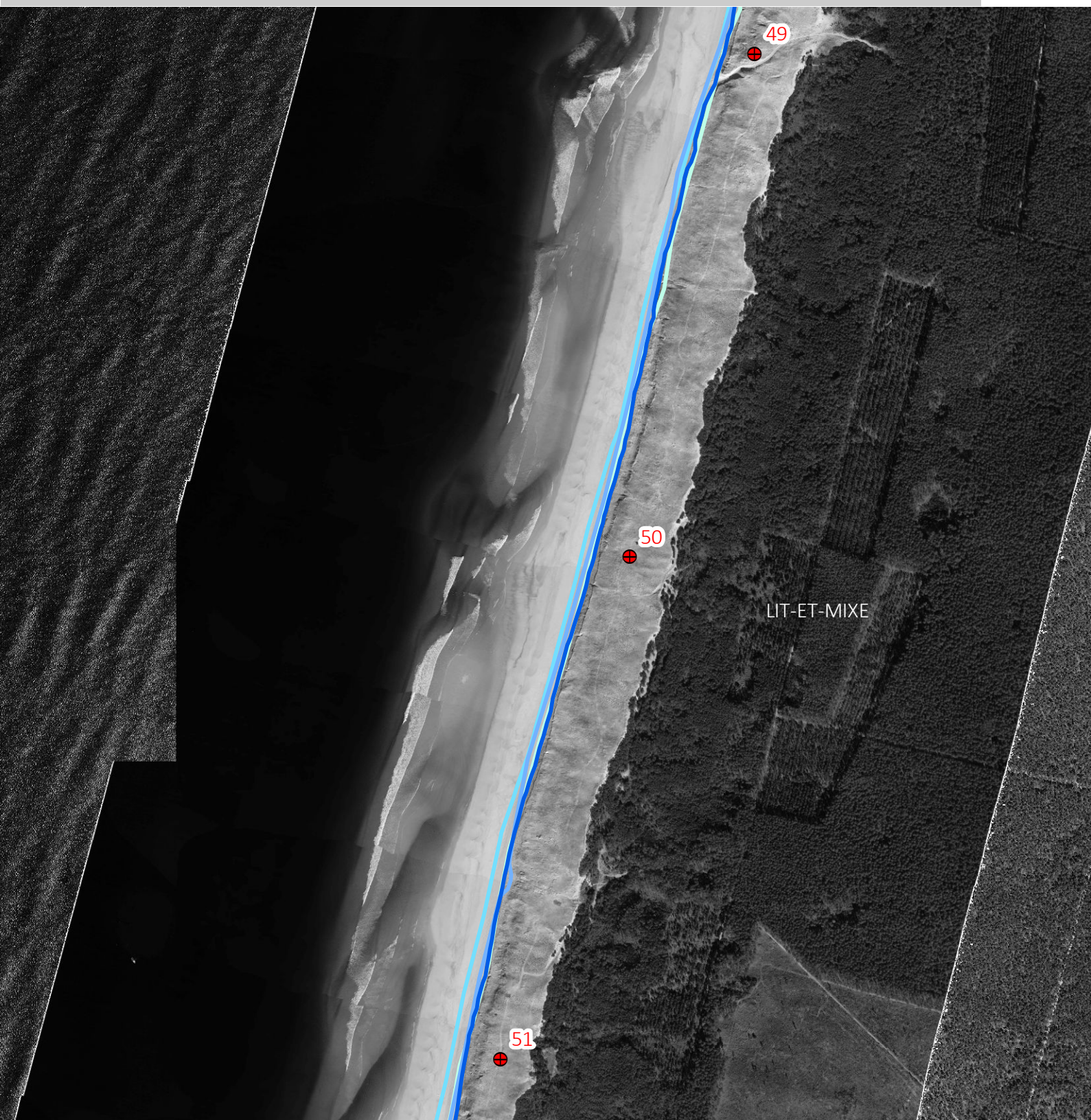
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ⊗ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





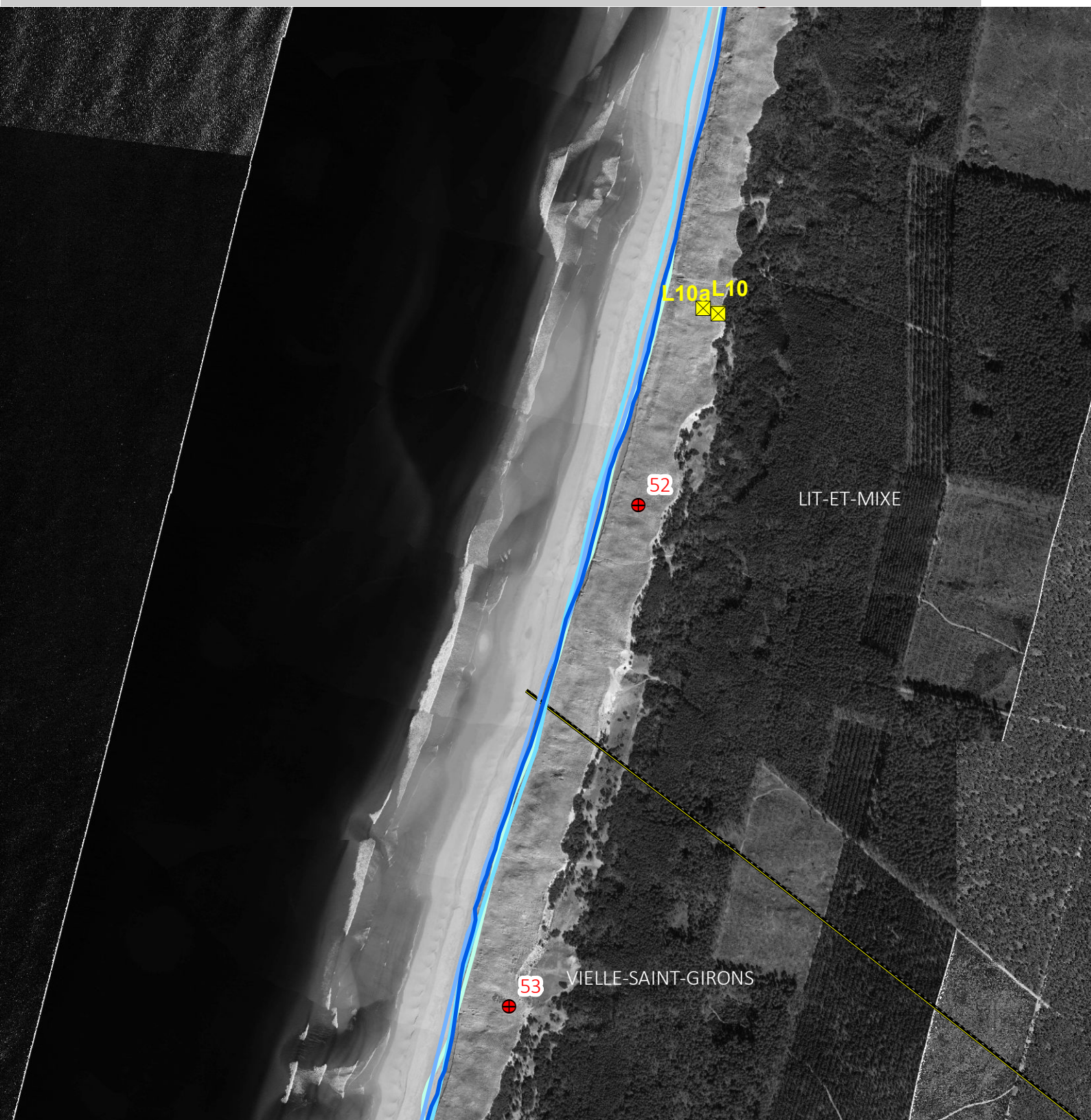
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





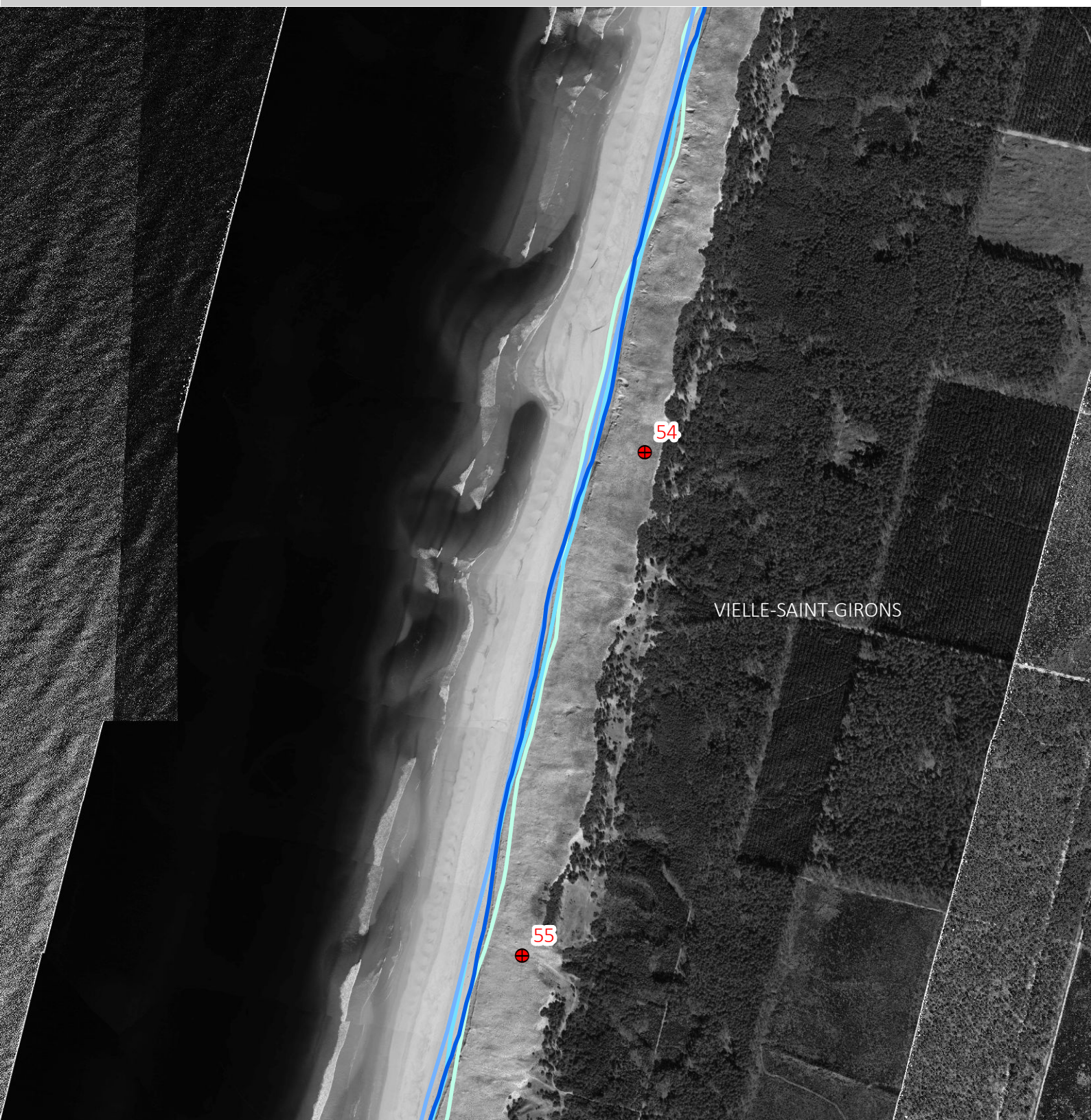
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





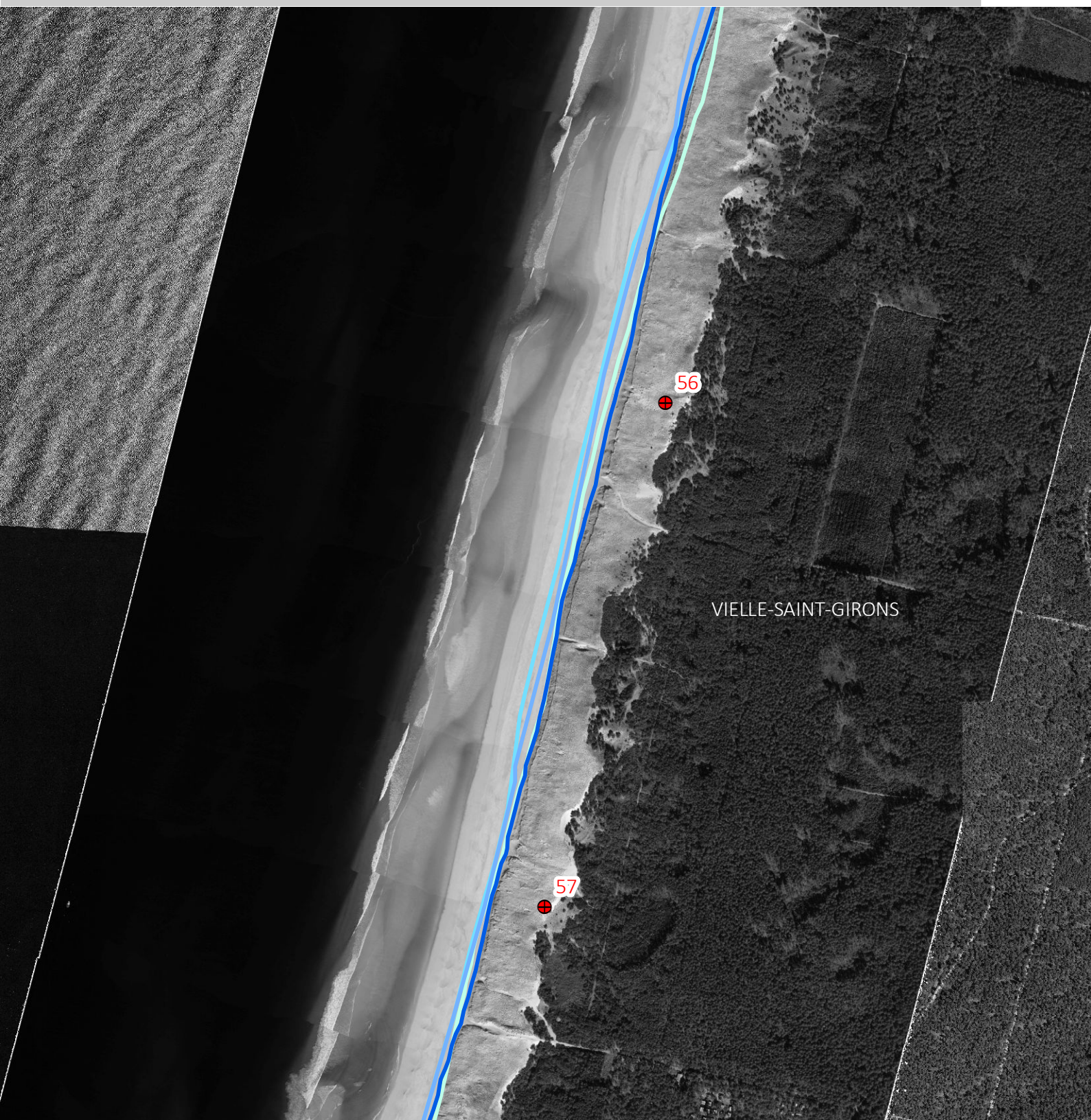
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ⊠ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

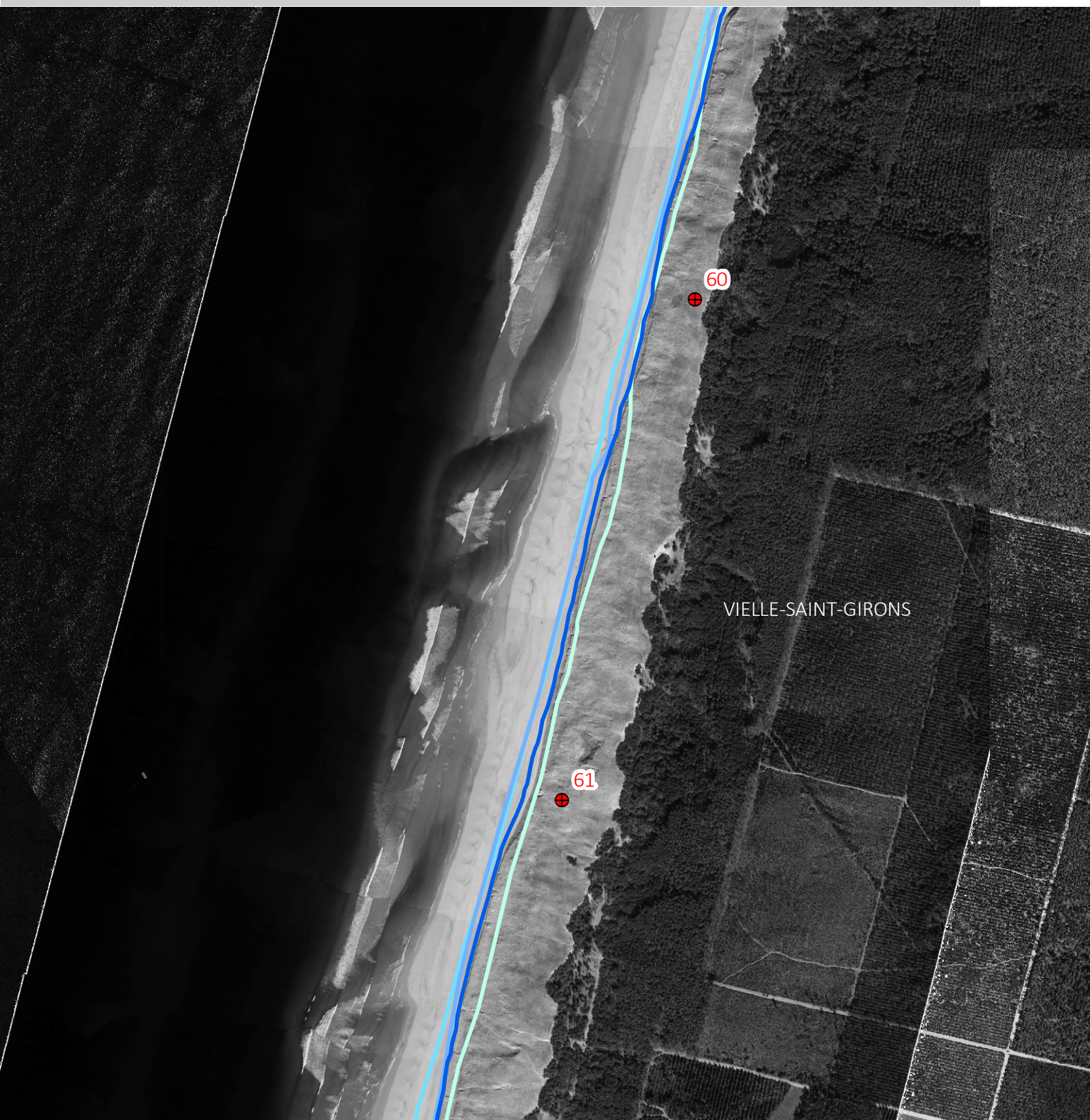
- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



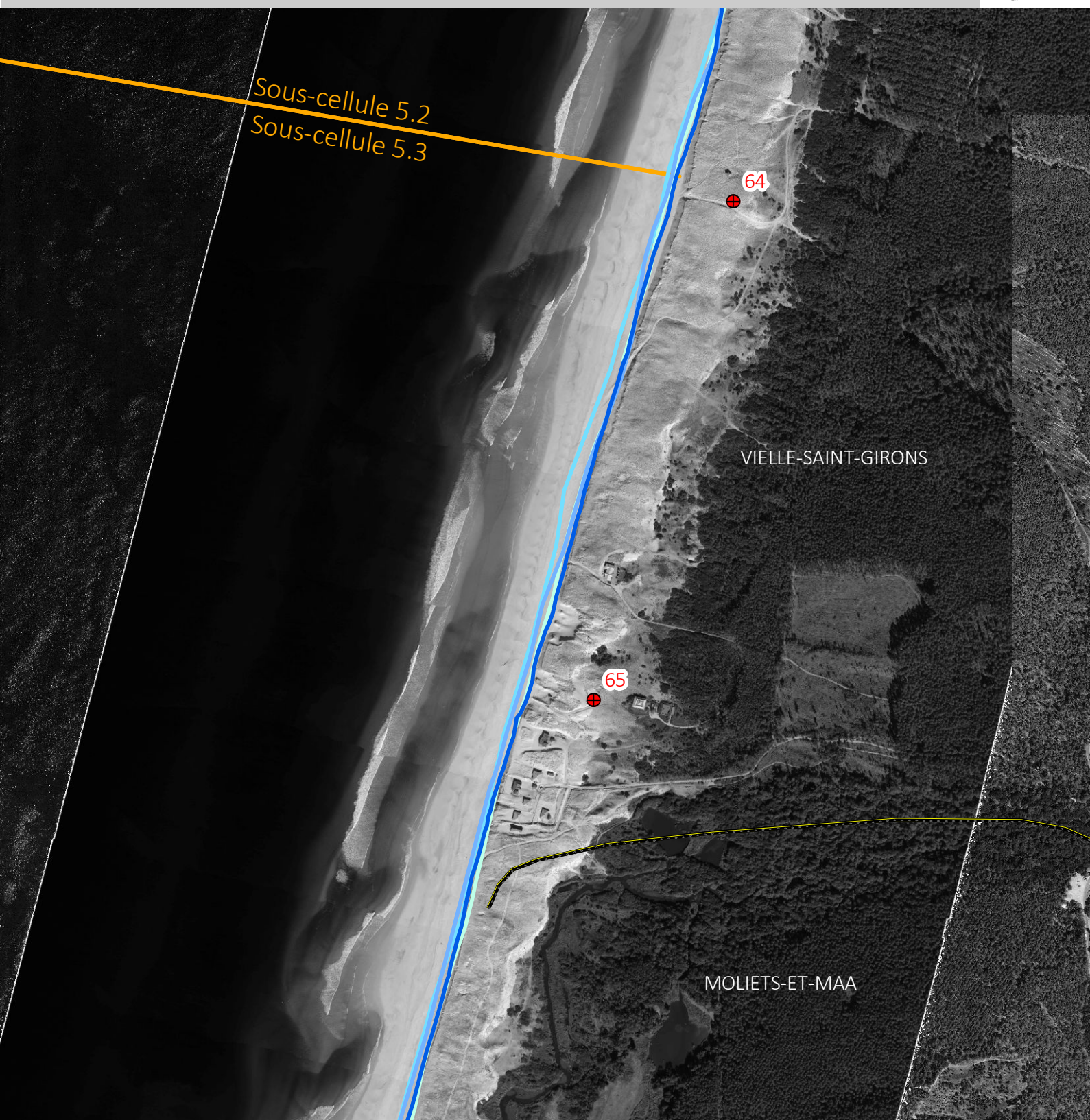
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ▣ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





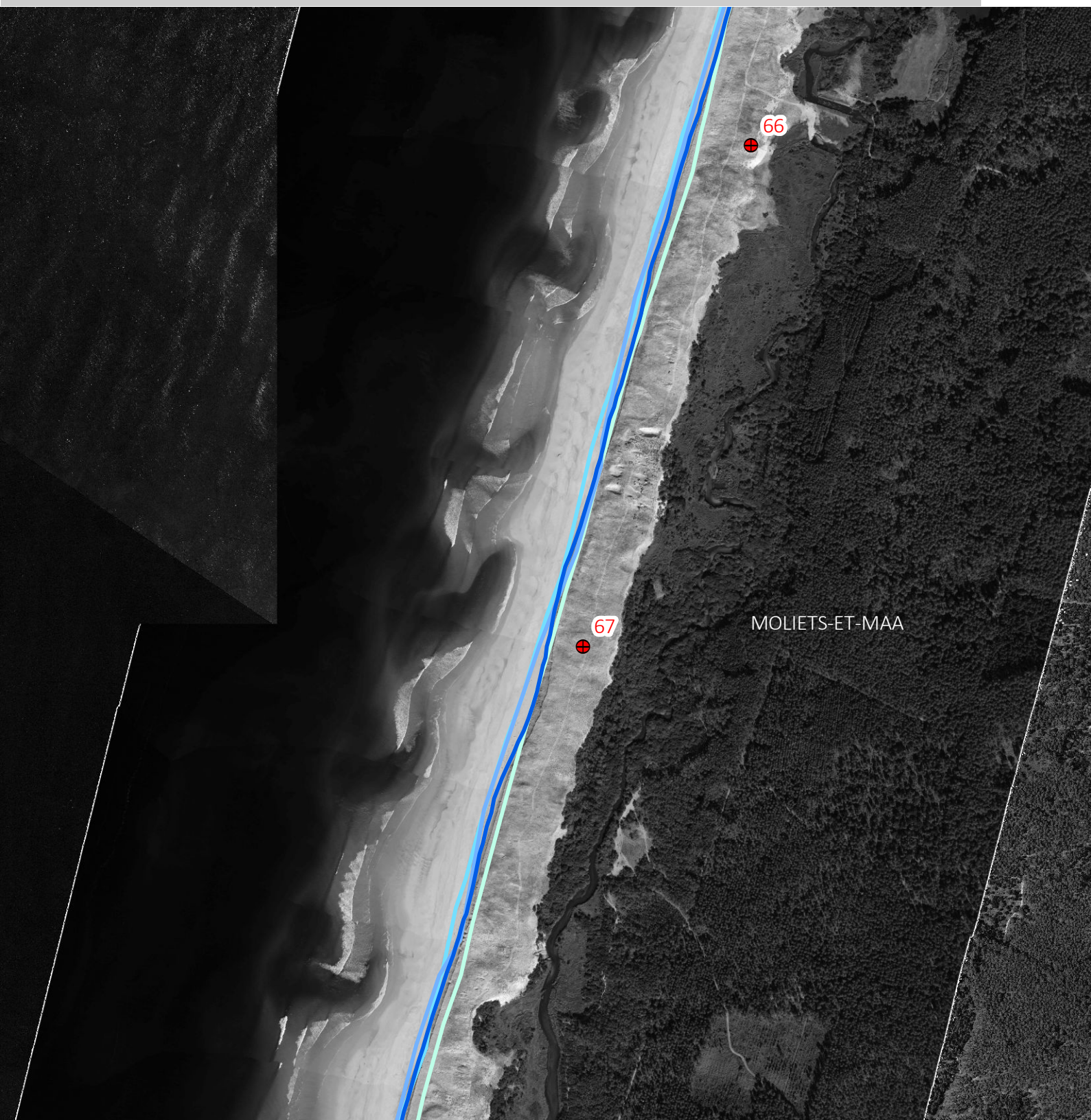
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

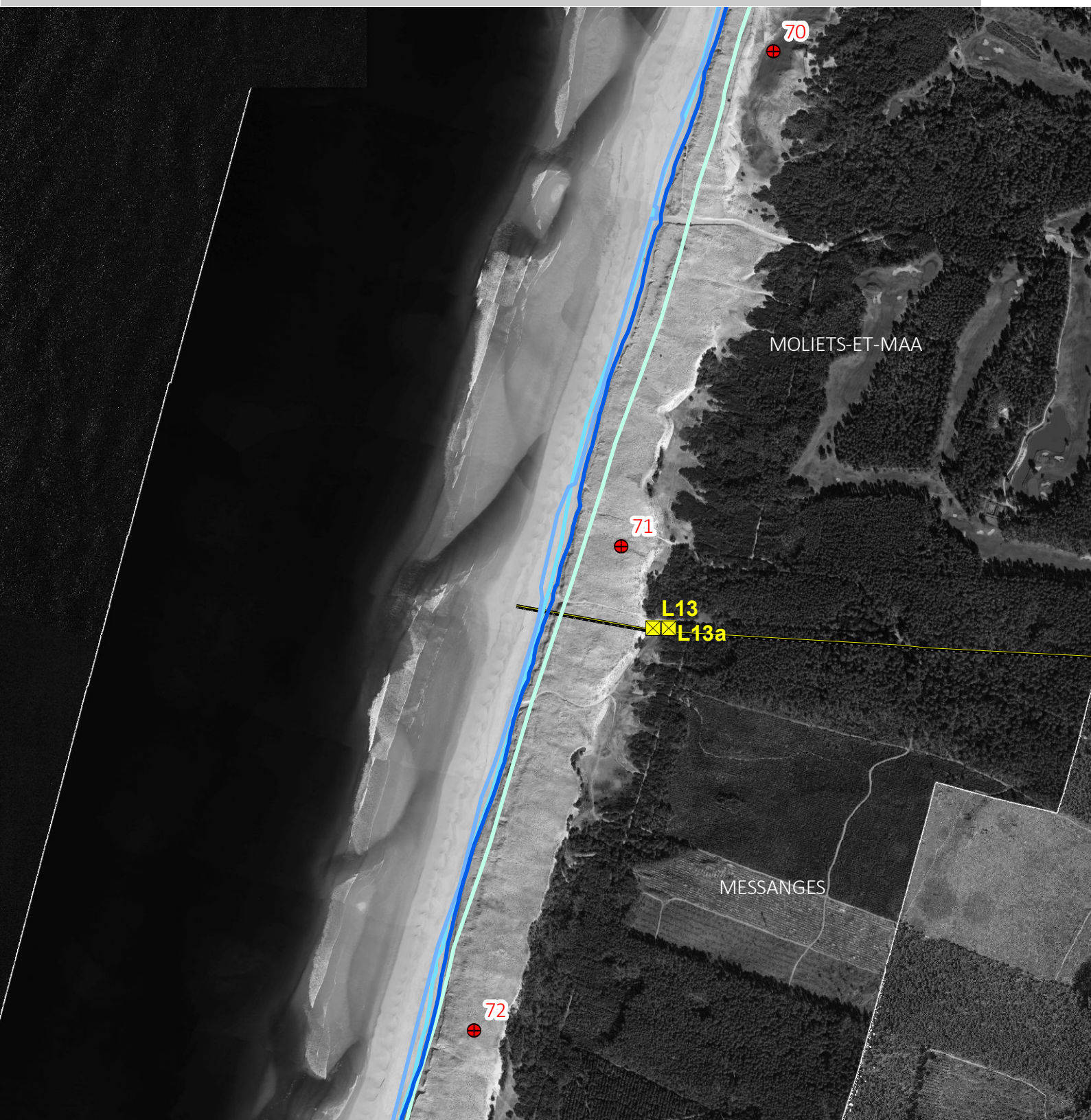
- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



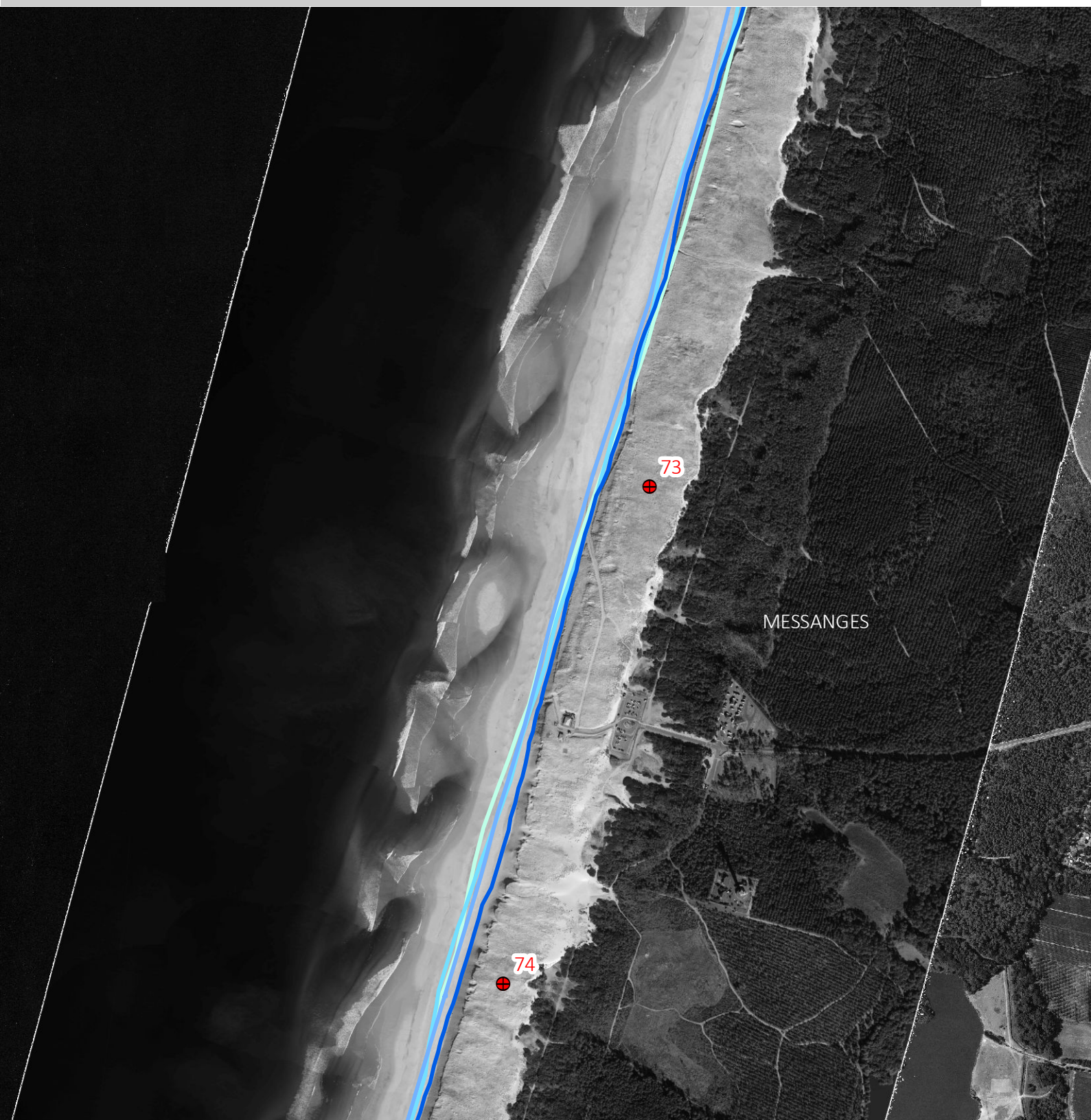
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

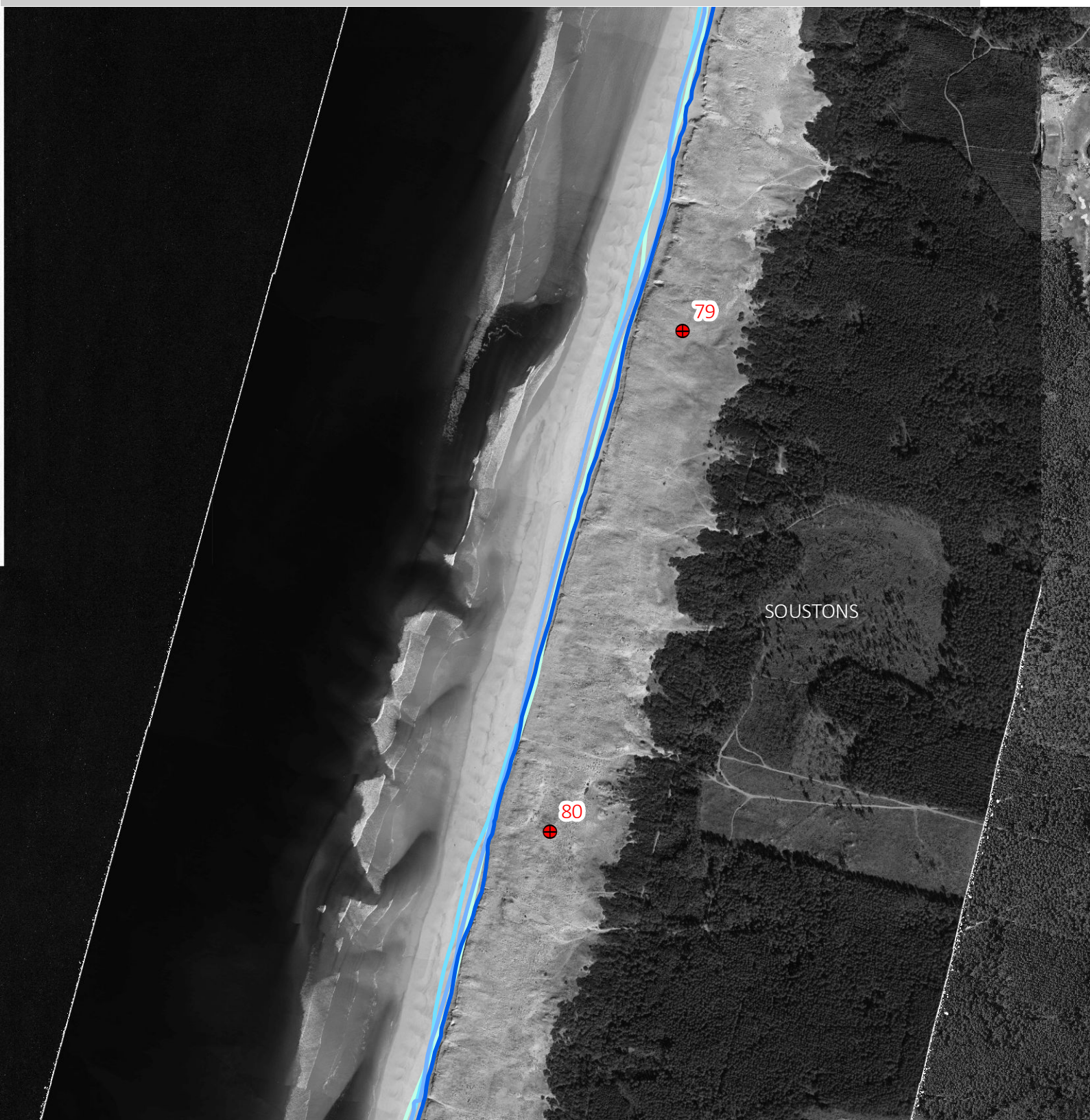
- ▣ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



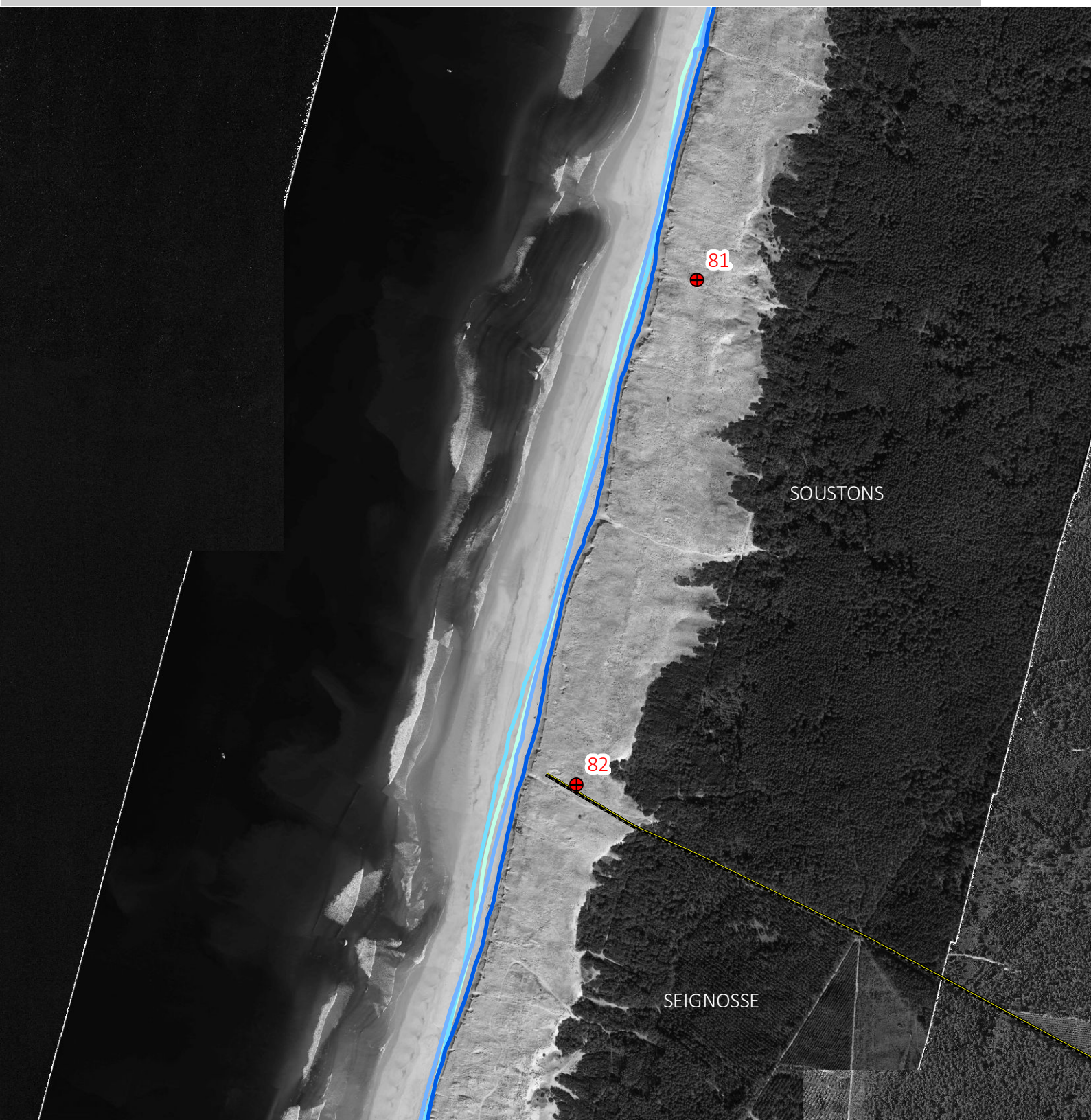
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 4

- ⊗ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

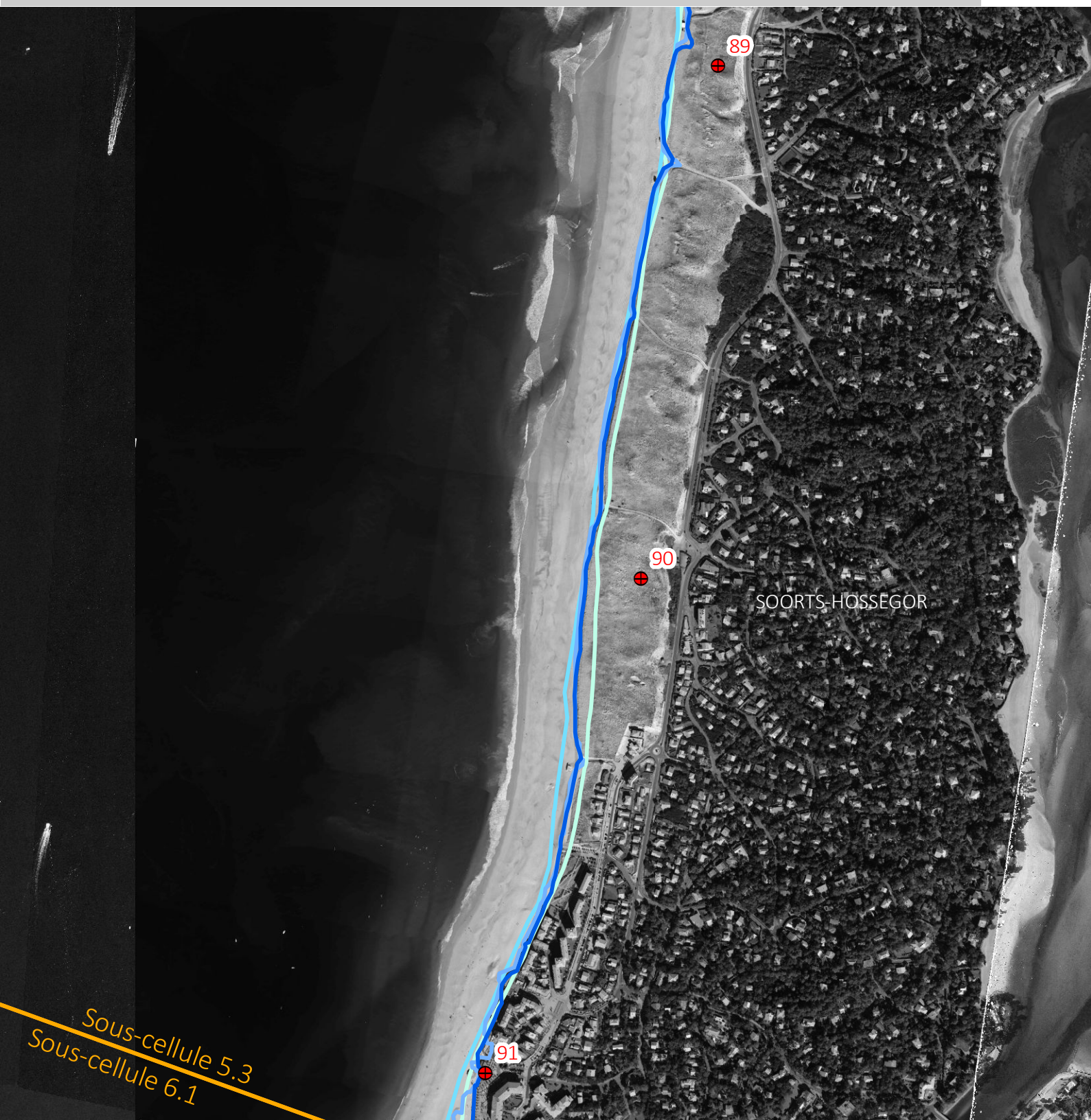
- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales



OBSERVATOIRE
CÔTE AQUITAINE



250 m



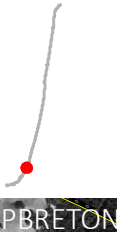
Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- ⊗ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- ☒ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- Bornes de suivi du trait de côte
- Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- ⊗ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales



ATLAS MORPHODYNAMIQUE DE LA CÔTE SABLEUSE

Tarnos 3

Cellules 6 & 7 - Sous-cellule 6.2 & cellule 7



Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Type 5

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone urbanisée

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





Traits de côte historiques

- 2014
- 2007
- 1985
- 1973

Type de plage :
Zone urbanisée

- ✕ Bornes de suivi du trait de côte
- ⊕ Points kilométriques
- Limites communales





OBSERVATOIRE CÔTE AQUITAINE

Réseau d'experts au service du littoral



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

BRGM Nouvelle-Aquitaine

Parc Technologique Europarc
24, Avenue Léonard de Vinci
33600 Pessac - France
Tél. : 05 57 26 52 70

A propos de l'Observatoire de la Côte Aquitaine

Véritable réseau d'experts au service du littoral, l'Observatoire de la Côte Aquitaine est chargé de suivre l'érosion et la submersion sur le littoral régional. Le BRGM ainsi que l'ONF sont les porteurs techniques du projet, financé par l'Europe (FEDER), l'État, la Région Nouvelle-Aquitaine, les départements de la Gironde, des Landes, des Pyrénées-Atlantiques et le Syndicat intercommunal du bassin d'Arcachon (SIBA). Le rôle de l'Observatoire est de mettre au service de l'ensemble des acteurs du littoral un outil scientifique et technique d'aide à la décision, à la gestion et à la prévention des risques côtiers. L'Observatoire de la Côte Aquitaine travaille en étroite collaboration avec le GIP Littoral Aquitain et les universités de Bordeaux (unité mixte de recherche EPOC) et de Pau et des Pays de l'Adour (laboratoire SIAME) ainsi que le Centre de la mer de Biarritz (programme ERMMA).

L'enjeu : accompagner les stratégies de développement durable de manière à prendre en compte l'évolution morphologique du littoral et les richesses de son patrimoine naturel tout en s'adaptant au changement climatique.

Les actions de l'Observatoire sont multiples : mesures, suivis, expertises, diffusion des données et information... <http://littoral.aquitaine.fr/>