

V^{ème} Colloque de l'AFGP



Voyage d'étude

Littoral du centre du Portugal: Serra da Boa Viagem - Nazaré

Livret guide

Coimbra, 22 septembre 2018

V^{ème} colloque de l'AFGP
Géographie physique et Société :
des risques naturels au patrimoine naturel
Coimbra (Portugal) du 20 au 22 septembre 2018

Voyage d'étude
Littoral du centre du Portugal: Serra da Boa Viagem - Nazaré

Livret guide

Auteurs

Anabela Ramos
António Campar de Almeida
Fernando Carlos Lopes
Lúcio Cunha

Collaborateurs

André Ozer
Myriem Nouri
Claudino Romeiro

Graphisme:

Ana Luís Baía

ISBN : 978-972-8079-03-1

Observatório Astronómico de Coimbra



INDEX

1 . Introduction	6
2 . Itinéraire	9
3. Points d'observation	11
3.1. Murtinheira (N de la Serra da Boa Viagem)	11
3.2. Stratotype Aalenian-Bajocian	12
3.3. Plage soulevée	13
3.4. Plage actuelle	14
3.5. Vallée de l'Anta (N de la Serra da Boa Viagem)	14
3.6. Dépôts de géli fractes	15
3.7. Point de vue de Bandeira (Sommet de la Serra da Boa Viagem)	16
3.8. La région de Gândara	17
3.9. Dunes de Quiaios	18
3.10. Dolines, karstification	19
3.11. Paléofalaise et dépôt marin du phare de cap Mondego	20
3.12. Phare du Cap Mondego	21
3.13. Mine de charbon du Cap Mondego	22
3.14. Plage de Figueira da Foz (Point de vue du Cap Mondego)	24
3.15. Érosion à Buarcos	25
3.16. Plage de Gala/Cova	26
3.17. Costa de Lavos	27
3.18. Leirosa	28
3.19. Le stockage souterrain de gaz de naturel de Carriço (Pombal)	29
3.20. Mata do Urso	30
3.21. Lagune d'Ervedeira	33
3.22. Plage de Pedrógão	34
3.23. Plage de Vieira	34
3.24. Plage de St. Pedro de Moel	36
3.25. Phare de St. Pedro de Moel	37
3.26. Plage de Vallée de Paredes de Vitória	38
3.27. Plage de Vallée Furado	38
3.28. Plage de Nazaré	39
3.29. Fort de St. Miguel Arcanjo (Phare de Nazaré)	40
Références bibliographiques	42

1 . INTRODUCTION

Cette visite vise à aborder l'évolution des systèmes littoraux, dunaires, karstiques et sédimentaires du secteur Figueira da Foz-Nazaré. L'attention sera attirée sur les occurrences occasionnelles d'accrétion et l'érosion côtière sévère (André et Cordeiro, 2010).

La plaine côtière que nous allons visiter présente de vastes dunes, largement couvertes de pinèdes (*Pinus pinaster* dominant), avec des morphologies diversifiées qui ne sont pas encore significativement affectées par les actions anthropiques, offrant de bonnes conditions pour l'étude des caractéristiques morpho-sédimentaires et l'interprétation des conditions environnementales contrôlant sa genèse (André et al., 2009).

Comme «les paysages hérités aujourd'hui, ils montrent de manière assez éloquente une évolution complexe et souvent difficile à déchiffrer» (Reis et al., 2007), il est également prévu de montrer certains aspects du paysage, notamment en ce qui concerne les caractéristiques de la géologie, de la géomorphologie et du géopatrimoine, qui reçoivent aussi l'ancienne mémoire de la naissance de l'Atlantique.

La zone que nous visitons est intégrée dans une unité morphostructurale appelée Bassin Lusitanien (Fig. 1). Le Bassin Lusitanien correspond à une unité morphostructurale allongée NNE-SSW sur environ 275 km, avec une largeur de 150 km et une épaisseur des sédiments maximale d'environ 5 km. Sa définition est initiée au Trias, en association avec l'ouverture de l'Atlantique Nord, dans le système de la croûte terrestre d'étirement et de l'affaissement contrôlé par des failles. L'Orla mesocénozoïque occidentale du Portugal se compose essentiellement de sédiments déposés dans le Bassin Lusitanien de suite remobilisés pour l'activité tectonique en compression.

Dans la transition du Trias au Jurassique, la sédimentation endoréique a été essentiellement détritique et continentale remplacée à partir du Hettangien par des matières saumâtres et marines, de marnes et évaporites. Du Trias au Jurassique il y a un changement important dans le cadre du climat correspondant au territoire portugais actuel, car Iberia, comme d'autres masses terrestres de l'hémisphère nord en raison de la fragmentation de la Pangée, migre d'un endroit dans la gamme de climat chaud avec vigueur saison sèche par un endroit intertropical, encore chaud mais humide. Le processus de rifting a créé une topographie irrégulière et dynamique de blocs limitée par des failles normales.

À son tour, au cours du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur, ces blocs délimités par des failles normales ont été succédés par des lithofaciès de plate-forme carbonatée marginale et peu profondes, carbonates et lutites hemipelagiques et aussi profondes dans la succession perturbée par des épisodes régressifs de nature eustatique ou intrabasinal. Au début du Jurassique supérieur a un cloisonnement tectonique de l'écart en petits blocs avec différents rematch tectoniques impliquant la mobilisation par halokinésie des termes les plus anciens sédimentaires du bassin, couvert par la série sédimentaire épaisse.

La majeure partie du bassin a émergé au cours du Crétacé inférieur marqué par la sédimentation fluviale, deltaïque ou marins peu profonds ou même l'érosion. De l'Aptien, avec le début de la formation de la croûte océanique sur toute la marge ouest ibérique, un contexte de marge passive se produit. La transgression enregistrée lors du passage au Crétacé supérieur a permis la fermeture totale du bassin (Freitas et al., 2010).

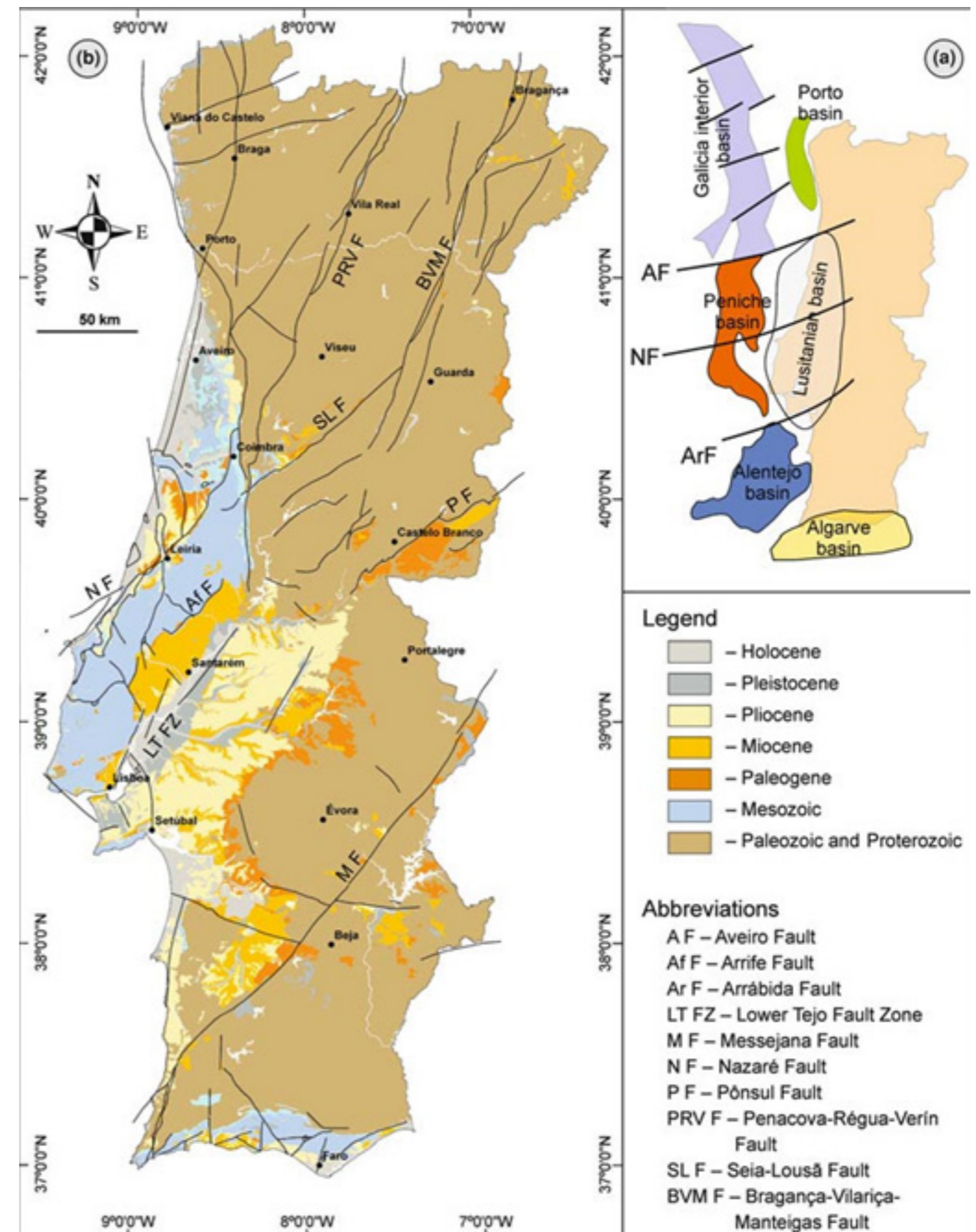


Figure 1 - a) Carte générale du Portugal avec les principaux Bassins du Mésozoïque, b) Plan généralisé des bassins du Cénozoïque et unités du Portugal (basé sur LNEG 2010 ; Cabral et Ribeiro, 1988 ; Cabral 1995) in Pais et al., 2012.

2 . ITINÉRAIRE

La visite commence à l'Université de Coimbra et se termine à Nazaré après plusieurs arrêts le long de l'itinéraire qui est montré dans la figure 2.

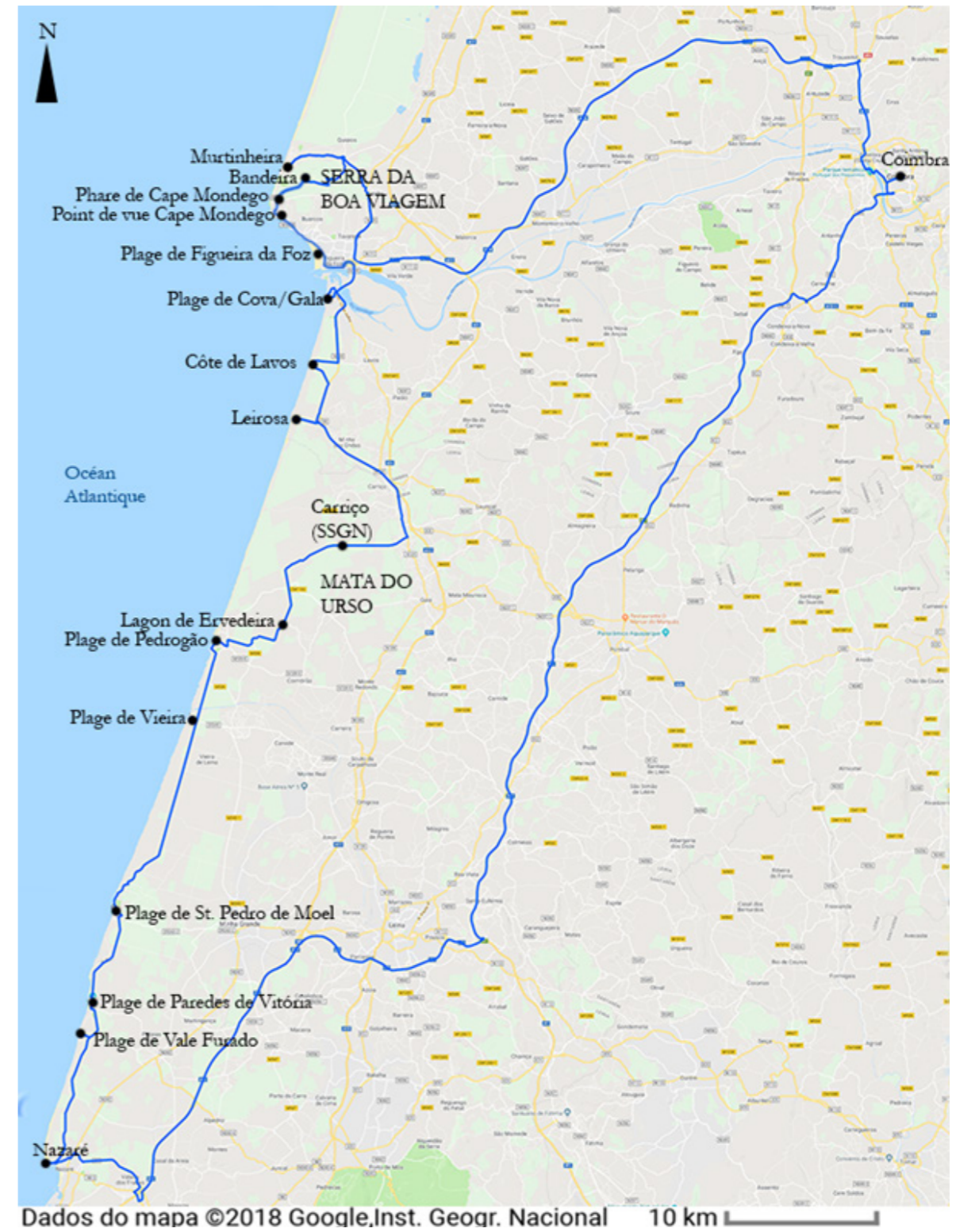


Figure 2 - Carte d'itinéraire: Coimbra – Figueira da Foz- Nazaré – Coimbra.

3. POINTS D'OBSERVATION

3.1. Murtinheira (N de la Serra da Boa Viagem)

Les affleurements jurassiques du Cap Mondego, situés le long de la côte entre le complexe industriel de Cimpor et la Plage de Murtinheira (Fig. 3, 4 e 5), constituent un groupe d'une importance exceptionnelle, reconnu nationalement et internationalement. Outre les valeurs élevées présentes dans les domaines de la paléontologie des ammonites, de la paléoécologie des milieux de transition, de la sédimentologie et de la paléoicnologie des dinosaures, ce groupe se distingue notamment dans le domaine de la stratigraphie.

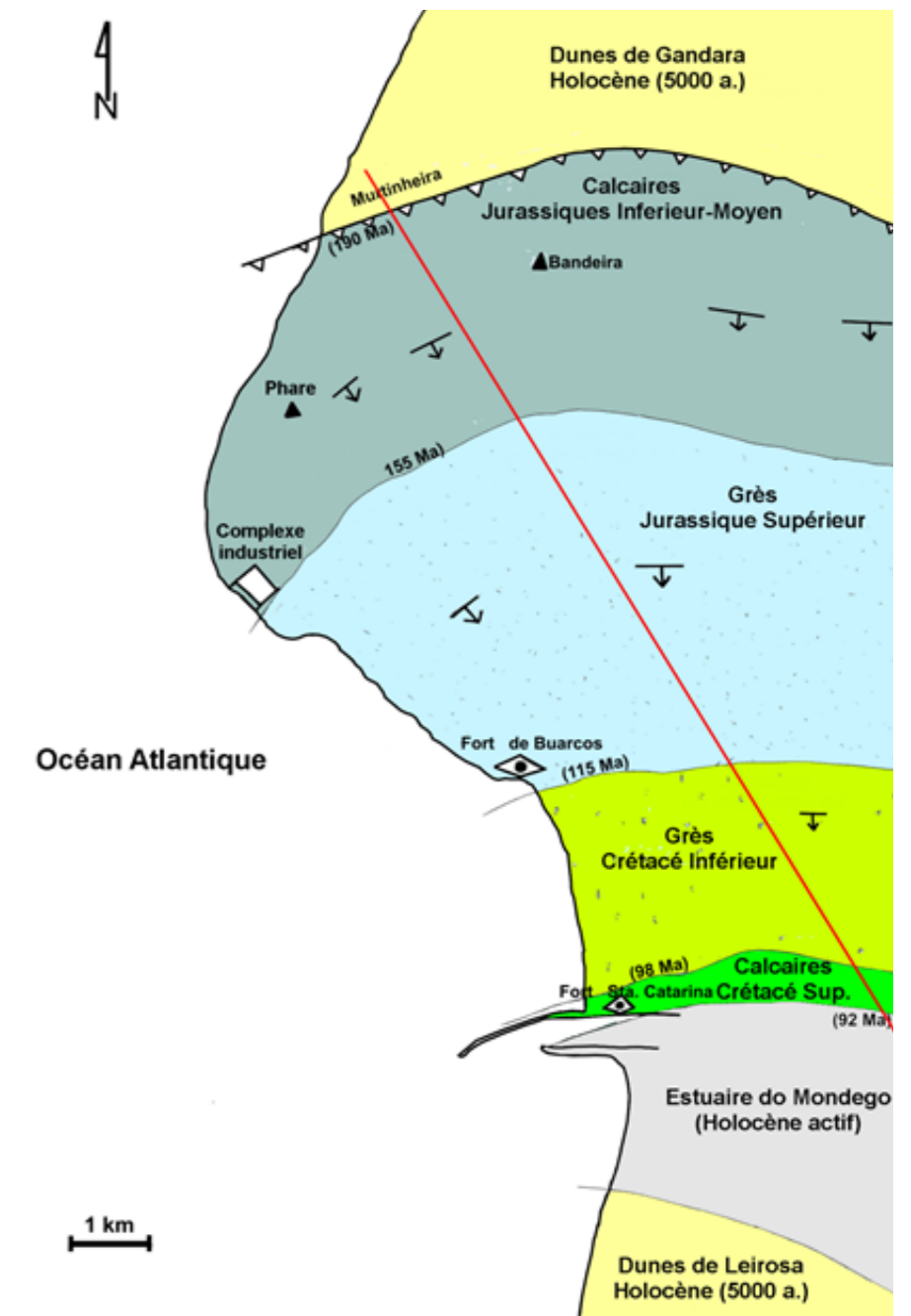




Figure 4 - Aspect des affleurements jurassiques du Cap Mondego, au bord de la mer, situé à côté du complexe industriel de Cimpor.



Figure 5 - Aspect des affleurements jurassiques du cap Mondego, le long de la plage de Murtinheira.

3.2. Stratotype Aalenian-Bajocian

Le profil géologique du passage Aalenian-Bajocian (Fig. 6), situé à la plage de Murtinheira, consacré comme stratotype de limite par l'International Union of Geological Sciences (IUGS), constitue une référence internationale qui matérialise et représente une limite spécifique du temps géologique, ce qui arrive pour la première fois au Portugal.

La qualité exemplaire du relevé géologique des affleurements émergés et submergés, exposés en permanence et correspondant à un intervalle de 50 millions d'années, ainsi que la situation géographique stratégique, qui fournit d'excellentes conditions d'observation et d'étude, donnent une valeur scientifique, excellence pédagogique et didactique, en plus de son grand intérêt géomorphologique et de sa remarquable qualité paysagère (<http://www2.icnf.pt/portal/ap/nac/mncab-mond>).



Figure 6 - Aspect du passage Aalenian-Bajocian à la plage de Murtinheira, consacré comme stratotype de limite par l'IUGS.

3.3. Plage soulevée

Dépôts de sables marins qui matérialisent une ancienne plage à 8 m d'altitude. C'est un témoignage des oscillations du niveau de la mer dues aux changements climatiques pendant le Pléistocène (Fig. 7).

A environ 8 m d'altitude se développe une plateforme marine qui coupe les calcaires jurassiques et se termine ici à quelques dizaines de mètres à l'intérieur des terres par un paléo-falaise, facilement remarqué quand exhumé par des ravins. La base de la plate-forme est recouverte de sable grossier et de galets quartzeux bien roulés, témoignant de l'existence d'une plage, Praia da Murtinheira, attribuée à la dernière période interglaciaire et, ainsi, l'équivalent du plus bas niveau des terrasses du Mondego (Soares *et al.*, 1992 et 1993). Ce dépôt de plage est couvert par des séquences sédimentaires, en règle générale hétérométriques, déposées dans un environnement continental, pendant la régression marine et avec source proche. Des matériaux para-conglomératiques très grossiers ont été déposés près de la paléo-falaise et avec les galets angulaires calcaires d'origine gravitationnelle associés au remplissage de la base de cette falaise. Un peu à l'ouest, le colmatage commence par des sables fins bien calibrés qui peuvent latéralement passer aux orthoconglomérats et paraconglomérats, voire s'interstratifier entre eux. Ponctuellement, ces séquences grossières de clastes calcaires angulaires peuvent être relativement homométriques et à structure ouverte (Soares *et al.*, 1993). Le peu de matrice fine présentée par la plupart des séquences, ainsi que leurs structures, indiquent que l'environnement serait froid et sec (*idem, ibidem*).

Au-dessus et plus ou moins au milieu du dépôt, il y a une séquence vaseuse-argileuse, grisâtre-brunâtre, avec des rhizoconcrétions qui peuvent correspondre à un paléosol, suggérant l'apparition d'une période plus chaude et plus humide (*idem, ibidem*).

Le corps supérieur du dépôt, plus stratifié et ayant une richesse en matrice fine supérieure à celle du corps inférieur, constitué de séquences positives, suggère un transport par l'eau et une topographie déjà relativement façonnée, la falaise étant pratiquement fossilisée. Ce serait le résultat d'un dépôt par mouvements de solifluxion et par écoulements torrentiels. Les conditions climatiques seraient froides et humides (Soares *et al.*, 1992 et 1993).



Figure 7 - Dépôts de plages de la fin du Pléistocène, basés sur les calcaires du Jurassique inférieur - Plage de Murtinheira.

3.4. Plage actuelle

La plage actuelle (Fig. 8) présente une relative stabilité, grâce à sa position à la mer par rapport à l'éperon naturel constitué par le Cap Mondego. Ponctuellement, cependant, la création d'un escarpement d'érosion sur la dune frontale peut se produire lorsque des tempêtes marines se produisent ; il y a aussi un retrait du sable vers l'intérieur dû principalement aux couloirs éoliens engendrés par l'installation de passerelles d'accès à la plage qui empêchent l'installation de végétation naturelle et peuvent favoriser l'effet du tunnel, accélérant le transport du sable par la construction des langues transgressives.



Figure 8 - Aspect de la plage actuelle au nord de la Serra da Boa Viagem (plage de Murtinheira).

3.5. Vallée de l'Anta (N de la Serra da Boa Viagem)

La vallée de l'Anta (Fig.9) se caractérise par des sections dissymétriques lorsqu'elle est parallèle à la structure géologique, avec une corniche et une pente plus douce d'un côté et une pente douce de l'autre et des étendues symétriques, plus serrées et avec des ressauts dans le lit quand les corniches sont coupées. Cette coupe semble être associée à des fractures dans ces couches plus épaisses qui ont été exploitées par le cours d'eau pour s'inciser. En conséquence de ces alternances lithiques, il présente un réseau hydrographique orthogonal (Almeida, 1997).



Figure 9 - Aspect de la vallée de l'Anta.

3.6. Dépôts de géli fractas

Bien qu'il n'existe pas d'étude systématique des dépôts périglaciaires de la Serra da Boa Viagem, certaines analyses de terrain nous permettent de tirer des conclusions. En particulier à la base des corniches, se déposait par gravité des matériaux cryoclastiques qui pouvaient atteindre le fond de la vallée où leur démantèlement était plus fructueux. Les clastes sont très anguleux et la matrice, rare, est du sable-limon; cela peut provenir de l'écoulement des pentes supérieures de la colline, ou avoir été soufflé par le vent, simultanément à l'action de la glace, au cours de la dernière période glaciaire (Almeida, 1997).

La composition et la position de ces dépôts périglaciaires par rapport aux dépôts qui remplissent la plate-forme marine de 8 à 10 m du cap Mondego peuvent soulever des doutes quant à leur contemporanéité. Il n'y a aucun doute quant à savoir s'ils sont tous deux périglaciaires et de la dernière période glaciaire, car ils ont été déposés après la Praia de Murtinheira.

Dépôts de géli fractas – dépôts consolidés constitués de fragments angulaires de calcaire jurassique, représentatifs des phases froides du Pléistocène. Il convient de noter les dépôts de géli fractas de la vallée de l'Anta (Fig. 10) et de l'entrée de la plage de Murtinheira (Fig. 11).



Figure 10 - Dépôt de géli fractas de la vallée de l'Anta.



Figure 11 - Dépôt de géli fractas de l'entrée de la plage de Murtinheira.

3.7. Point de vue de Bandeira (Sommet de la Serra da Boa Viagem)

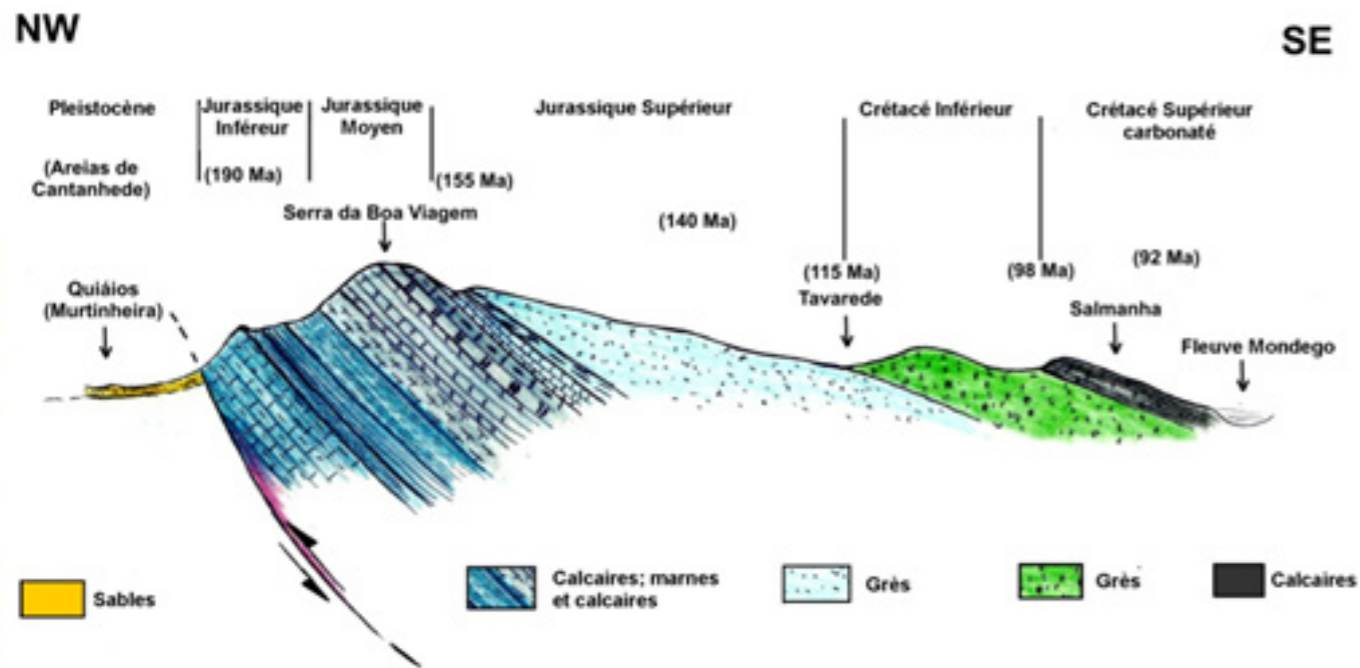


Figure 12 - Profil géologique simplifié (sans échelle), entre Murtinheira (au NW) et le fleuve Mondego, montrant la structure de la Serra da Boa Viagem.

La Serra da Boa Viagem forme une crête allongée et arquée, d'orientation générale E-W à WNW-ESSE, avec la concavité orientée au sud, qui s'étend entre le Cap Mondego à l'ouest et Verride à l'est. Elle consiste principalement d'une association de calcaires, de marnes et de grès du Jurassique, inclinés vers SE, S et SW (Fig. 12). La face nord de la crête est matérialisée par un escarpement d'érosion (Fig. 13), peut-être évolué à partir d'un escarpement de faille inverse, ce qui est l'aspect le plus impressionnant du paysage (Almeida, 1997), en particulier dans le secteur du point de vue de Bandeira. La partie la plus élevée de la Serra da Boa Viagem (environ 257 m d'altitude) expose une plate-forme d'abrasion creusée dans des calcaires jurassiques.

La face sud est matérialisée par une pente qui coïncide avec la pente des couches qui s'étendent jusqu'au fleuve Mondego.



Figure 13 - Aspect de l'escarpement du bord nord de la Serra da Boa Viagem, observé à partir du point de vue de Bandeira.

3.8. La région de Gândara

En regardant au nord-est, on peut remarquer une surface plane au nord de la Serra da Boa Viagem, où plusieurs villages se détachent, entrecoupés de terres agricoles et de forêts de pins ou d'eucalyptus (Fig. 14).

C'est Gândara, un terme qui signifie étymologiquement des terres sableuses improductives tout en offrant diverses productions agricoles et animales aux dépens de beaucoup d'efforts de la part de ses habitants. Il est constitué de dunes essentiellement paraboliques avec une direction dominante du nord-ouest au sud-est, déjà très effacées par le ruissellement. Il correspond à la plus ancienne génération de dunes dont l'âge a été attribué à la dernière période glaciaire (G. S. Carvalho, 1964) ou, au moins, il y a mille ans, si elles sont équivalentes à des dunes ayant des sols similaires près de Cortegaça (Carvalho et Granja, 1997). En fait, ce sont des podzols bien développés avec un horizon dur ferrugineux épais, Bs, qui les différencient des autres générations de dunes plus récentes (Almeida, 1997). À sa limite occidentale, il y a une séquence d'étangs interdunaires qui auraient été créés grâce à l'avancée des dunes les plus récentes à l'ouest, ayant bloqué la circulation de l'eau vers la mer et contribué à l'élévation de la nappe phréatique dans les dunes les plus anciennes.



Figure 14 - La région de Gândara, observé à partir du point de vue de Bandeira.

3.9. Dunes de Quiaios

À l'ouest, jusqu'à la dune bordière, un champ de dunes de 6 km de large, très différent des dunes précédentes, a été développé car il présente une morphologie ondulée grâce à la dominance de dunes linéaires sensiblement parallèles et d'orientation générale W-E, avec une légère courbure pour WNW-ESE à l'intérieur. Au début du XXe siècle, elles se déplaçaient toujours à l'intérieur des terres, et ont été l'objet de semis de pins maritimes pour les fixer à partir de 1924 (Rei, 1940). Ces dunes linéaires, par leurs formes, semblent résulter de la performance de vents bimodaux, issus des quadrants NW et SW, avec une dominance du premier, dont ils ont maintenu la forme référée et l'avance des extrémités orientales, donc des dunes en étirement (Almeida, 2012). La disposition des flancs abrupts, indiquant le côté sous le vent face au sud ou au nord, montre cette variabilité des vents efficaces. Cependant, il existe des zones à l'abri des vents d'un des quadrants montrant l'existence de dunes transversales, telles qu'immédiatement ENE de Quiaios (Fig.15) et SE de Praia de Mira (Almeida, 1997).

Dans une zone triangulaire au nord de Quiaios et dans d'autres petites zones à l'est du récent champ de dunes, il existe des dunes généralement paraboliques avec une orientation du SW dominante, plus basses que celles-là, mais avec des sols plus évolués, où le processus pédogénétique de la podzolisation se manifeste déjà (Almeida, 1997). Il s'agit d'une seconde génération de dunes, qui se seraient développées après une phase de déforestation intense, qui s'est terminée vers 1600 BP, suivie par une lande clairsemée favorable au développement de dunes paraboliques (Danielsen *et al.*, 2011). La dégradation des landes et du climat autour de 500 BP, avec le début du petit âge glaciaire et le domaine de la ONA (Oscillation nord-atlantique) négative (Clarke & Rendell, 2006), ont permis une forte éolisation et le développement rapide de la troisième génération de dunes (Danielsen *et al.*, 2011).



Figure 15 - Face sous le vent d'une dune transversale au nord de Quiaios.

3.10. Dolines, karstification

La Serra da Boa Viagem, constituée principalement de calcaires, a été soumise à des processus de karstification. Outre les lapiés, les avens et les grottes, les formes les plus courantes sont les dolines. Malgré la petite superficie de la colline, ont été observées plus de 160 dolines de tailles différentes allant d'environ 2 à 85 m de large et de 0,5 à 15 m de profondeur (Almeida, 1997).

Il y a, ici, trois types de dolines: en entonnoir, en puits et dissymétriques. À peu près la moitié des cas, il y a des emboîtements, avec une doline en forme d'entonnoir emboîtée dans une en puits (Almeida, 2001). Normalement, le fond de chacun contient un aven à travers duquel coule toute l'eau qui y tombe.

Processus génétique

Les dolines se sont presque toutes développées sur la partie supérieure de la colline, entre 257 m et 170 m d'altitude. Le début de sa formation n'a eu lieu qu'après le retrait de la mer qui a sculpté cette surface supérieure et dont il existe encore des traces sableuses grossières à conglomératiques, attribuées à la fin du Pliocène ou au Pléistocène inférieur, principalement recouvertes d'un dépôt sableux-limoneux, véritable support de la végétation qui couvre la colline (Almeida, 1992). Avec la régression marine, s'est développée une incision fluviale avec de larges vallées à fond arrondi et, en même temps, les calcaires ont été attaqués chimiquement même sous une couverture sableuse mais perméable. Les dolines en puits se seraient alors formées dans ce processus. Avec la poursuite du levé de la colline, la karstification s'épaissit à travers le creusement d'avens et de galeries dont l'action a accéléré le développement vertical des dolines, se présentant sous la forme en entonnoir, grâce au fait que chacun d'eux a dans son fond un petit aven où l'eau coule (Fig. 16). Les dolines en entonnoir emboîtées dans les dolines en puits résultaient également de l'apparition d'un aven à l'intérieur de celles-ci.

Un aspect curieux est la présence de certaines des plus grandes dolines, telles celle à visiter, situées dans les affleurements des grès de Boa Viagem, Kimeridgian-Portlandian, dans le cas sans composant de carbonate de calcium. L'explication peut être trouvée dans la fracturation locale de ces grès qui a permis l'attaque des calcaires sous-jacents, également fracturés, et donc avec une plus grande surface d'exposition aux eaux agressives. Ces grandes dolines apparaissent également sur l'unité carbonatée inférieure du Kimeridgian, dont font partie les *Camadas marinhas ricas de Lamelibrânquios* (Rouget-Perrot, 1961).

Les dolines semblent être disposées selon deux orientations préférentielles (Fig. 17), soit W-E, selon la structure et répondant aux couches les plus karstifiées, ou N-S, du fait de l'apparition de fractures transversales à la structure. Comme déjà mentionné, le plus grand nombre de dolines, ainsi que les plus grandes, sont associées aux unités du Malm - une plus grande épaisseur des couches, une teneur plus élevée en carbonate de calcium.



Figure 16 - Rentrée d'un aven au fond d'une doline à Serra da Boa Viagem.



Figure 17 - Séquence de dolines à Serra da Boa Viagem.

3.11. Paléofalaise et dépôt marin du phare de cap Mondego

Au niveau du phare du Cap Mondego, vers une altitude proche de 100m, on trouve un dépôt de sables marins (Dépôt du Phare; Soares, 2000; Soares *et al.*, 2007), qui traduit une accumulation sédimentaire dans un environnement de plage, placé au voisinage d'une falaise (Fig. 18). Il est localement fossilifère et remplit le karst ouvert dans les strates calcaires. Dans l'ensemble, le «Dépôt du Phare» correspond à un épisode du Pléistocène Inférieur/Moyen. Ce dépôt traduit l'interaction entre les oscillations du niveau de la mer et l'ascension de la lithosphère, survenant depuis le Pléistocène.

À 90-100 m d'altitude, il y a une plate-forme, divisée par plusieurs morceaux sur le versant ouest de la colline de Boa Viagem, et se terminant invariablement à l'intérieur des terres par une falaise fossile, pas toujours visible. À côté du nouveau phare, elle est mieux préservée et permet d'observer le dépôt de plage qui l'a rempli, ainsi que sa falaise. Le dépôt, dénommé Depósito do Farol (Soares *et al.*, 2007), commence par une unité plus grossière et conglomératique de cailloux bien roulés et tassés dans une matrice sableuse ou sablo-limoneuse qui, le long de la route, remplit un paléo-lapiés. Ci-dessus, une unité sableuse ou sablo-conglomératique à structure planaire et interstratifiée à faible angle, oligomitique en quartz et quartzite et pouvant être cimentée localement par du carbonate (*idem, ibidem*). Cette unité est bien visible dans une vieille sablière qui sera visitée.

Le lambeau de ce plateau situé au nord de la carrière présente un dépôt avec des interstratifications de niveaux sableux et sablo-conglomératiques, principalement de quartz et aussi fossilifère, avec des couches de conglomérats riches en composants calcaires tassés dans une matrice aréno-péltique ou parfois clastique, ce qui montre une plus grande dépendance de la falaise et du versant au-dessus (*idem, ibidem*). L'ensemble des fossiles trouvés, de mollusques, de crustacés et d'échinidés, subsistent aujourd'hui et sont associés à des habitats d'environnement intertidal, notamment de plate-forme rocheuse et d'eaux basses permanentes. En comparaison avec la répartition géographique actuelle de ces espèces benthiques, cela semble montrer que l'environnement contemporain serait des eaux légèrement plus froides, qui pointent avant l'ISS 7, 9 et 11, donc la fin du Pléistocène inférieur, début du Pléistocène moyen (*idem, ibidem*).



Figure 18 - Dépôt marin du phare du Cap Mondego.

3.12. Phare du Cap Mondego

C'était en l'année 1835 qu'un phare a été commandé pour être construit à Cabo Mondego (Fig. 19). L'achèvement du complexe a eu lieu seulement en 1858. La tour alors construite était 17,72 mètres de haut, supportant la partie supérieure une optique de Fresnel lenticulaire de deuxième ordre, dont la lampe est alimentée par l'huile d'olive.

Au cours des décennies suivantes, le groupe est resté pratiquement inchangé jusqu'en 1902, avec la préparation du Plan Général de l'Éclairage et du Balisage des Ports et des Côtes Maritimes du Royaume et les Îles Adjacentes, les premières indications qui ont été rénovations nécessaires ont été vérifiées dans la structure. Ainsi, en 1916, il a été élaboré une proposition de réforme qui a reçu un avis favorable par le Ministère de la Marine, puis à poursuivre la construction du phare actuel, qui a commencé en 1917 et achevé en 1922.

Tout au long de la seconde moitié du XXe siècle, le phare a bénéficié de quelques innovations techniques, à savoir les signaux sonores, l'électrification générale et l'installation de balises. En 1988, le phare a été automatisé, ce qui a entraîné la suppression des gardiens de phare et, en 2001, la balise a été désactivée.

Le phare du Cap Mondego a été classé immeuble d'intérêt municipal (IIM) en 2004. (Catarina Oliveira, DGPC, 2017 *in* <http://www.patrimoniocultural.gov.pt/>)



Figure 19 - Phare du Cap Mondego.

3.13. Mine de charbon du Cap Mondego

La mine de charbon du Cap Mondego (Fig. 20) a été l'une des plus anciennes mines de charbon de notre pays. La découverte et le début de l'utilisation de la couche de charbon remontent à 1750. En explorant les couches de surface plus accessibles, il fallut procéder, vers 1761, à une étude plus approfondie du gisement, tâche qui était en charge de Guilherme Elsdén et de Domingos Vandelli. Cependant, ce n'est qu'après 1773 et par ordre du Marquis de Pombal, que la véritable exploration du gisement a commencé, par J. Nunes de Figueiredo. En 1787, ce dernier a été remplacé par les frères Rapozo, responsables de l'ouverture des premiers puits de cette ferme - Poços Rapozos. En 1789, une inondation a détruit une partie des travaux souterrains et a conduit à la suspension de l'exploitation minière. En 1801, l'intendant général des mines et des métaux du royaume, José Bonifácio d'Andrada e Silva, ordonna la reprise de l'opération minière et ordonna l'ouverture de la mine Mondego - Poço Mondego. Le travail minier pour le Royaume a pris fin en 1819, l'année où l'exploitation minière est allée à des entreprises privées (1819 à 1967). En 1967, le travail dans la mine en raison de l'incendie de 1961 est définitivement suspendu. À cette époque, la mine atteignait 3 km de long en direction de la Serra da Boa Viagem et atteignait une profondeur de 200 m.



Figure 20 - Galerie Santa Barbara, 1927 (Photo J.M. Soares Pinto).

Les couches de charbon (lignite) sont insérées dans les unités carbonatées de l'Oxfordien supérieur et peuvent être observées directement dans l'affleurement basal de l'amont situé en face de Pedra da Nau (Pinto et Callapez, 2006). Les installations de la mine et de l'usine de chaux de Cimpor (Fig. 21) se situent précisément avant la succession correspondant aux carbonates d'Oxfordien et de Quimeridgien, à la base desquels se trouvent les couches de charbon déjà exploitées. Ils fournissent aussi les premières empreintes de dinosaures décrites au Portugal, ainsi que des dalles rocheuses où il est encore possible de voir des rails, de nombreuses structures sédimentaires et des fossiles de plantes ou de mollusques marins.

L'extraction de la mine était difficile et peu rentable et, à partir de 1874, avec la création de la Compagnie Minière et Industrielle du Cap Mondego, la chaux hydraulique était également exploitée. L'importance de l'exploitation de la chaux hydraulique a augmenté à partir de 1967, avec la fermeture de la mine de charbon. Cette industrie, qui occupait environ 58 hectares et exploitait trois carrières, a été suspendue en 2013. La production de ciment a fait ses débuts au XXe siècle, en 1938, lorsque la Société de Charbon et de Ciment Cap Mondego a été créée. En 1976, l'industrie du ciment a été nationalisée et, par conséquent, Cimpor - Cimentos de Portugal a été créée (Moreira dos Santos, 1982). Parmi l'ensemble des activités industrielles (tuiles et briques, verre, ciment, chaux et briquettes) développées au Cap Mondego depuis le 18ème siècle, seule la production de chaux hydraulique est restée active jusqu'en 2013, date de la fermeture du complexe industriel (Pinto et Callapez, 2006).



Figure 21 - Usine de chaux hydraulique de Cimpor.

3.14. Plage de Figueira da Foz (Point de vue du Cap Mondego)

La plage entre Buarcos et Figueira da Foz (Fig. 22), avant la construction des jetées, était une ligne de rivage en forme de *zeta*, typique du remplissage d'une petite baie sous un éperon rocheux formé dans ce cas par les roches de la plate-forme d'abrasion de Buarcos et la forteresse de ce village. Dans les hivers les plus violents, la mer a érodé la plage, a débordé des protections marginales et a inondé des maisons et des rues à proximité, endommageant même la forteresse de Buarcos, au XIX^e siècle (Freitas *et al.*, 2015). En fait, même au XIX^e siècle et à la première moitié du XX^e siècle, cette plage semble avoir eu des cycles d'accrétion alternant avec d'autres d'érosion: de 1800 à 1860, elle aura augmenté d'environ 100 m; de 1871 à 1947 a connu un recul général, pour se rétablir jusqu'en 1956 (Bettencourt e Ângelo, 1992; Duarte et Reis, 1992; Cunha et Dinis, 1998).

En 1965, les jetées de l'embouchure du Mondego sont terminés, avec une extension de 900 m au nord et 950 m au sud, et, à partir de ce moment-là, la largeur de la plage entre Buarcos et Figueira da Foz a atteint environ 440 m, près de la jetée nord, après s'être stabilisée au début des années 1980 (Cunha et Dinis, 1998). Cette stabilisation lui a permis de prendre la dérive vers le sud devant la passe, ce qui a facilité le développement d'un banc de sable, ainsi que l'entrée du sable dans l'avant-port, réduisant la profondeur des eaux. Des dragages ont ensuite été effectués dans le canal et dans la passe, ainsi que l'enlèvement de sable de la plage près de la jetée nord. Entre 1973 et 1996, environ 12×10^6 m³ de sable de plage et de dragage de l'estuaire ont été enlevés, la plupart exportés hors du système côtier (Dinis et Cunha, 1998).

Après quelques retraits provoqués par le prélèvement des sables de la plage, qui ont affecté les supports de plage dans des épisodes marins plus agités (Cunha et Dinis, 1998), ce retour à augmenter de manière significative, après l'ajout de 400 m de la jetée nord, terminé en 2010. Les mesures effectuées entre 2010 et 2015 ont confirmé une augmentation de 110 m, soit un taux de 22 m / an, dans le secteur plus proche de la jetée et un peu moins dans le secteur intermédiaire de la plage (André et Almeida, 2016). Au cours de ces dernières années, l'ajout de la plage a connu un ralentissement marqué et, à ce moment-là, la stabilité dynamique semble avoir été atteinte.



Figure 22 - Plage de Figueira da Foz très large, l'embouchure du Mondego et le rivage en recul au sud.

3.15. Érosion à Buarcos

L'orientation et l'exposition de la côte entre le cap Mondego et Buarcos signifient qu'il y a toujours une dérive littorale dans la direction du sud, près de la plage et jusqu'à 6 m de profondeur, même lorsque des vagues du sud-ouest se produisent. En fait, l'inversion de la dérive du cap vers le nord semble se produire avec des ondulations au-dessous de l'azimut 283°, arrêtant ainsi le transfert de sédiments à travers le cap (Cunha et Dinis, 1998). Cette combinaison de caractéristiques explique la difficulté de maintenir du sable sur la plage de Teimoso - Buarcos (Fig.23). Ainsi, il a suffi de deux hivers plus agités, comme ceux de 1995-96 et de 1996-97, pour que le sable de la plage ait pratiquement disparu et que la base de l'enrochement adjacent le long de l'avenue marginale s'est exposé, entraînant son effondrement (*idem, ibidem*). De nouveaux enrochements ont dû être construits *a posteriori*, maintenant avec la racine dans le substrat mésozoïque, ce qui a garanti son maintien jusqu'à ce moment.



Figure 23 - Érosion à Buarcos.

3.16. Plage de Gala/Cova

La localité de Cova, fondée à la fin du 18ème siècle par les pêcheurs d'Ílhavo (Mano, 1997, *apud* Freitas *et al.*, 2015) et fusionnée avec celle de Gala, occupe une partie de la flèche qui s'est développée du sud au nord devant l'estuaire du Mondego et en a fait un estuaire barré. Souvent, cette flèche, comme l'arrivée du nord est enracinée dans le rocher de la forteresse de Santa Catarina, ont été coupés par des tempêtes marines, aidées ou non par des inondations fluviales et par différents comportements de la dérive littorale, devenant ainsi l'embouchure de la rivière mobile et relativement peu profonde. Pour lutter contre cette contrainte, maintenir la barre stabilisée et faciliter l'accessibilité du port à la navigation, ont été construites en 1934 deux petites jetées qui se prolongeaient et convergeaient vers la mer en 1965 (Freitas *et al.*, 2015). Curieusement, cette flèche au sud de l'estuaire était remplie de dunes larges et hautes où les pêcheurs avec leurs engins de pêche s'étaient installés dans leur abri, dans des maisons en bois sur pilotis, d'au moins un mètre de hauteur, pour ne pas être enterrés par le sable transporté par le vent.

Après la construction des jetées de l'embouchure du fleuve Mondego en 1965, le sable a commencé à surabonder au nord de l'embouchure et à manquer au sud, ce qui a modifié la situation antérieure de stabilité de cette partie de la côte et, par conséquent, le littoral a reculé au sud. Ce recul a été calculé entre 1958 et 1977 avec des taux de -1,6 à -3,6 m / an et entre 1977 et 1982 de -2,8 à -5,3 m / an (Cunha et Dinis, 1997). Pour atténuer la situation, deux épis ont été installés en 1977 et trois épis et un enrochement de 500 m en 1979, sur la plage de Cova / Gala, à la suite des tempêtes survenues en hiver en 1976 et en 1978 (Freitas *et al.*, 2015).

Après les tempêtes hivernales de 2013-2014, les dunes de Cova / Gala ont été récupérées. Néanmoins, la dune bordière au sud du village a été coupée par plusieurs débordements en hiver 2015-2016, comme en 2016-2017 (Fig. 24). À chaque épisode de tempête, la rue près de l'entrée du camping Cabedelo est inondée par la mer et est remplie de blocs et de cailloux arrachés à l'enrochement adjacent. La dune bordière près de l'hôpital de Figueira da Foz a également été très érodée, en dépit de la mise en place d'un enrochement dans une partie de son extension, montrant une tendance au recul, ce qui est particulièrement contraignant compte tenu de sa faible largeur (Fig. 25), de quelques dizaines de mètres seulement. Immédiatement au sud de l'épi le plus au sud de la plage de Cova, il y a eu une forte attaque de la dune bordière, avec de fréquents débordements de la mer.



Figure 24 - Débordement au sud de Cova. (Photo ACA, 5/3/2017).



Figure 25 - Dune bordière proche de Cabedelo, très peu large.

3.17. Costa de Lavos

Ce village est encore plus proche de la plage que Cova et Leirosa (Fig. 26), ce qui le rend plus vulnérable, ce qui a également forcé la construction d'un épi en 1979 afin de maintenir la largeur de sable devant les maisons. Cependant, cela n'empêche pas les débordements et la destruction de la plage, des dunes adjacentes et même des murs de protection parallèles à la plage quand il y a des tempêtes (Ribeiro, 2010). Après l'ajout de la jetée nord de l'embouchure du Mondego, l'érosion des plages du sud s'est généralisée, avec une incidence plus élevée entre 6 000 et 16 000 m, qui inclut les plages de la Costa de Lavos, Leirosa et Osso da Baleia (André et Cordeiro, 2013).

L'épi a permis, par exemple en 2011, une accumulation de sable en amont d'environ 8m, essentiellement au-dessus du niveau moyen de la mer, qui a ajouté la plage de 50 m, mais en aval une forte érosion à la base de la dune bordière, avec un abaissement de 12 m et un recul de 100 m (Oliveira et Brito, 2015).



Figure 26 - Costa de Lavos. Front de mer.

DÉJEUNER

3.18. Leirosa

Comme dans les autres plages au sud de l'embouchure du Mondego, la côte ici a également subi un recul après 1965. Pour atténuer cet effet, un épi a été construit immédiatement au sud du village en 1978. Mais chaque fois qu'il y a des tempêtes, la plage est attaquée, en particulier au sud de l'épi (Fig. 27), parfois le déracinant, ce qui a nécessité la construction d'un enrochement adjacent dans un prolongement légèrement supérieur à 100 m.

Afin de résoudre le problème des effluents provenant des deux grandes industries de la cellulose qui travaillent ici, plus les effluents urbains, un émissaire sous-marin a été construit en 1995, traversant la dune bordière à environ 750 m au sud du village (Antunes do Carmo, 2013). Au printemps 2000, on a tenté de récupérer la dune, ensuite dégradée par la mer, en remplaçant le sable et en plantant de la végétation naturelle - *Ammophila arenaria*. Mais l'hiver suivant, rigoureux, a détruit la majeure partie du travail commencé.

En février 2005, un ensemble de géo-conteneurs en nylon a commencé à être installé et a été partiellement endommagé par les tempêtes de l'hiver suivant. Afin de renforcer la base des sacs précédents, des géo-tubes de 1,6 m de largeur et de 20 m de longueur ont été installés. Après, il a été recouvert de 1 m de sable et au sommet revégétalisé avec du roseau-de-sables (*idem, ibidem*). Il a été plus ou moins stabilisé dans ses 120 m de longueur, ce qui est visible à l'heure actuelle par rapport au reste de la dune bordière qui, en plus d'être en retrait, est pratiquement inexistante en quelques endroits.



Figure 27 - Leirosa. Plage au sud de l'épi avec sa dune bordière très érodée.

3.19. Le stockage souterrain de gaz naturel de Carriço (Pombal)

Cette technologie est applicable à la fois au stockage des hydrocarbures liquides (pétrole brut, gazoles, etc.) et au gaz naturel à l'état gazeux. L'étanchéité au stockage est garantie par les caractéristiques du sel des formations, à savoir une très faible perméabilité aux gaz et une grande plasticité.

La profondeur de construction est particulièrement adaptée pour le stockage de gaz naturel ou associées par une sécurité élevée, soit en permettant l'utilisation de pressions élevées, avec pour conséquence une augmentation du volume du gaz stocké, en raison de sa compressibilité.

La sélection du Carriço, à Pombal, a été décidée sur la base de l'analyse des environnements géologiques connus au Portugal. Sur les 25 sites d'étude, cela montre le plus grand potentiel pour le projet, en raison de sa situation géographique (près de la canalisation principale et la mer, dans ce cas pour l'absorption d'eau et le rejet de la saumure produite dans la lixiviation), la partie inférieure l'impact environnemental potentiel et les caractéristiques géologiques particulièrement appropriées, compte tenu de la présence d'une masse saline (diapir - évaporites d'âge hétangien) comprise entre 500 et 1500 mètres de profondeur et des cavités généralement développées entre 1000 et 1400 mètres de profondeur. L'ouverture de la cavité est réalisée à l'aide de la dissolution du sel (blanchiment), obtenu par injection d'eau douce contrôlée qui effectue la solubilisation du sel, de la saumure de production conséquente (eau salée concentrée), qui est extraite à la surface. L'activité de stockage souterrain comprend la réception, la compression, le stockage souterrain et la dépressurisation et le séchage du gaz pour une distribution ultérieure dans le réseau de transmission. Le stockage souterrain de Carriço est une infrastructure composée de cinq cavités de stockage de gaz naturel dans une formation de sel naturelle. Les infrastructures et le stockage appartiennent à REN (National Energy Networks) Storage et à Transgás Armazenagem, et une installation de surface commune à l'ensemble du complexe, détenue et exploitée par REN Armazenagem. La capacité de stockage actuelle est d'environ 238,6 Mm (Fig. 28). En ce qui concerne la capacité de traitement en surface, il s'agit de 110 000 m³ / h à l'injection et d'environ 300 000 m³ / h à l'extraction, valeurs nominales. L'expansion de la capacité de stockage avec la construction de nouvelles cavités est en cours de conception.



Figure 28 - Installation de surface du stockage souterrain de gaz naturel de Carriço. (<https://www.ign.ren.pt/arrazenamento-subterraneo3>)

En tant que gestionnaire de réseau de transport, REN Gasodutos est l'entité responsable du transport du gaz naturel à haute pression.

Le réseau national de transport de gaz naturel comprend actuellement 1375 km, développés géographiquement par deux axes:

Un axe sud-nord, du terminal de Sines LNG à Valença do Minho, qui garantit l'approvisionnement en gaz naturel des côtes du Portugal, où se trouvent les zones les plus densément peuplées. Cet axe a une dérivation pour Mangualde;

Un axe est-ouest allant de Campo Maior à Figueira da Foz. Cet axe a une dérivation pour Guarda.

Le lien entre les deux axes a été conclu en 2013, liant Mangualde à Guarda, ce qui a permis de renforcer la satisfaction de la demande dans les régions du centre et du nord du pays.

Il existe deux interconnexions entre le réseau national de transport de GN avec le réseau de transport espagnol: Campo Maior - Badajoz et Valença do Minho - Tuy. Les deux points d'interconnexion ont une capacité d'entrée et de sortie.

(<https://www.ign.ren.pt/armazenamento-subterraneo3>).

3.20. Mata do Urso

Types de végétation

Les Forêts nationales de Urso, de Pedrógão et de Leiria ont le même type de végétation (Fig. 29). On les trouve sur les dunes, plus ou moins atténuées, avec des sols qui peuvent varier entre le podzol avec alios (Horizon B ferrugineux) dans les plus anciennes dunes, jusqu'au arénosol très peu épais sur les dunes les plus récentes se mouvant encore au XX^{ème} siècle. Précisément, afin d'arrêter ce mouvement vers l'intérieur et de profiter économiquement de cet espace appartenant à l'État, une pinède (*Pinus pinaster*) a été plantée. Dans le cas de Pinhal do Urso, après plusieurs tentatives au cours du XIX^{ème} siècle, le boisement fut finalement achevé en 1936; quant au Pinhal de Pedrógão, cette tâche a pris fin en 1927, de même que la partie la plus côtière du Pinhal de Leiria (DGFC-UGFCL, 2010).



Figure 29 - Pinède avec *Myrica faya* et *Stauracanthus genistoides* en sous-bois.

En plus du pin maritime, la végétation des arbres comprend également des zones d'eucalyptus (*Eucalyptus globulus*), grâce à sa prolifération après feu depuis l'extérieur ou les petits points où elle avait été plantée pour assécher les étangs. D'une taille de buisson ou d'arbre, *Acacia longifolia*, exotique qui a été introduite pour retenir le sable des dunes, est devenu dominant après les incendies en conséquence de son comportement invasif, mais aussi *Myrica faya* et *Arbutus unedo* qui faisaient partie de la végétation naturelle. Le sous-bois est composé d'un ensemble d'arbustes et de sous-arbustes où sont mis en évidence les camarines, les ajoncs, les cistacées et les genêts (DGFC-UGFCL, 2010).

Basé sur des études phytosociologiques J. C. Costa *et al.* (2000) considèrent que la végétation naturelle mature des dunes entre Cadix et le cap Mondego est une communauté thermo-méditerranéenne de *Juniperus turbinata*, où se trouvent également des arbustes et des graminées, ainsi que des arbustes et des sous-arbustes tels que *Pistacia lentiscus*, *Corema album*, etc. Cependant, la végétation climacique des sols sableux du Superdistrito Costeiro Portugais, où ces dunes sont incluses, serait une communauté d'arbousiers *Myrica faya*-*Arbutetum unedonis* avec des espèces plus communes: *Arbutus unedo*, *Myrica faya*, *Erica arborea* et *Cytisus grandiflorus* (Capelo et Mesquita, 1998). La communauté nano-phanerophytique (buissons) existant aujourd'hui sous les forêts de pins des dunes, *Stauracantho genistoidis*-*Coremetum albi*, sera le résultat de la destruction de la communauté des arbousiers. Elle est également endémique au Superdistrito Costeiro Portugais et est dominée par les *Stauracanthus genistoides*, *Corema album*, *Ulex europaeus*, *Halimium calycinum*, etc. (Costa *et al.*, 2000).

Les incendies de forêt du 15 octobre 2017

Dans les pays d'Europe du Sud, avec les climats méditerranéens marqués par la rareté de l'eau pour une grande partie de l'année et les zones forestières désordonnées, les incendies de forêt ont pris au cours des dernières décennies, de façon récurrente, des proportions alarmantes (Lourenço, 2004a et b; Pereira, 2006; Dimuccio *et al.*, 2011). Au Portugal, entre 1990 et 2017, plus de 1,5 millions d'hectares d'espaces ruraux ont été consumés par le feu, ce qui équivaut à plus de 15% de sa partie continentale (APN, 2008). Dans la période allant de 2003 à 2005, le Portugal a été victime d'une séquence d'incendies de forêt les plus dévastateurs de mémoire d'homme, entraînant la destruction par le feu d'une superficie de 750.000 ha (DGF, 2006), à laquelle s'ajoute la perte de 38 vies humaines. En 2017, environ 500 000 ha ont brûlés et plus de 120 personnes sont mortes dans les incendies, dans deux grands épisodes de vagues de chaleur un peu hors saison (juin et octobre)(Fig. 30).

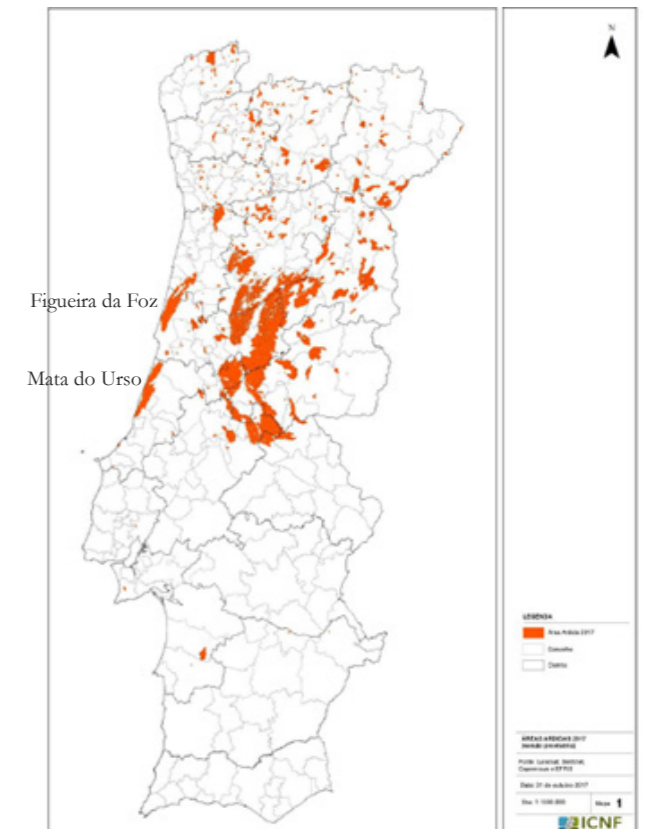


Figure 30 - Aires brûlées en 2017 (ICNF, 2017).

L'évolution socio-économique et les tendances démographiques observées au cours des cinquante dernières années dans les régions rurales du centre et du nord du Portugal ont grandement contribué à accroître la sensibilité de ces territoires au feu. Les zones rurales montrent une diminution successive de la population résidente, avec l'abandon des superficies cultivées, la réduction du nombre de troupeaux et d'animaux par troupeau et en réduisant la consommation de broussailles et des produits secondaires du bois (Almeida, 2007). De vastes zones agricoles ont été simplement abandonnées, où les processus naturels contrôlent l'évolution de la couverture végétale, ou converties en zones forestières monospécifiques d'eucalyptus. Au Portugal, l'étendue des zones consommées par les incendies de forêt est principalement contrôlée par deux facteurs climatiques: une période sèche relativement longue commençant à la fin du printemps ou au début de l'été (effet de la réduction des précipitations, à long terme), saisons avec des journées extrêmement chaudes et sèches, associées à des situations synoptiques spécifiques (effet de vague de chaleur, à court terme). En dehors de ces aspects, qui peuvent être accentués dans un avenir proche par le processus de changement climatique, le nombre d'incendies de forêt et l'étendue des zones brûlées, continuent d'être fortement dépendantes des facteurs sociaux, liés à la dynamique de la population qui affecte actuellement les zones rurales.

En cette année fatidique de 2017, les incendies de forêt ont été marqués par deux situations particulières: le fait que les incendies aient été, en quelque sorte, «hors saison» plus dangereux qu'en été (au printemps et en automne), depuis le grand incendie de Pedrógão (53000 ha et 66 morts) a débuté le 17 juin et les incendies du Pinhal de Leiria et de la région de Coimbra et Tondela, avec plus de 50 000 ha de zones incendiées et 45 morts, ont débuté le 15 octobre. Sur l'ensemble de l'année, plus de 500 000 ha de surfaces brûlées (plus de 50% de la superficie totale brûlée dans tous les pays du sud de l'Europe), au moins 114 morts, plus de 1000 entreprises touchées et plus de 500 M € de pertes, seulement dans les infrastructures publiques et les entreprises, c'est à dire sans tenir compte des dommages causés dans la forêt et dans les habitations rurales.

La particularité présentée ici est liée au fait qu'il s'agissait de grands incendies liés à des situations particulières du temps et qui ont touché différents territoires et sociétés. En ce qui concerne les conditions météorologiques, les incendies du 17 au 23 juin étaient liés à des mouvements anticycloniques de l'Est qui ont fait monter les températures maximales dans la région centrale du pays à des valeurs de l'ordre de 40°C, avec une humidité relative minimale de 15 à 20 %, en plus de l'état sec de la végétation à cette époque de l'année, compte tenu des faibles précipitations précédentes. Le 15 octobre, les incendies étaient liés à des circulations de masses d'air provenant du sud, d'air chaud et sec, avec des vents forts, qui circulaient dans la périphérie de la dépression d'Ophélie. Les températures à Coimbra ont atteint 36°C et l'humidité relative a chuté à environ 35% (Fig. 31). En ce qui concerne les territoires sinistrés, alors que les incendies de juin ont une distribution que nous pouvons considérer comme «classique», touchant principalement les territoires et les sociétés rurales et les terres privées du centre intérieur, sa distribution a été plus dispersée en octobre dans les zones rurales de l'intérieur, les forêts publiques nationales de la côte du pays (nord et sud de Figueira da Foz) ainsi que certaines zones industrielles et même les zones périurbaines ont également été touchées, entraînant une série de pertes et une alarme sociale plus importante que les incendies de juin.

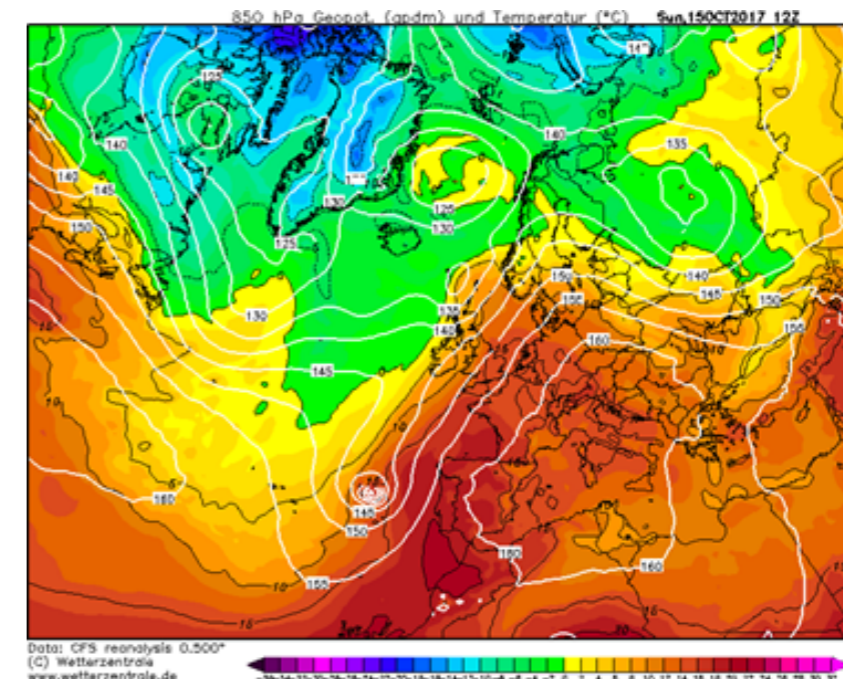


Figure 31 - Conditions météorologiques du 15 octobre (12 heures, niveau géopotential de 850 hPa ; Wetterzentrale ; <http://www.wetterzentrale.de>)

3.21. Lagune d'Ervedeira

La Lagune d'Ervedeira (Fig. 32), classée sous le biotype de Corine, est située près du village d'Ervedeira, à l'extrémité nord de la municipalité de Leiria, dans la paroisse de Coimbrão. Sa superficie est de 25 hectares, principalement entourée de forêts. C'est un habitat naturel pour les poissons et les oiseaux d'eau. Elle est insérée dans un cordon de dunes, entre les forêts nationales de Urso et de Pedrógão. Son nom dérive du mot "ervado" qui signifie "medronheiro (arbutus)". Malgré son emplacement à environ 6 km de la côte, ce n'est pas une lagune côtière. Située dans une zone de topographie accidentée, composée de sable, de grès et d'argiles, sa formation est due à l'insertion de la topographie de la surface avec un aquifère libre. L'altitude se situe entre 40 et 60 mètres, avec quelques dépressions encastrées dans le sol correspondant à la lagune elle-même. La prospection géophysique révèle l'existence d'une structure de sel en profondeur – structure salifère de Ervedeira.



Figure 32 - Un aspect de la lagune d'Ervedeira.

3.22. Plage de Pedrógão

L'affleurement de la plage de Pedrógão est une succession de dépôts calcaires, de marnes et de calcaires marneux, riches en fossiles, commençant à la base par des sédiments du Jurassique moyen, suivis par des sédiments du Jurassique supérieur, constituant un registre de la phase initiale du 2ème épisode de rifting (Reis *et al.*, 2007).

Sur cette plage, malgré l'existence du petit promontoire calcaire du Jurassique situé au sud du village (Fig. 33), la plage et une grande partie du cordon de dunes, maintenues jusqu'à il y a quelques années, ont été fortement attaquées par une série de tempêtes durant l'hiver 2014. Les structures sableuses naturelles, les murs de la route littorale et quelques soutiens publics ont été partiellement détruits et, avec le démantèlement de la dune bordière au sud de l'éperon naturel, l'émissaire des effluents de la station d'épuration située à cet endroit a été compromis (Pinto, 2014).



Figure 33 - Promontoire calcaire de Pedrógão et plage au sud.

3.23. Plage de Vieira

Plage de Vieira a toujours été conditionnée par le comportement de la rivière Lis à son embouchure et par la mer avec les effets des tempêtes et de sa dérive littorale (Fig. 34). Cependant, selon Dinis (1997), la rivière ne coulait pas toujours près de ce village; au moins pendant la dernière période glaciaire, il aurait maintenu son parcours en direction du nord peu après Monte Real, en passant entre Coimbrão et Monte Redondo, pour se rendre à la mer par la plage actuelle d'Osso da Baleia. L'existence d'une paléovallée avec des sédiments fluviatiles, en liaison avec une plateforme marine considérée comme équivalente à la Praia de Murtinheira, et maintenant couverte de dunes, semble confirmer l'ancien parcours. Un contrôle tectonique éventuellement fini-pléistocène ou déjà holocène aurait fait dévier le fleuve vers l'ouest peu après Monte Real.



Figure 34 - Plage de Vieira avec un escarpement d'érosion sous le mur de protection.

Cependant, l'embouchure de la rivière (Fig. 35) n'a jamais été véritablement fixée dans un lieu, la mer avec sa forte houle ou le transport sédimentaire longitudinal bloquant fréquemment sa sortie, ce qui a provoqué des inondations à l'intérieur et la déviation, généralement au sud, du lit terminal avec d'énormes décharges qui inondant des maisons et des tentes de pêcheurs de Praia da Vieira (André et Cordeiro, 2002). Plusieurs ouvrages ont été tentés à partir de la fin du siècle XVIII jusqu'au siècle XX pour essayer de remédier à ce problème: des murs latéraux, des piquets, etc., jusqu'à ce qu'en 1957, ils terminent par l'achèvement de jetées de défense de l'embouchure. La plus grande rétention de sable en amont a conduit à une plus grande attaque de la plage en aval, ce qui a également obligé la construction d'un mur de protection devant le village, mur qui sera agrandi après 4 ou 5 ans, un second mur au début de 70 ; cependant, les jetées ont été raccourcies de 80 m pour faciliter le transit sédimentaire côtier (*idem, ibidem*).

Les dunes où se trouvent les pinèdes do Urso, Pedrógão et Leiria sont également diachroniques, avec trois générations distinctes, à l'image de ce qui se passe au nord de la Serra da Boa Viagem. Sur la base de la morphologie des dunes, des sols présents et des équivalences sédimentaires possibles avec les unités marines et lagunaires au nord, André *et al.* (2009) ont considéré trois formations correspondant aux mêmes phases de mouvement du vent, avec des âges successivement plus récents de l'intérieur vers la côte. Ainsi, F1 a des sols de podzol d'humus ferrugineux, se trouve dans une bande plus orientale et est occupée par des peuplements et une agriculture plus ou moins intensive, sera l'équivalent des Areias da Gândara au nord et l'ont attribué un âge wurmien de 30 à 15 ka BP. La deuxième génération, F2, suit vers l'ouest et se termine par une haute crête sableuse, contient également des sols de podzol et présente les plus anciennes forêts de pins de la région parmi lesquelles sont celles plantées par le roi D. Dinis ou son père. Il est considéré comme correspondant à l'Holocène inférieur à moyen, ou 10 à 3 ka BP. Enfin, la dernière génération de dunes linéaires actives du Moyen Âge au début du siècle XX, aurait eu une activité maximale pendant le petit âge glaciaire. L'avancée de ces dunes sur la pinède déjà installée à l'intérieur a créé un cordon de dunes très élevé, dû au retard du mouvement.



Figure 35 - La rivière Lis proche de son embouchure.

3.24. Plage de St. Pedro de Moel

On observe une succession marne-calcaire du Jurassique inférieur, représentant des dépôts du 1^{er} épisode de rifting. Le Jurassique inférieur de l'Orla mésozoïque occidental du Portugal est représenté par la phase initiale du remplissage carbonaté du Bassin Lusitanien (Reis *et al.*, 2007).

C'est le plus connu des affleurements au Portugal avec le premier enregistrement d'ammonites mésozoïques et de lumachelles bivalves.

Les affleurements du Jurassique inférieur de la région de S. Pedro de Moel sont limités à l'aire de répartition entre Penedo da Saudade, au nord du village de S. Pedro de Moel, et la plage de Polvoeira, au sud (Duarte *et al.*, 2008). Dans cette zone sont définies des unités particulièrement riches en matière organique et présentant un potentiel de génération d'hydrocarbures (e.g., Duarte *et al.*, 2010, 2012).

Du point de vue structurel, la zone est fortement tectonisée, avec des plis et des chevauchements, et affectée par halocinèse. La fracturation dominante, avec la direction générale N-S et N30°E, provoque la répétition de certaines parties de la série sédimentaire, un fait particulièrement évident dans la partie nord de la plage de Concha et au sud de plage Velha (Duarte *et al.* 2008) (Fig.36).



Figure 36 - Section d'affleurement de Plage Velha.

3.25. Phare de St. Pedro de Moel

Le phare de Penedo da Saudade (S. Pedro de Moel) est entré en service le 15 février 1912, avec un dispositif optique de 3^{ème} ordre, grand modèle (focale de 500mm), de rotation. La source de lumière utilisée était l'incandescence par vapeur de pétrole et la rotation de l'optique était produite par mécanisme horlogère. C'est une tour de 32 mètres de hauteur à 55 mètres d'altitude (Fig.37).

De mars 1916 à décembre 1919, le phare n'a pas fonctionné lors de la première grande guerre.

Les optiques primitives du phare Penedo da Saudade n'existent plus depuis longtemps, depuis qu'il a été déplacé vers le phare de Cabo Mondego en 1921. L'appareil lenticulaire installé est également de 3^{ème} ordre, grand modèle, de rotation, donnant des groupes de deux éclairs.

Il a été électrifié en 1947 pour être raccordé au réseau public de distribution en 1980, année où l'automatisation a également commencé. La lampe qui en 1947 était de 6000 watts, sa puissance a été réduite jusqu'à ce qu'elle se fixe dans les 1000 watts actuels (www.amn.pt/DF/Paginas/FarolPenedoSaudade.aspx).



Figure 37 - Phare de St. Pedro de Moel.

3.26. Plage de Vallée de Paredes de Vitória

L'évolution structurale plio-pléistocène (Zanclean supérieur à Gelasien) de la zone de Paredes de Vitória - Campo de Azeche résulte du diapirisme actif favorisé par la montée des marnes gypsifères noires du Jurassique inférieur, en réponse à une compression régionale. Dans cette étude, ont été reconnus trois événements de déformation: (1) le premier événement a suivi peu après la sédimentation des sables fossilifères (lumachella facies) du Pliocène le plus bas et était caractérisé par une élévation diapirique, une inclinaison et un mélange des marnes du Jurassique inférieur calcaires; (2) après une phase érosive qui tronquait la lumachella du Pliocène et la structure précédemment développée, les sables pliocéniques suivants se déposaient avec une déformation diapirique, comme en témoigne la légère discordance angulaire progressive reconnaissable dans ces sédiments; (3) un raccourcissement tectonique ultérieur s'est produit principalement du côté nord de l'affleurement de Vallée de Paredes de Vitória, comme suggéré par une litère et une faille activées cinématiquement, probablement liées à une faille inverse cachée enracinée dans le socle Liassic (Cabral *et al.*, 2018) (Fig. 38)



Figure 38 - Nord de la plage de Paredes de Vitória. Calcaires et marnes du Jurassique en contact par faille avec les sables du Plio- Pléistocène et Holocène.

3.27. Plage de Vallée Furado

Les falaises côtières de Vallée Furado sont constituées de roches sédimentaires comme des conglomérats, grès et des lutites rouges, déposées sur des calcaires du Crétacé (il y a environ 70 millions d'années). En haut de la falaise, les couches de grès jaunâtres contiennent des fossiles d'échinidae (environ 37 millions d'années). Cette place est très importante pour connaître l'environnement typique de cet intervalle temporel (Paléogène) au Portugal (<http://geossitios.progeo.pt/geositecontent.php?menuID=&geositeID=1072>).

Il s'agit d'une zone côtière sablonneuse avec une pente abrupte, très sensible aux glissements (Fig. 39).



Figure 39 - Glissement de terrain.

3.28. Plage de Nazaré

Autrefois une terre de pêcheurs, Nazaré possède aujourd'hui des caractéristiques essentiellement touristiques, et est une des plages les plus typiques et les plus fréquentées de la côte ouest portugaise. La municipalité compte aujourd'hui un peu plus de 14 000 habitants et reçoit environ 150 000 touristes par an.

Lorsque la mer a atteint la pente raide qui constitue maintenant le falaise fossile de Nazaré, il n'y avait que les villages de Pederneira et de Sítio. Nazaré apparaît seulement comme un village après le retrait de la mer, au XVIII^{ème} siècle, ce qui permet d'abord l'installation des petites communautés de pêcheurs (Fig. 40).

Le Sítio, développé principalement au XVII^e siècle, en raison de ses conditions naturelles et du sentiment religieux des gens locaux, lié au miracle de Notre-Dame de Nazareth, où le noble D. Fuas Roupinho a été sauvé de tomber dans la falaise, après la chute du cerf qu'il chassait.

Ces dernières années, Nazaré a gagné une grande importance dans le plan touristique, avec la diffusion internationale des vagues géantes qui attirent les pratiquants de surf dans le monde, après la diffusion effectuée par le surfeur Garrett McNamara. Ces vagues géantes qui peuvent être appréciés quelques jours de l'année à la Praia do Norte (au nord du Fort de St Michael) se correspondent à la position du canyon sous-marin de Nazaré et à ses effets sur la mécanique des vagues.



Figure 40 - Localisation de Nazaré, Pederneira et Sítio.

3.29. Fort de St. Miguel Arcanjo (Phare de Nazaré)

Regarder le fort de S. Miguel Archange (Fig. 41), c'est comme tourner une page d'un immense livre de souvenirs et d'histoires qui font partie de notre imaginaire, de notre passé. La construction de ce monument de style maniériste a commencé sous le règne du roi D. Sebastião en 1577, visant à la défense de l'anse des attaques de l'Algérie, du Maroc, des Pays-Bas et des Normands qui ont investi sur la côte atlantique. En 1644, et en raison de sa position, le roi D. João IV, le restaurateur, a ordonné son remodelage et son agrandissement. Comme sentinelle vigilante de la forteresse, c'était S. Miguel Arcanjo, patron de nombreux sanctuaires, généralement construits dans des endroits élevés. Devant le fort, sur le portail d'entrée, D. João IV a ordonné de placer une image dans le calcaire de S. Miguel Arcanjo, avec la légende «EL REY DOM JUAN -1644 » qui marque l'année de sa construction.

Le fort a survécu aux invasions françaises, où les soldats ennemis qui se sont battus contre la population de Sítio et Pederneira se sont réfugiés. Les envahisseurs n'ont été expulsés de notre pays qu'en 1811, faisant de ce monument un jalon de la révolte populaire et de l'autonomie des Nazaréens.

La forteresse faisait partie de l'histoire des luttes libérales. À cette époque, Nazaré et le fort, ont été l'étape de petites escarmouches entre les partisans de D. Pedro IV et D. Miguel. En 1830, D. Miguel comme roi, a visité le Sítio et la plage de Nazaré, où il a été reçu dans une ambiance de fête en visitant le Fort de S. Miguel Arcanjo, qui l'année souffrirait quelques réparations, un nouvel autel pour son patron et une nouvelle allée. Après le départ de Miguel en exil en Juillet 1834, reflétant les luttes entre libéraux et absolutistes, l'image en pierre de S. Miguel, a été endommagée. La sculpture a été vandalisée par les libéraux, qui l'ont enlevée de son retable, et l'ont jetée le long des murs jusqu'à la plage. Même aujourd'hui, il est mutilé et constitue un témoignage des émeutes entre les absolutistes et les libéraux dans cette région.

Au début du XX^{ème} siècle, il n'a pas de fonction militaire, les pêcheurs ne se sentaient pas le gouvernement la nécessité d'y installer un feu arrière et une maison pour le gardien du phare, pour soutenir l'activité de pêche. Le 29 octobre 1903, des travaux de consolidation et de restauration ont été réalisés pour l'installation du phare de Forte. Enfin, le 1^{er} décembre 1903, un phare a été installé dans le fort de S. Miguel Arcanjo. (<http://www.cm-nazare.pt/pt/forte-de-s-miguel-arcanjo>)



Figure 41 - Fort de S. Miguel Arcanjo (Phare de Nazaré).

Géologie

En cet endroit, on peut observer des affleurements de sédiments d'âge crétacé situé dans le contexte de marge passive avec la dérive des continents et l'expansion des fonds océaniques. De bas en haut, on peut observer (fig. 42, table I) : calcaire, grès, grès grossiers, grès avec feldspath et basaltes.

Ces affleurements sont très importants comme patrimoine géologique (National et International): la succession sédimentaire, discontinuités sédimentaires, figures sédimentaires et figures de l'effondrement. C'est une place où nous pouvons également développer des études sur les risques naturels, notamment les écoulements et les chutes de blocs sur l'escarpement au nord de Nazaré.

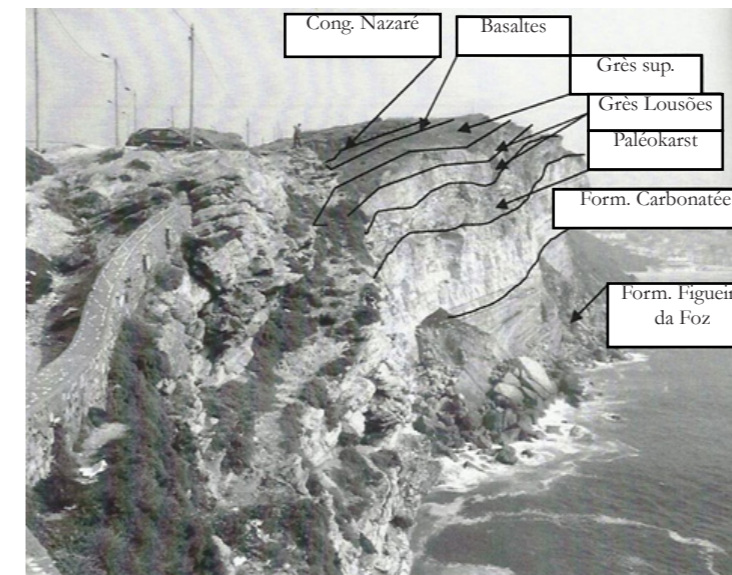


Figure 42 - Stratigraphie de la falaise de Nazaré (Crétacé) (Reis *et al.*, 2007).

Table 1 - Interprétation de la stratigraphie de la falaise de Nazaré.

Formations (Crétacé)	Environnements sédimentaires
Phase tectonique	Complexes volcaniques de Sintra, Sines et Monchique; Émission basaltique de Lisbonne-Leiria, Diapirisme et réactivation des failles (Pena dos Reis, 2000 in Reis <i>et al.</i> , 2007)
Silcrette	Période tectonique stable
Grès grossier supérieur	Dépôts fluviaux
Grès de Lousões	Dépôts côtiers
Événement de karstification	
F. Carbonatée	Plate-forme marine
F. de Figueira da Foz	Cône d'alluvions

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Almeida, A.C. (1992). Os depósitos superiores da Serra da Boa Viagem e seu significado. *Cadernos de Geografia*, **9**: 151-162
- Almeida, A.C. (1997). *Dunas de Quiaios, Gândara e Serra da Boa Viagem. Uma abordagem ecológica da paisagem*. Lisboa, F. C. Gulbenkian e JNICT.
- Almeida, A. C. (2001). A carsificação da Serra da Boa Viagem: um processo quaternário. *Estudos do Quaternário*, **4**: 29-33.
- Almeida, A. Campar (2007) - Rural abandonment and landscape evolution in the Central Region of Portugal. In 'International Geographical Union: Issues in Geographical Marginality – Papers presented during the Commission Meetings 2001–2004: Demographic Problems'. (Eds G Jones, W Leimgruber, E' Nel) pp. 53–63 (Rhodes University: Grahamstown, South Africa
- André, J.N. & Cordeiro, M.F. (2002). Evolução do troço terminal do Rio Lis. *Territorium*, **9**: 123-134.
- André, J. N.; Cunha, P.P.; Dinis, J.; Dinis, P.; Cordeiro, F. (2009) – Características geomorfológicas e interpretação da evolução do campo dunar eólico na zona costeira entre a Figueira da Foz e a Nazaré. Publ. Assoc. Port. Geom. Vol. VI, Braga, pp. 39-44.
- André, J. N.; Cordeiro, M. F. N. (2010) – Intervenções antrópicas face ao recuo da linha de costa: exemplo da Foz do Douro à Nazaré. Atas/Proceedings do V Congresso Nacional de Geomorfologia, Porto, 8-11 de Dezembro, pp. 437-442.
- André, J.N. e Cordeiro, M.F.N. (2013). Alteração da linha de costa entre a Figueira da Foz e S. Pedro de Moel após o prolongamento do molhe norte do Mondego, Actas do VI Congresso Nacional de Geomorfologia, Coimbra, pp 6-10.
- André, J.N. & Almeida, A.C. (2016). Alteração da linha de costa provocada pelas infraestruturas portuárias na foz do rio Mondego. In Adélia Nunes, Claudete O. Moreira, Isabel R. Paiva & Lúcio S. Cunha (coord.). *Territórios de Água/Water Territories*. CEGOT, FLUC, pp. 130-141.
- Antunes do Carmo, J. (2013). Experiência de recuperação de um sistema dunar e proposta de instrumentos complementares de proteção, atração e valorização ambiental. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, **13**(3):317-328.
- Bettencourt, P. & Ângelo, C. (1992). Faixa costeira Centro Oeste (Espinho-Nazaré): enquadramento geomorfológico e evolução recente. *Geonovas*, nº especial I (A Geologia e o Ambiente), Lisboa, pp. 7-30.
- Cabral, J.; Ribeiro, P.; Ramos, A.; Cunha, P. (2018). Diapiric activity affecting late Pliocene to Pleistocene sediments under a tectonic compressive regime - an example from the West Iberia margin (Sr^a da Vitória beach, central Portugal). *Journal of Iberian Geology*. 15p. Springer.
- Capelo, J. & Mesquita, S. (1998). Nota sobre a vegetação natural e potencial das dunas estabilizadas do Superdistrito Costeiro Português. *Silva Lusitana*, **6**: 257-259.
- Carvalho, G.S. (1964). Areias da Gândara (Portugal). (Uma formação eólica quaternária). Porto, *Publ. Mus. Min. Geol. Fac. Ciências do Porto*, **81**: 7-32.
- Carvalho, G.S. & Granja, H. (1997). Ambientes do Plistocénico superior e do Holocénico na zona costeira do noroeste de Portugal. (Estado actual do conhecimento sobre os seus problemas). *Cuaternario Ibérico*: 55-66.
- Clarke, M.L., Rendell, H.M. (2006). “Effects of storminess, sand supply and the North Atlantic oscillation on sand invasion and coastal dune accretion in western Portugal.” *The Holocene* **16** (3): 341–355.
- Costa, J.C., Lousã, M., Capelo, J., Espírito Santo, M.D., Izco Sevillano, J. et Arsénio, P. (2000). The coastal vegetation of the Portuguese Divisory Sector: dunes cliffs and low-scrub communities. *Fimistera*, XXXV, **69**: 69-93.
- Cunha, P.P. et Dinis, J. (1997). Evolução da fisiografia e ocupação antrópica na área estuarina do Rio Mondego e região envolvente (Portugal centro-oeste), desde 1947. *Territorium*, **4**: 99-124.
- Cunha, P.P. et Dinis, J. (1998). A erosão nas praias do Cabo Mondego à Figueira da Foz (Portugal centro-oeste), de 1995 a 1998. *Territorium*, **5**: 31-47.
- Danielsen, R., Castilho, A.M., Dinis, P., Almeida, A.C. et Callapez, P.M. (2011). Holocene interplay between a dune field and coastal lakes in the Quiaios-Tocha region, central littoral Portugal. *The Holocene*, **22**(4): 383-395.
- DGFC-UGFCL (2010). Plano de Gestão Florestal da Mata Nacional do Urso e da Mata Nacional do Pedrógão. Autoridade Florestal Nacional (online: www2.icnf.pt/portal/florestas/gf/pgf/resource/doc/2011/mn-urso/PGF-MNurso-MNPedrogao.PDF)
- Dimuccio, L. A., Ferreira, R., Cunha, L. e Almeida, A. C. (2011) - Regional forest-fire susceptibility analysis in central Portugal using a probabilistic ratings procedure and artificial neural network weights assignment. *International Journal of Wildland Fire*, **20** (6), 776-791.
- Dinis, J. & Cunha P.P. (1998). Impactes antrópicos recentes no sistema sedimentar do Estuário do Mondego (Portugal Central). *Sociedade e Território*, **27**: 47-61.
- Dinis, Pedro A.M. (1997). *Dinâmica Sedimentar e Evolução do Estuário do Lis*. Dissertação de Mestrado em Geociências, U. Coimbra.
- Duarte, L. V., Silva, R., Duarte, C. B., Azerêdo, A. C., et Comas Rengifo, M. J. (2008). Litostratigrafia do Jurássico Inferior da região de S. Pedro de Moel (Bacia Lusitânica, Portugal). *A Terra: conflitos e ordem*, 175-185.
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Oliveira, L. C. V., Comas-Rengifo, M. J., Silva, F., (2010). Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total Organic Carbon distribution and relation to transgressive-regressive facies cycles. *Geologica Acta*, **8**, 325-340.
- Duarte, L.V., Silva, R.L., Mendonça Filho, J.G., Poças Ribeiro, N. & Chagas, R.B.A. (2012). High-resolution stratigraphy, Palynofacies and source rock potential of the Água de Madeiros Formation (Upper Sinemurian) of the Lusitanian Basin, Portugal. *Journal of Petroleum Geology*, **35** (2), 105–126
- Duarte, D.N & Reis, R. Pena (1992). Estudo preliminar da evolução da linha de costa adjacente à embocadura do estuário do Mondego entre 1801 e 1989. Estimacão de taxas de acreção e de erosão costeiras. *Actas III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latino-Americano de Geología*. Salamanca, t. 2, pp. 146-150.
- Freitas, M. C., Ramos R., Henriques V., Andrade C., Dinis J.(2010). O Litoral entre Peniche e a Nazaré, Guia de excursão. Iberian Costal Holocene Paleoenvironmental.
- Freitas, J. G.; Dias, J. A.; Lopes, A. M. e Kol, H. (2015). A importância da cartografia para o estudo da orla costeira: o exemplo do trecho Buarcos-Cova (Figueira da Foz, Portugal). In F. Roque de Oliveira (org.). *Cartógrafos para toda a Terra. Produção e circulação do saber cartográfico ibero-americano: agentes e contextos*. Vol 2: 1135-1154.
- Lourenço, L. (2004a) - Risco Dendrocaustológico em mapas. Núcleo de Investigação Científica de Incêndios Florestais, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Coleção Estudos 48, Coimbra, Portugal.
- Lourenço, L. (2004b) Manifestações do Risco Dendrocaustológico. Núcleo de Investigação Científica de Incêndios Florestais, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Coleção Estudos 50, Coimbra, Portugal.
- Oliveira, F.S.B. et Brito, F.A. (2015). Evolução da morfologia costeira a sul da embocadura do rio Mondego de 1975 a 2011. *Actas do VIII Congresso sobre Planeamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa*, Aveiro, 15 p.
- Pais, J. *et al.*, The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal), SpringerBriefs in Earth Sciences, DOI: 10.1007/978-3-642-22401-0_1.

Pereira, J. S. (2006) - Incêndios Florestais em Portugal: Caracterização, Impactes e Prevenção. Instituto Superior de Agronomia: Lisboa, Portugal.

Pinto, J.M.S. et Callapez, P.M. (2006) – O património mineiro do Cabo Mondego e a sua importância museológica. VII Congresso Nacional de Geologia. Évora. p. 969-972.

Pinto, C.A. (2014). *Registo das ocorrências no litoral. Temporal de 3 a 7 de Janeiro de 2014*. APA, Relatório Técnico.

Reis, M.A. (1940). *Arborização. Alguns artigos de propaganda regionalista*. Figueira da Foz.

Reis, R. P; Pimentel, N.; Garcia, A.; Bueno, G. (2007) – Curso de Campo na Bacia Lusitânica (Portugal). Coimbra. 154p.

Rouget-Perrot, Ch. (1961). Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, N.S., nº 7, 197 p.

Santos, M. J. M. (1982). Complexo Industrial do Cabo Mondego – Sua origem e Evolução Através dos Tempos. Cadernos Municipais da Câmara Municipal da Figueira da Foz, 10: 109

Soares, A. F. (2000). As unidades pliocénicas e quaternárias no espaço do Baixo Mondego (uma perspectiva de ordem). *Estudos do Quaternário*, 2: 7-17.

Soares, A.F., Cunha, L., Almeida, A.C., Marques, J.F. (1992). Depósitos quaternários do Baixo Mondego. Estado actual dos conhecimentos e tentativa de coordenação morfogenética. *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Porto, pp. 773-782.

Soares, A.F., Cunha, L., Marques, J.F., Almeida, A.C., Lapa, M.L.R. (1993). Depósitos de vertente no Cabo Mondego. Integração no modelo evolutivo do Quaternário do Baixo Mondego. *Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra, 199-208.

Soares, A.F., Callapez, P.M., Marques, J.F. (2007). The Farol Deposit (*Depósito do Farol*) – a Pleistocene beach deposit from Cape Mondego (Figueira da Foz, West Central Portugal). *Ciências da Terra*, **16**: 163-173.

<http://www2.icnf.pt/portal/ap/nac/mncab-mond>

<http://www.patrimoniocultural.gov.pt/>

<https://www.ign.ren.pt/armazenamento-subterraneo3>

www.amn.pt/DF/Paginas/FarolPenedoSaudade.aspx

<http://www.wetterzentrale.de>

<http://geossítios.progeo.pt/geositecontent.php?menuID=&geositeID=1072>