NNT : 0000AIXM0000

THÈSE DE DOCTORAT

Soutenue à Aix-Marseille Université
le 27 Février 2025 par

Hugo PELLET

La dynamique des écoulements d'air et d'eau dans un massif carbonaté karstique côtier et impact sur l'altération des parois : application à la grotte Cosquer et l'état de conservation de ses parois et de ses œuvres

Discipline
Sciences de l'environnement

Spécialité
Géosciences

École doctorale
ED 251 – Sciences de l'environnement

Laboratoire/Partenaires de recherche
CEREGE
LRMH, Ministère de la Culture

Composition du jury

Delphine LACANETTE	Rapporteuse -
Professeure – Université de Bordeaux	
Bruno LARTIGES	Rapporteur
Professeur – Université Toulouse III	
Laurent BRUXELLES	Examinateur
Directeur de recherche – Université Toulouse Jean Jaurès	
Claude MUGLER	Présidente de jury
Ingénieure chercheur, HDR – LSCE, CEA	
Damien SOUS	Examinateur
Maître de conférence, HDR – Université de Pau	
Pierre HENRY	Directeur de thèse
Directeur de recherche – CEREGE, CNRS	
Stéphanie TOURON	Co-encadrante de thèse
Ingénieure de recherche – LRMH, Ministère de la culture	
Bruno ARFIB	Co-encadrant de thèse
Maître de conférence – Aix-Marseille Université	
Cyril MONTOYA	Membre invité
Conservateur Général du patrimoine – LAMPEA, DRAC PACA	
Thierry ZIMMER	Membre invité
Conservateur Général du patrimoine – LRMH	

Affidavit

Je soussigné, Hugo Pellet, déclare par la présente que le travail présenté dans ce manuscrit est mon propre travail, réalisé sous la direction scientifique de Pierre Henry, Bruno Arfib et Stéphanie Touron, dans le respect des principes d'honnêteté, d'intégrité et de responsabilité inhérents à la mission de recherche. Les travaux de recherche et la rédaction de ce manuscrit ont été réalisés dans le respect à la fois de la charte nationale de déontologie des métiers de la recherche et de la charte d'Aix-Marseille Université relative à la lutte contre le plagiat.

Ce travail n'a pas été précédemment soumis en France ou à l'étranger dans une version identique ou similaire à un organisme examinateur.

Fait à Marseille, le 19 décembre 2024

Signature : 

Cette œuvre est mise à disposition selon les termes de la Licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.

Liste des publications et participation aux conférences

Liste des publications[1] réalisées dans le cadre du projet de thèse

Articles

1. H. Pellet, B. Arfib, P. Henry, S. Touron, and G. Gassier (2024). Mesoscale permeability variations estimated from natural airflows in the decorated Cosquer Cave (southeastern France). Hydrology and Earth System Sciences, vol. 28, issue 17, 4035–4057, https://doi.org/10.5194/hess-28-4035-2024
2. H. Pellet, P. Henry, S. Touron, B. Arfib, C. Montoya, D. Lecouvreur, L. Vanrell, Oceanographic and hydroclimatic data explain groundwater level below the sea level in the coastal karst hosting the decorated Cosquer cave (SE France). (revues : STOTEN ou Earth Science Bulletin). **En préparation**

Participation aux conférences[2] et séminaires au cours de la période de thèse

1. H. Pellet, B. Arfib , P. Henry, S. Touron , M. Frouin (2022) Quantifying the air volume of semi-drowned coastal karst system: application to the conservation of the Cosquer art cave. Congrès de l'Ecole Doctorale Sciences de l'Environnement, MIO, Luminy, 5 mai 2022. **Poster**
2. H. Pellet, B. Arfib , P. Henry, S. Touron (2022) SNO Karst Workshop annuel, Paris, 14-16/06/2022. Les pressions du karst côtier semi-noyé de la grotte Cosquer. **Présentation orale**
3. H. Pellet, B. Arfib, P. Henry, S. Touron (2022) Marmara Workshop, Marseille, 7-9/09/2022. Insights into the Cosquer art cave hydrogeological functionning (France). **Présentation orale**
4. H. Pellet, B. Arfib, S. Touron, P. Henry (2023) 3e Rencontre Cosquer, Marseille, 12/01/2023. Le fonctionnement hydroclimatique actuel de la grotte Cosquer. **Présentation orale**
5. H. Pellet, S. Touron, B. Arfib, P. Henry (2023) Journée des doctorants CRC, Paris, 13/01/2023. L'apport du suivi hydroclimatique dans le cas de la conservation de la grotte Cosquer. **Présentation orale**
6. H. Pellet, B. Arfib, P. Henry, S. Touron (2023) EGU, Vienne, 22-28/04/2023. Seasonal pressurization of a coastal karst : the paleolithic decorated Cosquer cave (SE France). **Présentation orale**

[1] Cette liste comprend les articles publiés, les articles soumis à publication et les articles en préparation ainsi que les livres, chapitres de livre et/ou toutes formes de valorisation des résultats des travaux propres à la discipline du projet de thèse. La référence aux publications doit suivre les règles standards de bibliographie et doit être conforme à la charte des publications d'AMU.

[2] Le terme « conférence » est générique. Il désigne à la fois « conférence », « congrès », « workshop », « colloques », « rencontres nationales et/ou internationales » … etc.

7. H. Pellet, B. Arfib, S. Touron, P. Henry (2023) SNO Karst Workshop annuel, Gramat, 30-05 au 01/06/2023. Estimation de la perméabilité globale du massif carbonaté autour d'une grotte ornée en surpression (Grotte Cosquer, Marseille). **Présentation orale**
8. H. Pellet, P. Henry, B. Arfib , S. Touron (2024) RIKRAK, Saint-Hippolyte-du-Fort, 17 au 19/03/2024. Seasonal pressurization of a coastal karst : the paleolithic decorated Cosquer cave (SE France). **Présentation orale**
9. H. Pellet, B. Arfib, S. Touron, P. Henry (2024) SNO Karst Workshop annuel, Millau, 21-23/05/2024. Lien entre les conditions océanographiques et les mises en pression d'un karst côtier. Cas de la conservation de la grotte ornée Cosquer (SE France). **Présentation orale**
10. H. Pellet, P. Henry, B. Arfib, S. Touron (2024), Les mises en pression saisonnières d'un karst côtier : le cas de la grotte Cosquer (SE France). Journées Réseau Socle, 6 et 7 juin 2024, Centre National de la Préhistoire, Périgueux, France. **Présentation orale**
11. H. Pellet, S. Touron, P. Henry, B. Arfib, (2024), **Eurokarst** 11-13/06/2024, Rome. Hydroclimatic study of a coastal karst for archaeological conservation: the case of the Cosquer cave (SE France). **Poster**

Résumé

Les grottes ornées sont un patrimoine exceptionnel et fragile, dont la conservation dépend de la stabilité des paramètres internes des milieux souterrains. L'hydroclimat des grottes est profondément influencé par la circulation de fluide dans le karst, un processus encore méconnu dans les karsts côtiers semi-noyés. La grotte Cosquer se distingue parmi les grottes ornées du Paléolithique. Située dans un karst côtier semi-noyé, elle est en liaison hydrodynamique avec la mer, isolée à la fois par un massif calcaire peu perméable et par des siphons immergés. Ce positionnement particulier la soumet à des dynamiques uniques, influencées par les vagues et les tempêtes. Les premières études ont révélé que la grotte peut atteindre une surpression de l'air de 0,1 bar, laquelle se dissipe lentement à travers le massif rocheux peu perméable.

Ce travail constitue la première étude approfondie sur la caractérisation du fonctionnement hydroclimatique de la grotte Cosquer dans son environnement. L'objectif principal est de modéliser les écoulements d'air et d'eau dans cet hydrosystème côtier afin de prédire les variations des niveaux d'eau. Ce travail repose sur une série de données hydroclimatiques acquises *in situ* et débutée en 2014 ainsi que d'autres paramètres mesurés au cours de cette étude.

L'analyse de ces données a permis d'identifier différentes saisonnalités des variations de pression et de mettre en évidence trois dynamiques principales de circulation de l'air : (1) à travers les conduits karstiques noyés dans la zone saturée, sous l'influence des vagues ; (2) à travers le massif calcaire peu perméable et (3) à l'intérieur de la grotte, via des mouvements convectifs. Les résultats de cette étude apportent une compréhension inédite des échanges de fluides à travers les massifs peu perméables et les zones saturées dans les karsts côtiers. Ils soulignent également la vulnérabilité des microclimats souterrains face aux sécheresses prolongées, soulignant les défis futurs pour la conservation des grottes.

Abstract

Decorated caves are an exceptional and fragile heritage, whose preservation depends on the stability of the internal parameters of the underground environment. The hydroclimate of the caves is profoundly influenced by the circulation of fluids in the karst, a process that is still poorly understood in semi-drowned coastal karsts. The Cosquer cave stands out among the decorated caves of the Palaeolithic period. Located in a semi-drowned coastal karst, it is hydrodynamically linked to the sea, isolated both by a limestone massif with low permeability and by submerged siphons. This particular position exposes it to unique dynamics, influenced by waves and storms. Initial studies have revealed that the cave can reach an air overpressure of 0.1 bar, which dissipates slowly through the low-permeability rock mass.

This work is the first in-depth study to characterise the hydroclimatic functioning of the Cosquer cave in its environment. The main objective is to model air and water flows in this coastal hydrosystem in order to predict variations in water levels. This work is based on a series of hydroclimatic data acquired *in situ* and started in 2014, as well as other parameters measured during the course of this study.

Analysis of these data made it possible to identify different seasonal variations in pressure and to highlight three main air circulation dynamics: (1) through the karstic conduits in the saturated zone, under the influence of waves; (2) through the low-permeability limestone massifs; and (3) inside the cave, via convective movements. The results of this study provide a new understanding of fluid exchanges between low-permeability massifs and saturated zones in coastal karsts. They also highlight the vulnerability of underground microclimates to prolonged drought, underlining the future challenges for cave conservation.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Aix-Marseille Université et le Laboratoire de Recherche sur les Monuments Historiques dont le financement a permis à ce sujet de voir le jour.

Ce sujet a reçu l'appui financier de l'institut Arkaia, qui a financé les déplacements au cours de ces trois années, et la DRAC PACA qui a financé les sondes de mesure et les missions sur le terrain, sans lesquels ce sujet ne serait pas possible.

Je tiens à remercier l'ensemble du jury de cette thèse, en commençant par les deux rapporteurs, M. Bruno Lartige et Mme. Delphine Lacanette, pour avoir pris le temps de lire ce manuscrit et pour leurs retours et remarques pertinentes. Merci à Laurent Bruxelles, Damien Sous d'avoir accepté d'être examinateur et merci à Claude Mugler d'avoir d'abord accepté d'être membre de mes CSI au cours de ces trois dernières années, puis d'avoir accepté d'endosser le rôle de présidente du jury. Un grand merci également à Cyril Montoya et Thierry Zimmer d'avoir accepté l'invitation de participer au jury et vos précieux retours.

Merci à mes fantastiques encadrants, pour m'avoir guider dans ce travail, je reviens de loin avec une formation qui ne me destinait pas du tout à faire de la recherche et encore moins sur un site patrimoniale et naturel aussi exceptionnel. Merci pour m'avoir fait confiance (ou peut être avez-vous cédé aux nombreuses relances par mail). Tous complémentaire, Bruno pour son temps qu'il arrive à dilater faisant passer des réunions de quelques minutes à des discussions de plusieurs heures, Stéphanie pour ton incroyable gentillesse et ton soutient. Stéphanie tu avais tords, à la fin de la rédaction je n'avais pas envie de tous vous mener à Bayol, mais seulement de crever vos pneus de voitures, mais c'était que passager. Pierre tu m'as impressionné par tes capacités de raisonnement, ta capacité à simplifier les problèmes et parfois à en soulever de nouveaux.

J'ai côtoyé tellement de monde ces trois dernières années, reçu de l'aide de tellement de personnes, que je risque d'en oublier certains (et vraiment, excusez-moi par avance, c'est pas fait exprès). Ça risque d'être un chouilla bordélique comme remerciements mais on va faire avec.

Accéder à la grotte Cosquer est une vraie aventure qui nécessite de prendre la mer, plonger, évoluer en milieu souterrain et même faire de la via ferrata (c'est plutôt sympa, il faut se le dire), ce qui peut être dangereux pour des personnes inexpérimentées comme moi. C'est grâces à toutes les personnes qui nous ont accompagnés dans la grotte, ces hommes et ces femmes qui ont fait en sorte que l'on travaille toujours en sécurité, sans qu'on est à s'en soucier : les plongeurs du DRASSM, Emmanuel, Stéphane, Sébastien et tous les autres. Les membres d'équipage de ce beau bateau qu'est l'Alfred Merlin (big up aux cuistots, vous nous avez régalés à chaque fois) ; Orsane, Alex et Nedjma d'Immadras/CIP pour m'avoir formé et nous avoir accompagné dans la grotte et également, tous les indépendants, plongeur, spéléo ou les deux, comme Sylvain, Théophile, Patrice et les autres qui rendent ces missions possibles.

Travailler sur cette grotte n'est pas seulement un travail de thèse, mais également un travail d'équipe au sein de l'équipe Grotte Cosquer. Merci Cyril pour m'y avoir intégré (j'ai presque fini le rapport, promis). J'ai appris tellement de choses passionnantes en discutant avec vous, Sylvain, Caro, Julien, Fred, Hubert, Vincent, Loïc, Oscar, Stéphane. Merci à tous ! (Mais on me dit dans l'oreillette que vous allez peut être pas vous débarrasser de moi aussi facilement)

Merci à Alexandre Zappelli (et Bruno évidemment) pour m'avoir fait découvrir le monde souterrain et ce que c'est que de la vraie spéléologie. Je lâcherai pas l'affaire et j'ai hâte d'être réparé pour retourner faire des explorations.

En tant que squatteur professionnel de bureaux, je remercie particulièrement le bureau 314 de l'ancienne génération : Élise, Quentin et Clément (non pas toi Paul) et de la nouvelle : Erwan, Chaf, Nico, Anna, (toujours pas toi Paul, arrête) pour m'avoir accepté.

La team ACET, principale motivation pour venir à l'Arbois le jeudi. Bon courage Pierre dans ton aventure Suédoise, tu resteras notre plus bel emballage de bureau. A tous ceux avec qui j'ai pu rigoler : Mélanie, Virgile, Paul, Lounis, Daniel, David, Yohan, Vincent et merci Jérémie pour cette belle chanson qui reste en tête 🤣.

Plus discrète mais toujours là, merci à Carine (t'es la prochaine non ?), Ana, Medhavi (si j'ai l'air bizarre parfois c'est juste que je galère en anglais 🤷), Anaïs, Nouuur et ma chère voisine Maureen, aka la cha-ntinelle.

Malheureusement coupé entre deux laboratoires et basé à Marseille, je n'ai pas pu passer beaucoup de temps au sein du LRMH. Malgré ça, vous m'avez de suite accueilli et pour ça je vous en remercie. Vous savez faire des évènements, y a pas à dire (vos repas de Noël sont mieux qu'au cerege, j'ai pas peur de dire les termes). Merci Steph et la team microbe de m'avoir mené faire la tournée des grottes du Gard, ma première expérience en grotte ornée ça marque.

La team St-Charles, la meilleure (sauf toi Paul) ! Eduardo, la voix de la sagesse, Lila, la professionnelle du jeu de mots, Morgane, la squatteuse, Nathan le baroudeur et évidemment Sophie, la reine du déguisement, la maestro de la bêtise. Heureusement que vous étiez là pour mettre l'ambiance, on se serait bien fait chier sinon. Également tous les stagiaires qui sont venus faire des pauses dans mon bureau : Riad et Moussa les plus beaux, la team des ravagées : Mathilde, Nour, Kadi et Maha (j'ai toujours un truc à toi dans mon bureau, quand tu veux tu passes), Axel, le meilleur, Bastien, Coline et Alexia, Hugo et Hugo^2 aussi connu sous le nom d'Etienne et rien (ce croissant au nutella restera gravé dans ma mémoire maintenant que tu me l'as rappelé y a 10 min), les plus fous de tous. Tous les autres membres de Saint-Charles, Philippe, François, Baptiste, Gilles, Samuel. Merci pour toutes ces belles discussions.

Si je dois retenir un truc de ces trois années, c'est que Ghislain a raison. Merci pour ton aide.

Thibault Garin, ça a été un honneur de recevoir ta chaise de bureau. Il est maintenant temps à mon tour de la léguer aux futures générations de doctorant de Saint-Charles.

Je remercie évidemment mes parents pour m'avoir toujours soutenu, même si vous ne compreniez pas toujours où j'allais, c'est grâce à vous que j'en suis là. Qui aurait pu prédire, le jour où vous m'avez fait prendre des cours de soutiens en math, que j'arriverai là où je suis aujourd'hui. Et effectivement maman, le carré magique reste utile vraiment toute sa vie et dans (presque) toutes les circonstances.

Je profite de ces remerciements pour adresser mes pensées à ceux qui nous ont quitté : Juliette, la reine de la connerie, une source d'inspiration pour toutes les blagues, Patrice, un incroyable plongeur, un humain fantastique qui savait mettre tout le monde de bonne humeur et mes grand-mères les meilleures de toutes, à qui je dédie ce manuscrit, j'espère que vous avez pu suivre la soutenance de là-haut.

Bon il est temps d'arrêter là, ces remerciements sont beaucoup trop long et il est temps de passer aux choses sérieuses un peu.

Comment ça j'ai oublié quelqu'un ? Ah oui ! Merci Paul, aka Joseph, aka Pierre, aka le fantôme, aka la selle, aka saloperie, aka le business man. Ces trois années auraient pas été pareil sans toi, j'aurai passé beaucoup moins de temps à ranger mon bureau. J'espère pour toi que tu me diras pas où t'habites

Table des matières

Affidavit **3**

Liste des publications et participation aux conférences **5**

Résumé **7**

Abstract **9**

Remerciements **11**

Introduction **21**

Chapitre I : Les grottes ornées et leur conservation **27**

I.1 Introduction **28**

I.2 Le karst : un milieu protecteur **28**

I.2.1 La formation du karst 29

I.2.2 Des conditions de conservation favorables 30

I.3 Les risques pour la conservation **31**

I.3.1 Les risques naturels 31

I.3.2 Les risques liés à l'Homme 39

I.4 Conclusion **44**

Chapitre II : Cas d'étude, matériel et données **45**

II.1 Introduction **46**

II.2 Entre terre et mer : présentation du cas d'étude de la grotte Cosquer 46

II.2.1 Contexte géographique, géologique et hydrogéologique 46

II.2.2 Morphologie de la grotte Cosquer 48

II.2.3 Contexte archéologique 49

II.2.4 Découverte et responsables administratifs de la grotte 50

II.2.5 Un fonctionnement hydroclimatique unique 51

II.3 Suivi hydroclimatique **52**

II.3.1 Mesures dans la grotte Cosquer à partir d'octobre 2014 52

II.3.2 Mesures à Port-Miou 54

II.3.3 Calcul des niveaux d'eau 55

II.3.4 Recalage des niveaux d'eau entre Port-Miou et la grotte Cosquer 55
II.3.5 Élargissement du suivi hydroclimatique 56
II.3.6 Difficultés du suivi hydroclimatique 61
II.4 Données externes 62
II.4.1 Données météorologiques 63
II.4.2 Données océanographiques 64
II.5 Conclusion 66
Chapitre III : Fonctionnement hydroclimatique, volume de la grotte et perméabilité du massif 67
III.1 Introduction 68
III.2 Mesoscale permeability variations estimated from natural airflows in the decorated Cosquer Cave (SE France) 69
III.2.1 Introduction 69
III.2.2 Study site and data 71
III.2.3 Cosquer cave hydroclimate 75
III.2.4 Model 80
III.2.5 Results 85
III.2.6 Discussion 90
III.2.7 Summary and conclusion 95
III.2.8 Appendix A: tide filter 97
III.2.9 Appendix B: uncertainties calculation 97
III.3 Résultats et méthodes complémentaires 99
III.3.1 Mise à jour des résultats 99
III.3.2 Compléments méthodologiques 102
III.3.3 Aparté : 2017 : la grotte en dépression 106
III.4 Conclusion 107
Chapitre IV : Impacts des conditions océanographiques sur l'hydroclimat de la grotte Cosquer 109
IV.1 Introduction 110
IV.2 Oceanographic and hydroclimatic data explain groundwater level below the sea level in the coastal karst hosting the decorated Cosquer cave (SE France) 110

IV.2.1 Introduction 111
IV.2.2 Case study and data 113
IV.2.3 Methods 118
IV.2.4 Results and discussion 120
IV.2.5 Conclusion 129
IV.3 Conclusion 131
Chapitre V : Modélisation des niveaux d'eau dans la grotte et effets du réchauffement climatique 133
V.1 Introduction 134
V.2 Méthodes 135
V.2.1 Prédiction des évènements de mise en pression 135
V.2.2 Remontée des plans d'eau 142
V.3 Résultats et discussions 149
V.3.1 Prédiction des évènements de mise en pression 149
V.3.2 Remontée des plans d'eau 152
V.3.3 Effets du changement climatique 157
V.4 Conclusion 164
Chapitre VI : Microclimat de la grotte Cosquer 167
VI.1 Introduction 168
VI.2 Données 169
VI.2.1 Mesures à l'intérieur de la grotte 170
VI.2.2 Conductivité électrique de l'eau 174
VI.2.3 Mesures de CO_2 175
VI.2.4 Mesure de radon 175
VI.2.5 Données à l'extérieur à la grotte 177
VI.3 Méthodes 180
VI.3.1 Analyse de séries 180
VI.3.1 Analyses thermiques 181
VI.3.2 Analyses climatiques 182
VI.4 Température dans la grotte et facteurs d'influence 186
VI.4.1 Facteurs d'influence sur les température dans la grotte 186

VI.4.2 Évolution de la température de l'air....189
VI.5 Conduction thermique depuis la surface du massif....190
VI.6 Pluie et renouvellement des plans d'eau....191
VI.6.1 Infiltration d'eau douce....191
VI.6.2 Renouvellement des plans d'eau....192
VI.7 Convections et mouvements d'air dans la grotte....194
VI.8 Périodes de condensation....196
VI.9 Présence de radon et renouvellement de l'air de la grotte....197
VI.9.1 Renouvellement de l'air....198
VI.9.2 Une concentration en radon anormalement faible ?....199
VI.10 Effets de la présence humaine sur le climat de la grotte....200
VI.11 Conclusion....202
Chapitre VII : Synthèse à l'attention des responsables du site....205
VII.1 Introduction....206
VII.2 Fonctionnement hydroclimatique actuel....206
VII.2.1 Dix ans de suivi hydroclimatique....206
VII.2.2 Variation des niveaux d'eau et de la pression de l'air dans la grotte 207
VII.2.3 L'origine de la surpression de l'air dans la grotte....209
VII.2.4 Niveau d'eau minimal dans la grotte....214
VII.2.5 Remontée des plans d'eau et niveau maximal....215
VII.2.6 Renouvellement de l'eau dans la grotte....220
VII.2.7 Variations des températures et condensation dans la grotte....221
VII.2.8 Circulation et renouvellement de l'air dans la grotte....223
VII.3 Evolution du système au cours du suivi....226
VII.3.1 Evolution des niveaux d'eau....226
VII.3.2 Evolution des températures....228
VII.4 Effets du fonctionnement hydroclimatique sur la conservation des œuvres 228
VII.5 Evolution future du système dans un contexte de changement climatique 233
VII.5.1 Evolution des niveaux d'eau....233

VII.5.2 Autres changements....236

VII.6 Conclusion....236

Conclusions générales et perspectives....238

Synthèse....238

Perspectives....240

Bibliographie....244

Annexes....266

A1. Détails sur le suivi hydroclimatiques in-situ....267

A2. Perméabilité effective à l'air du massif : méthode alternative....272

A2.1 Méthode....272

A2.2. Incertitudes....272

A2.3. Calcul de la perméabilité....273

Table des Figures....275

Table des tables....286

Introduction

La découverte du premier ensemble pictural préhistorique de l'Histoire à la grotte d'Altamira (patrimoine mondial de l'Unesco 1985/2008) par Don Marcelino, en 1879, marque un tournant pour la recherche archéologique. Bien que son authenticité ait d'abord été contestée, Altamira a ouvert la voie à une série de découvertes de grottes ornées, comme la grotte Chabot (Gard, classée monument historique (noté MH) en 1903) en 1889, la grotte de la Mouth (Dordogne, classée MH en 1953) en 1895 et la grotte de Pair-non-Pair (Gironde, classée MH en 1900) en 1896 (Rivière, 1909). Aujourd'hui, près de 300 grottes et abris ornés sont répertoriés, principalement concentrés en Espagne, en Italie et en particulier en France qui recense environ 200 sites paléolithiques (com. pers. Touron).

Ce patrimoine archéologique, témoin des cultures du Paléolithique supérieur (-45000 à -10000 ans BP) représente les plus anciennes expressions artistiques de l'humanité. Il est le reflet des pratiques sociales des groupes humains paléolithiques et de l'ensemble des idées, gestes et comportements culturels qui leur sont associés, exprimés à travers des figures ou objets avec utilisation ou non de matières premières colorantes (peintures, gravures, sculptures sur parois mais aussi modelages sur les sols, art mobilier) et des traces (aménagements, bris de concrétions).

Ces œuvres, pour certaines en parfait état de conservation, semblent figées dans le temps. Leur découverte semble relever du miracle, tant les milieux karstiques apparaissent peu propices, *a priori*, à la conservation de l'art. En effet, ces environnements se caractérisent par une humidité élevée pouvant conduire à une forte condensation et des taux importants de CO_2, créant des conditions bien éloignées des standards de conservation appliqués dans les musées.

Bien que la question de la protection légale des grottes ornées se soit posée très tôt, dès 1903 avec le classement au titre des monuments historiques de la grotte Chabot, l'attention portée aux conditions climatiques de conservation des grottes ornées a considérablement évolué au cours du XX^{e} siècle, notamment suite à l'apparition de la « maladie verte » dans la grotte de Lascaux, causée par la prolifération d'algues imputée à une forte affluence de visiteurs (Houillon, 2016). Cet évènement a permis de mettre en lumière, derrière leur apparente robustesse, la vulnérabilité des milieux souterrains.

Aujourd'hui, il est admis que la stabilité des paramètres internes (température, humidité, taux de CO_2...), est garante d'une bonne conservation en milieu souterrain (Bourges *et al.*, 2006b). Ces paramètres ne sont pas stables dans l'absolu puisque les grottes sont des milieux ouverts en échange constant avec leur environnement et que le climat a évolué depuis la dernière ère glaciaire. Toutefois, ces changements ont été suffisamment lents pour permettre de conserver un équilibre thermodynamique local, notamment à l'interface air/paroi, même s'il est très souvent difficile de reconnaître si des panneaux ornés sont complets ou si des manques existent, et il ne reste que ce que l'environnement a permis de conserver jusqu'à nous. Dans ce contexte de fragilité et de préservation du

patrimoine, la découverte en 1991 de la grotte Cosquer localisée dans le Parc national des Calanques, au niveau du cap Morgiou, par le plongeur Henri Cosquer, et dont l'entrée se situe à - 37 m sous le niveau de la mer, constitue un cas unique. Cette grotte ornée dont les œuvres, pour certaines uniques dans l'art paléolithique, sont datées entre 32500 et 19000 ans BP[3] (Clottes *et al.*, 1992c; Valladas *et al.*, 2017), est la seule grotte ornée connue dans un massif karstique côtier semi-noyé en liaison directe avec la mer. Contrairement à d'autres sites découverts postérieurement comme la grotte Chauvet (Ardèche, en 1994) ou la grotte de Cussac (Lot, en 2000) qui ont rapidement bénéficié d'études pluridisciplinaires approfondies, la grotte Cosquer n'a pas été intégrée dans un programme de recherche national coordonné jusqu'en 2020, date de la formation de l'équipe de recherche pluridisciplinaire « Grotte Cosquer » dans laquelle s'intègre ce sujet de thèse. Malgré des campagnes d'inventaire (Clottes *et al.*, 1992c; Clottes and Courtin, 1993; Clottes *et al.*, 2005; Vanrell and Olive, 2015; Valladas *et al.*, 2017) et quelques études des processus karstologiques et hydrogéologiques (Collina-Girard, 1995; Collina-Girard and Arfib, 2010; Vanrell and Olive, 2015; Arfib *et al.*, 2018), la compréhension globale de son fonctionnement hydroclimatique reste limitée.

En raison de son emplacement, la grotte Cosquer est soumise à des dynamiques hydroclimatiques très particulières, notamment influencées par les vagues et les tempêtes. Les premières études climatiques ont montré que la grotte peut atteindre une surpression de l'air de 0,1 bar (Vouvé *et al.*, 1996; Malaurent and Vouvé, 2003) après des évènements de forte houle, probablement en raison de l'intrusion d'air dans la grotte au travers des conduits karstiques immergés. Cependant, cette surpression se dissipe lentement au travers de la formation peu perméable.

Compte tenu de la sensibilité de la grotte aux conditions océanographiques et de sa vulnérabilité face à la montée du niveau marin liée au changement climatique, une meilleure compréhension des processus hydroclimatiques est essentielle pour établir les conditions climatiques permettant la conservation des œuvres. Ce projet s'intègre dans une étude multidisciplinaire qui associe Sciences humaines et sociales, Géosciences, et sciences des matériaux pour appréhender et interpréter ce site unique, et doit aussi permettre d'aider aux choix de conservation à mettre en œuvre.

L'hydroclimat des grottes est fortement influencé par la circulation de l'air dans le karst, un processus encore mal compris. Trois types de circulation peuvent être distingués : (1) la circulation de l'air à l'intérieur des grottes ; (2) la circulation à travers le massif calcaire peu perméable ; et (3) la circulation dans les vides karstiques noyés, typiques des karsts côtiers.

Si la circulation interne de l'air est bien documentée, notamment via des mesures *in situ* de CO_2, radon ou température (Kowalczk and Froelich, 2010; Gázquez *et al.*, 2022; Sainz *et al.*, 2022), les échanges au travers du massif rocheux restent peu étudiés (Jiao and Li, 2004). La perméabilité à l'air est couramment mesurée à l'échelle centimétrique sur des

[3] Les derniers résultats (03/2025) montrent une fréquentation continue de 28000 et 16000 ans BP non cal. Ces dates sont encore à l'état de recherche et sont amenées à évoluer.

échantillons (plugs, Borgomano *et al.*, 2013), ce qui ne reflète pas toujours les propriétés globales d'un massif fracturé et karstifié. La perméabilité à l'eau dans des aquifères karstiques est couramment mesurée par des essais de pompage (Trefry and Johnston, 1998; Garin *et al.*, 2022), mais très peu d'études abordent la question de la perméabilité à l'air à l'échelle d'un massif (Kuang *et al.*, 2013). Par ailleurs, la circulation de l'air dans les zones noyées demeure totalement inexplorée.

Dans le cas de la grotte Cosquer, ces deux dernières circulations (à travers le massif et dans les zones noyées) jouent pourtant un rôle déterminant en générant une surpression dans la grotte. Celle-ci abaisse les niveaux d'eau dans la grotte, contribuant indirectement à la conservation des œuvres.

L'objectif principal de ce travail est de modéliser les écoulements d'air et d'eau dans cet hydrosystème côtier pour prédire les variations des niveaux d'eau. Cette problématique se décline en plusieurs questions scientifiques :

- Comment estimer les volumes des vides karstiques au-delà des zones accessibles ?
- Comment évaluer la perméabilité à l'air du massif rocheux et quels en sont les facteurs déterminants ?
- Quels liens peut-on établir entre les entrées d'air dans la grotte et les conditions océanographiques externes ?
- Quel est le taux de renouvellement de l'air dans la grotte et quels mécanismes le régulent ?
- Comment ces éléments permettent-ils de modéliser les variations des niveaux d'eau ?
- Comment la température de la mer influence-t-elle les températures internes et les mouvements d'air ?

En complément de ces larges questions scientifiques, cette thèse a deux autres objectifs : (1) Il s'agit de la première thèse dédiée à la grotte Cosquer depuis sa découverte en 1991, et la première étude d'envergure sur la caractérisation hydroclimatique de la grotte Cosquer. Ce mémoire de thèse propose donc une synthèse exhaustive des données acquises depuis 2014 ; (2) cette thèse vise à apporter des éléments de connaissance pour la conservation du site. Il est donc proposé, pour finir, de formuler les questions appliquées, dans une démarche transdisciplinaire, avec les réponses issues des résultats et des interprétations précédentes.

Pour atteindre ces objectifs, ce travail s'appuie sur le suivi hydroclimatique *in situ*, mis en place depuis 2014 et enrichi au cours de ces recherches (température de l'air, de l'eau et de la roche, concentration en radon 222, taux de CO_2). Ce suivi est complété par des données externes (météorologiques et océanographiques). Une partie importante du travail consiste donc à collecter des données sur sites, rechercher des données externes afin de les assembler pour construire le jeu de données. Ces données sont croisées afin de comprendre la dynamique globale de la grotte. Des méthodes statistiques permettent d'identifier les relations non linéaires entre différents paramètres, tandis qu'un ensemble

de méthodes numériques est employé pour développer des modèles physiques et statistiques.

Ce manuscrit est structuré en sept chapitres :

- **Chapitre I : Les grottes ornées et leur conservation**
  Les grottes ornées s'inscrivant dans des systèmes karstiques, une brève synthèse de ce qu'est le karst, sa structure générale et les processus de karstification sont présentés. Une liste non exhaustive des phénomènes d'origine naturelle et anthropique pouvant conduire à une dégradation des vestiges archéologiques est dressée et mènera à lister les risques spécifiques à la grotte Cosquer.
- **Chapitre II : Cas d'étude, matériel et données**
  Le cas d'étude de la grotte Cosquer, sa découverte, sa morphologie et son fonctionnement hydroclimatique tel que compris jusque-là sont présentés, suite à quoi l'ensemble des données exploitées au cours de ce travail est présenté : les mesures *in situ* dans la grotte Cosquer, les données météorologiques ou océanographiques.
- **Chapitre III : Fonctionnement hydroclimatique, volume de la grotte et perméabilité du massif**
  Focalisé sur les données de pression et de niveau d'eau dans la grotte, ce chapitre décrit les variations à plusieurs échelles temporelles. Ces comportements permettent de déterminer diverses propriétés de la cavité, comme son volume, les flux d'air, le renouvellement de l'air et la perméabilité du massif grâce à l'application de la loi des gaz parfaits sur les variations de pression à l'échelle de la marée et la loi de Darcy sur les variations de pression à l'échelle de l'été. Ce chapitre est composé de l'article publié le 04/09/2024 dans la revue *Hydrology and Earth System Science* (HESS) et intitulé « *Mesoscale permeability variations estimated from natural airflows in the decorated Cosquer Cave (SE France)* ». Des compléments de résultats et des éléments méthodologiques sont également inclus dans une seconde partie.
- **Chapitre IV : Relation entre les conditions hydroclimatiques et océanographiques**
  Ce chapitre met en relation les données hydroclimatiques et les données océanographiques pour identifier l'origine des augmentations de pression de l'air. Une méthode est développée pour automatiser l'identification des événements de mise en pression dans les données hydroclimatiques. Il est ensuite montré quelles sont les conditions océaniques qui génèrent des vagues qui engendrent les entrées d'air dans la grotte. Ce chapitre est également rédigé en anglais sous la forme d'un article, qui sera prochainement soumis avec le titre « *Oceanographic and hydroclimatic data explain groundwater level below the sea level in the coastal karst hosting the decorated Cosquer cave (SE France)* ».
- **Chapitre V : Modélisation des niveaux d'eau dans la grotte et effets du réchauffement climatique**
  Deux méthodes indépendantes sont utilisées pour modéliser les variations du niveau d'eau : une approche statistique pour les baisses des niveaux d'eau et une approche

physique pour les remontées. Ces modèles sont replacés dans le contexte du réchauffement climatique et permettent de faire une première projection du fonctionnement hydroclimatique de la grotte en fonction du niveau marin.

- **Chapitre VI : Microclimatologie de la grotte Cosquer**
  Des éléments complémentaires sur la microclimatologie de la grotte sont présentés ici. À la différence des précédents chapitres qui montraient des méthodes et des discussions abouties, ce nouveau chapitre donne accès à des lots de données complémentaires, qui ouvrent des perspectives d'études futures autour des questions de circulation de l'air au sein de la grotte, et de l'impact sur la condensation et l'évaporation sur les parois. Les nouvelles données présentées sont issues des nouvelles sondes installées durant la dernière année de thèse : température de l'air, de l'eau et de la roche et radon de l'air. Des interprétations préliminaires sont proposées, croisées avec les données dans l'eau (température et conductivité électrique).
- **Chapitre VII : Synthèse à l'attention des responsables du site**
  L'ensemble de ce travail s'inscrivant dans un projet d'étude pluridisciplinaire plus large, ce dernier chapitre propose une synthèse des connaissances sous forme de questions-réponses, permettant une appropriation du travail par un public au-delà des experts. Ce chapitre est également une opportunité pour présenter des résultats n'ayant pas trouvé leur place dans les précédents, tel que l'évolution long terme des paramètres hydroclimatiques ou la comparaison interannuelle des paramètres influant sur le niveau d'eau dans la grotte à la fin de l'été.

Peinture du bison, grotte Cosquer, 24/07/2018. Photo : S. Touron



Chapitre I :
Les grottes ornées et leur conservation

« Nous sommes en -35 000. Dans cette nature intacte et sauvage, les mammouths cohabitent paisiblement avec les chevalmouths, les poulmouths et les vermouths »

Alain Chabat, RRRrrrr !!! (2004)

I.1 Introduction

L'art rupestre regroupe l'ensemble des œuvres d'art réalisées par l'Homme sur des supports rocheux en plein air, sur les parois d'un abri sous roche ou d'une grotte. Dans ces deux derniers cas, on parle d'art pariétal. Les sites rupestres sont, par conséquent, généralement moins bien conservés que les sites pariétaux, ces derniers étant protégés des agressions des variations climatiques extérieures (Otte *et al.*, 2009).

Les grottes ornées appartiennent pour la plupart à des systèmes karstiques. Elles sont constitutives d'un système naturel complexe caractérisé par des circulations actives de fluides, tels que l'eau ou l'air, dans le volume rocheux et qui génèrent des échanges entre les vides souterrains et la roche au travers de la paroi. Les cavités ornées ont leur propre dynamique conservatoire, marquée par une stabilité différente et par des facteurs de fragilité spécifiques. Des modifications rapides du milieu ou de l'environnement proches sont donc potentiellement porteuses de facteurs de déstabilisations du climat ou de dégradations des systèmes naturels souterrains et par extension des œuvres qui y sont abritées. La compréhension de ces environnements, ainsi que de leurs paramètres physico-chimiques et biologiques, est donc essentielle. Elle permet de déterminer les conditions climatiques ayant permis la conservation des vestiges afin de maintenir ces conditions et de préserver au mieux les œuvres.

L'art en milieu souterrain est singulier et spécifique à l'Europe paléolithique. Près de 300 grottes ou abris ornés sont connus à ce jour, répartis essentiellement en France, Espagne et Italie, parmi lesquelles peuvent être citées les grottes de Lascaux, Chauvet ou d'Altamira pour les plus connues. La valeur patrimoniale de ces témoignages anthropiques uniques fait qu'ils bénéficient, en France, d'une protection juridique avec l'inscription ou le classement au titre des monuments historiques.

Le cas étudié dans le cadre de cette thèse est la grotte Cosquer, un cas unique d'une grotte ornée se trouvant dans un karst côtier, semi-noyé, en liaison directe avec la mer. Cet environnement singulier amène à considérer de nouvelles interactions, notamment avec la mer. Nous nous intéressons, ici, à la dynamique des écoulements d'air et d'eau dans un massif carbonaté karstique côtier. L'objectif est d'étudier les échanges de fluides avec l'environnement afin de comprendre le fonctionnement hydroclimatique de la cavité. Cette étude doit apporter des informations nécessaires aux gestionnaires du site pour les guider vers les meilleurs choix de conservation.

Dans cette partie, nous revenons dans un premier temps à des notions générales sur la formation du karst, puis, nous détaillons dans un second temps les principaux risques de conservation auxquels les grottes ornées peuvent faire face.

I.2 Le karst : un milieu protecteur

La plupart des grottes ornées s'inscrivent dans des karsts. On appelle « grotte » les vides karstiques dans lesquelles l'Homme peut pénétrer. Ces milieux souterrains ont permis de protéger l'art fragile de nos ancêtres des évènements extérieurs. Afin de mieux appréhender ce qui fait des grottes des environnements plus favorables à la conservation

des vestiges archéologiques, il est d'abord nécessaire de brièvement s'intéresser à leur formation.

I.2.1 La formation du karst

Karst est un terme employé pour désigner les paysages dont le processus géomorphologique est dominé par la dissolution de roches encaissantes particulièrement solubles comme le calcaire, la dolomie ou le gypse (Ford and Williams, 2007) et dans lesquels on retrouve des formations spécifiques telles que les dolines, les gorges ou les grottes. Ce type de paysage recouvre environ 30 % de la France, représenté essentiellement par des roches carbonatées (Salomon, 2000).

Le karst désigne également un volume de roche soluble parcouru par des écoulements de fluides souterrains formant des réseaux de vides interconnectés organisés hiérarchiquement pour faciliter la circulation des fluides. Les karsts sont des structures tridimensionnelles complexes anisotropes et hétérogènes.

On appelle karstification le processus de création du karst. La karstification est possible car les roches carbonatées (essentiellement du carbonate de calcium : $CaCO_3$) sont solubles dans l'eau et ce, d'autant plus que l'eau est acide. Cette acidité est due à la présence de CO_2. Il est en faible concentration dans l'atmosphère (~0,04 %) mais peut atteindre des concentrations bien plus élevées dans le sol et est produit essentiellement par l'activité biologique. Ainsi l'agressivité de l'eau météorique est essentiellement acquise lors de sa percolation à travers les sols et par la dissolution du CO_2 pédologique. Le processus de dissolution des carbonates est décrit par l'équation bilan suivante :

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

Les karsts formés par l'acidification d'eau météorique sont dit « épigènes » (Mangin, 1982). Dans le cas où l'agressivité de l'eau est acquise lors de la remontée de fluides profonds, on parle de karsts « hypogènes » (Klimchouk, 2009).

La seule présence de roches solubles n'est pas suffisante pour créer un karst et dépend également de facteurs lithologiques et stratigraphiques (pureté et minéralogie, pendage) et de la structure de la roche (perméabilité, fractures, joints de stratification…). Tous ces facteurs ont également une grande influence sur la répartition des conduits karstiques car ils conditionnent la position des zones karstifiables : ainsi, les conduits auront, par exemple, plus tendance à se développer préférentiellement dans des roches avec des grains fins, le long de certains plans de stratification, le long de fractures ou d'horizons d'inceptions (Jouves, 2018). La formation d'un karst est un processus relativement rapide à l'échelle géologique : de quelques milliers à plusieurs millions d'années. Le karst peut être divisé en 4 zones organisées verticalement (Figure I-1, Mangin, 1975):

- l'épikarst représente la partie superficielle du karst. Elle collecte les eaux d'infiltration. Ces eaux sont drainées vers le bas par des vides plus larges ;
- la zone vadose ou non-saturée est une zone de transfert de l'eau depuis l'épikarst vers la zone épinoyée ;

- La zone épinoyée est la zone contenue entre la surface piézométrique en basses eaux et en hautes eaux ;
- La zone noyée ou saturée correspond à la zone noyée en permanence.

Le diamètre des vides karstiques varie de l'ordre du millimètre jusqu'à plusieurs dizaines de mètres et peuvent faire jusqu'à plusieurs kilomètres de long.

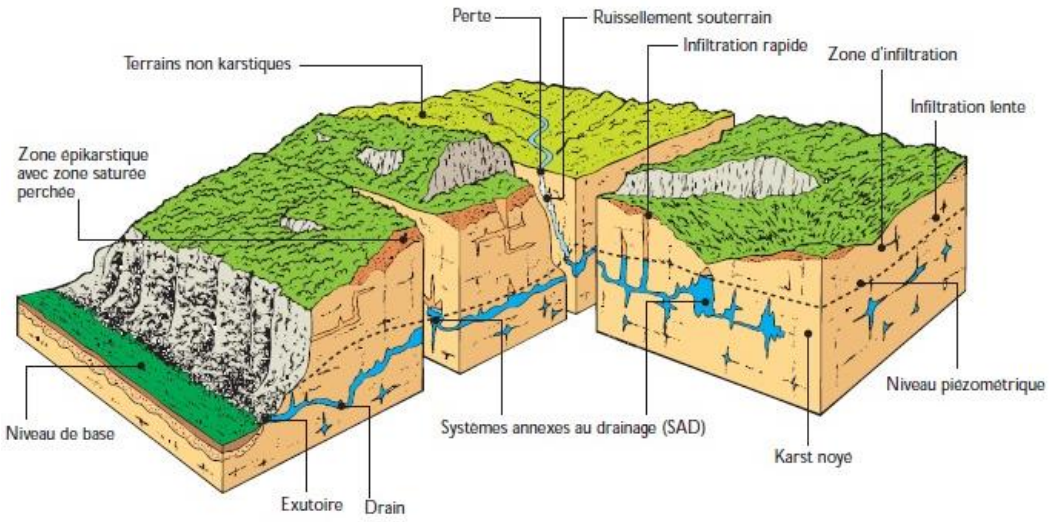


Figure I-1 : Schéma conceptuel d'un aquifère karstique, (Bakalowicz, 1999).

I.2.2 Des conditions de conservation favorables

La découverte des œuvres pariétales – pour certaines – parfaitement préservées, dont les plus anciennes ont jusqu'à 36000 ans (découvertes à la grotte Chauvet) peut sembler relever du miracle. En effet, les milieux karstiques souterrains ne semblent pas, aux premiers abords, des lieux propices à la bonne conservation de l'art. Les karsts sont des milieux humides où la condensation peut être importante jusqu'à former des films d'eau sur les parois, où les taux de CO_2 peuvent être très élevés (jusqu'à 6 % de CO_2 au fond de certaines grottes, contre un taux de 0,04 % dans l'air soit plus d'un facteur 100), bien loin des standards de conservation des musées modernes où température, humidité et renouvellement de l'air sont minutieusement contrôlés. Cette robustesse apparente ne semble pas liée au support utilisé et des figurations sont retrouvées sur différents types de surfaces : roches saines et homogènes, concrétions, encroûtements calcitiques, surfaces peu compactes (comme le mondmilch), placages d'argile ou de limon (Bourges *et al.*, 2006b) ni à la nature du vestige ou à la technique utilisée : tracés au charbon, à l'ocre, à l'hématite, aux oxydes de manganèse, à l'hydroxyapatite ou à l'argile, gravures, sculptures, applications par pinceaux ou brosses ou projections de pigments…

Il est aujourd'hui de notoriété que la conservation de ces traces du passé est liée à la grande stabilité des paramètres climatiques des milieux souterrains (température, humidité, concentration en CO_2, aération…), rendue possible grâce à leur isolement des variations extérieures (Bégouën and Breuil, 1933; Mangin and Andrieux, 1984), que ce soit suite à l'effondrement du porche d'entrée comme à la grotte Chauvet (Delannoy and Geneste, 2020), à des éboulements qui ont bouché l'entrée comme aux grottes de Lascaux

(Malaurent *et al.*, 2009) et Cussac (Fourment *et al.*, 2013) ou par le remplissage de l'entrée comme pour la grotte du Pech-Merle (Bourges *et al.*, 2014).

Ces paramètres ne sont pas stables dans l'absolu – les conditions ayant bien évolué depuis la fin de la dernière ère glaciaire – mais ont évolué suffisamment lentement pour permettre de conserver un équilibre thermodynamique local, notamment au voisinage de l'interface roche/air (Mangin and Andrieux, 1984; Mangin *et al.*, 1999; Bourges *et al.*, 2006b).

L'étude climatique des grottes ornées a d'abord été motivée par des raisons archéologiques, afin de comprendre et de dater les spéléothèmes, concrétionnements ou effondrements de voûtes résultant des alternances climatiques. Bien que l'impact des modifications du climat des grottes ornées sur la conservation des œuvres ait été soulevé par Bégouën and Breuil en 1933, ce sont les évènements survenus à Lascaux à partir de 1960, avec ce qu'on appela « la maladie verte » suivie de « la maladie blanche », qui ont mis en évidence la fragilité de ces milieux. Ces évènements ont fait prendre conscience de l'importance des études climatiques ayant pour objectif la conservation des œuvres. Car, bien qu'elles semblent figées dans le temps, les systèmes karstiques les protégeant ne sont ni hors du temps, ni de l'espace : ils sont à l'interface avec la roche, le sol et l'atmosphère et sont le siège de nombreux échanges de fluides, matières biologiques ou minérales, qui peuvent modifier leur géométrie ou leur climat. Les grottes sont donc des entités « vivantes » et les risques pour la conservation des œuvres et des artéfacts archéologiques sont toujours présents.

I.3 Les risques pour la conservation

Les risques pour la conservation des œuvres pariétales sont nombreux. Nous tentons par la suite de lister de façon non-exhaustive les potentiels facteurs de dégradation. Nous avons séparé ces facteurs en deux catégories : les risques naturels et les risques anthropiques.

I.3.1 Les risques naturels

I.3.1.1 Les facteurs climatiques

I.3.1.1.1 Les facteurs hydroclimatiques

Le climat souterrain (ou hydroclimat) peut être défini comme la distribution spatiale et temporelle de l'humidité et de la température des milieux souterrains (De Freitas *et al.*, 1982). Ces caractéristiques sont déterminées par les échanges d'air entre l'intérieur et l'extérieur des grottes et par les écoulements d'air au sein même des cavités, entre différentes salles ou différentes altitudes d'une salle (Lismonde, 2002; Gázquez *et al.*, 2022), mais sont également les moteurs de ces écoulements. La conduction thermique au travers du massif sus-jacent joue un rôle dans les variations de température des cavités (Lacanette *et al.*, 2009) mais se limite aux grottes peu profondes : les variations journalières de la température sont amorties de 99 % à 1 m de profondeur et les variations annuelles de température sont amorties de 99 % à environ 15 m de profondeur

(Guerrier *et al.*, 2019). Les variations de pression barométrique sont également un vecteur de variation de la température de l'air pouvant aller jusqu'à 1 °C/hPa dans l'entrée des grottes et inférieur à 0,1 °C à plus de 20 m de l'entrée (Perrier *et al.*, 2001; Bourges *et al.*, 2006a; Perrier *et al.*, 2023). L'infiltration de l'eau au travers de la formation rocheuse peut également faire varier la température de l'air dans la grotte (Luetscher and Jeannin, 2004). Toutefois, les écoulements d'air sont le mécanisme le plus important pour expliquer les variations du climat souterrain.

Dans les grottes avec deux ouvertures, les écoulements d'air sont gouvernés par les gradients de densité de l'air entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte ou entre les entrées. Ces écoulements sont permanents tout au long de l'année et la direction de l'écoulement varie selon la saison (Lismonde, 2002; Gabrovšek, 2023). Dans les grottes avec une seule ouverture, les écoulements d'air résultent des gradients de densité de l'air entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte (Lismonde, 2002; Malaurent *et al.*, 2006; Huang, 2018). Ces écoulements sont sujets à des saisonnalités, avec généralement des écoulements importants l'hiver, l'air plus froid à l'extérieur (donc plus dense) s'écoulant dans la grotte, et une stratification des masses d'air l'été, l'air étant plus froid dans la grotte (Perrier *et al.*, 2007; Lacanette *et al.*, 2023). En l'absence d'échange d'air avec l'extérieur dans les zones confinées, l'encaissant rocheux impose la température et l'humidité de l'air de la grotte (De Freitas *et al.*, 1982). Ces gradients de densité de l'air sont dus aux différences de température, d'humidité et/ou de concentration en CO_2 de l'air, soit entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte, soit au sein même de la grotte.

Ces mouvements d'air modifient la température et l'humidité de l'air de la grotte et contrôlent les processus d'évaporation et de condensation aux parois, mais régulent également les concentrations en CO_2 de l'air. La concentration de CO_2 dans l'atmosphère est d'environ 0,04 %, loin des concentrations de CO_2 dans les milieux souterrains qui peuvent atteindre 6 % à 10 % (Kukuljan *et al.*, 2021). Le CO_2 peut avoir des origines profondes, remontant au travers de différents accidents géologiques, mais est majoritairement d'origine biologique, produit par la respiration des racines ou provenant de la dégradation de la matière organiques dans le sol (Kuzyakov, 2006). La concentration en CO_2 dans l'air et dans l'eau du sol et de la zone vadose dépend alors de la densité et du type de couvert végétal au-dessus de la grotte, des processus de conversion de la matière organique en CO_2 et des schémas de recharge en eau du massif (Mattey *et al.*, 2016). Le transport du CO_2 dans le sol vers la grotte se fait par diffusion, sous l'effet de la différence de concentration en fonction de la profondeur (Houillon, 2016), par advection, sous l'effet du gradient de densité ou transporté sous forme dissoute dans les eaux de percolation (Bourges *et al.*, 2020).

La dynamique de la concentration de CO_2 en milieu souterrain est particulièrement importante pour quantifier les effets de dissolution et de précipitation des carbonates : une pression partielle de CO_2 dans l'air, supérieure à la pression partielle de CO_2 dissout dans l'eau sur les parois, entraîne une dissolution des carbonates. À l'inverse une pression partielle de CO_2 dans l'air, inférieure à la pression partielle de CO_2 dissout dans l'eau sur les parois, entraîne la précipitation de calcite sur les parois (Baker and Genty, 1998). Ce

phénomène de dissolution/précipitation dépend non seulement des concentrations de CO_2 mais aussi de la température du milieu (Houillon *et al.*, 2017).

La concentration en CO_2 de l'air des grottes varie au cours de l'année en fonction des régimes de renouvellement de l'air des grottes. Le renouvellement de l'air, son intensité et sa saisonnalité dépendent essentiellement de la géométrie de la grotte comme son inclinaison ou son nombre d'ouvertures (Lismonde, 2002). Par exemple, dans une grotte avec deux ouvertures à des altitudes différentes, le flux d'air, donc son renouvellement, est continu, l'orientation du flux ne dépendant alors que de la saison (Lismonde, 2002; Gabrovšek, 2023). Dans le cas des grottes à une seule ouverture, le flux d'air est saisonnier et dépendra de l'inclinaison des conduits : pour un conduit ascendant, le renouvellement se fait l'été, lorsque la température de l'air dans la grotte est inférieure à la température extérieure, et une stratification des masses d'air se met en place l'hiver. Dans le cas d'un conduit descendant, la saisonnalité est inversée (Luetscher and Jeannin, 2004; Malaurent *et al.*, 2006; Liñán *et al.*, 2018).

Les variations de CO_2 sont également spatiales, sa concentration étant généralement plus importante au fond des grottes, comme à la grotte Chauvet (classée MH en 1995) où la concentration en CO_2 à 250 m de l'entrée est 2,5 fois supérieure à celle à 90 m de l'entrée (Bourges *et al.*, 2020).

Les processus de karstification ne s'arrêtent pas dès lors que l'Homme du Paléolithique supérieur a laissé ses empreintes. Néanmoins, la conservation des œuvres dans les grottes ornées durant des millénaires témoigne de la mise en place d'équilibres ayant entraîné son arrêt. Des changements rapides des régimes de ventilation d'une grotte peuvent entraîner un déséquilibre qui peut mener à une dissolution du support des œuvres ou, au contraire, à un recouvrement des œuvres par précipitation de la calcite comme cela a été observé dans la grotte de Pech-Merle (classée MH en 1951, Figure I-2, Bourges *et al.*, 2014; Bourges and Enjalbert, 2020), dans la grotte dite de la Combe d'Oulen (classé MH en 1911, Touron and Frouin, 2022) et dans la grotte de Gargas (classé MH en 1910, Bégouën and Breuil, 1933). À long terme, cette alternance de condensation/évaporation de l'eau à la paroi aurait pu provoquer un épaississement de la couche minérale ou à l'inverse provoquer la dissolution des œuvres et entraîner la disparition de la frise. Pour endiguer ce problème, l'étanchéité des entrées de grottes a été revue.

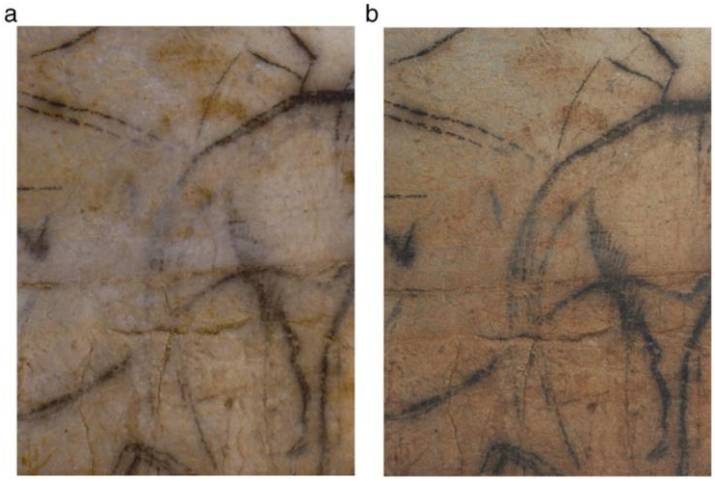


Figure I-2 : a) Atténuation du contraste de la queue de cheval de la "Frise Noire" en hiver (photographie de mars 1978). b) Depuis 2001, la queue de cheval est visible toute l'année, probablement grâce à l'amélioration de la fermeture de la grotte, photographie prise en mars 2013. (Bourges et al., 2014)

La compréhension du climat souterrain, et plus généralement du système auquel appartient la cavité, est primordial pour appréhender les conditions dans lesquelles se conservent les œuvres. Le suivi climatique à long terme des grottes ornées est aujourd'hui le meilleur outil à notre disposition pour prévenir des risques hydroclimatiques de conservation. La température mesurée en plusieurs points de l'air, de la roche et de l'eau, la mesure des concentrations en CO_2 dans l'air et dans l'eau de percolation, l'humidité de l'air ou le taux de renouvellement de l'air sont autant d'indicateurs du fonctionnement et de la bonne santé des milieux souterrains (Andrieux, 1977; Quindos *et al.*, 1987; Mangin *et al.*, 1999; Bourges *et al.*, 2010). Le renouvellement de l'air d'une grotte est classiquement calculé à partir des mesures de concentration en radon, un gaz radioactif naturellement présent en plus ou moins grande quantité dans toutes les roches, ou de CO_2 de l'air (Richon *et al.*, 2005; Perrier *et al.*, 2007; Sáez *et al.*, 2021).

I.3.1.1.2 Les facteurs liés à l'eau

L'eau joue un rôle majeur dans le contrôle des concentrations en CO_2 des grottes et dans les processus de précipitation/dissolution des carbonates, mais ce ne sont pas les seuls risques pour la conservation. En effet, son évaporation, c'est-à-dire l'assèchement des parois, peut réduire la cohésion des grains de pigment entre eux mais aussi avec la paroi, entraînant des risques de chutes de matière ou une mise en suspension en cas d'humidification importante de la paroi.

La présence d'un film humide sur la paroi n'est pas un problème en soi. Cependant, l'alimentation en eau de ce film humide, au-delà d'une certaine épaisseur, provoque des ruissellements et peut mobiliser les pigments des peintures (Bourges and Enjalbert, 2020). Ces sources d'eau peuvent être dues à une condensation importante, de l'eau s'écoulant des fissures dans la paroi ou directement par la porosité de la roche aussi appelée crue pariétale (grotte de la Calbière dite grotte de Niaux (classée MH en 1913) et grotte de Pech-Merle ; Bourges *et al.*, 2014; Bourges and Enjalbert, 2020). Dans ce dernier cas, des solutions de détournements des écoulements d'eau par pose ou creusement de larmiers peuvent être mises en place.

Suite à des écoulements d'eau, des vermiculations peuvent apparaître : ce sont des dépôts fins, irréguliers et discontinus, de quelques centimètres, de long de matières présentes sur les parois des grottes. La formation des vermiculations est due à la mobilisation du matériel à la paroi (poussières, pigments…) par du ruissellement, mais pourrait également avoir une origine biologique (Addesso *et al.*, 2021). En plus d'être inesthétique, ce phénomène peut, dans certains cas, s'exercer sur des pigments et les remobiliser jusqu'à affecter des tracés pariétaux (grottes de Niaux ou de Lascaux (classée MH en 1940) ; Clottes, 1981; Hoerlé *et al.*, 2011).

I.3.1.1.3 Les efflorescences

Des sels, autres que le carbonate de calcium, sont naturellement présents dans les roches. Le sulfate de calcium (généralement sous forme de gypse) est le deuxième sel le plus abondant dans les milieux karstiques après la calcite (Onac, 2012). L'eau présente dans les parois et la saturation en humidité quasi-permanente dans les grottes permet de maintenir ces sels sous forme dissoute. Une baisse de l'humidité relative du milieu entraîne une cristallisation de ces sels. Ce passage à l'état solide détériore la roche suivant deux mécanismes (Charola, 2000) :

- la pression de cristallisation : une pression de cristallisation hydrostatique peut se développer lorsqu'une solution sursaturée occupe un volume inférieur à celui des cristaux précipités, additionné à celui de la solution saturée résiduelle comme c'est le cas pour la plupart des sels courants (Charola, 2000) ;
- la pression d'hydratation : pression produite par l'hydratation des sels qui prennent alors plus de place (Derluyn *et al.*, 2014).

À la surface de la roche, cela se traduit par l'apparition de cristaux de sel sur les parois, aussi appelée efflorescence. Ces efflorescences apparaissent dans les zones avec de fortes variations de température et d'humidité relative. En fonction de la solubilité de chaque phase saline, des cycles de cristallisation/dissolution et d'hydratation/déshydratation peuvent se produire à la fois de manière saisonnière et à court terme, provoquant de graves tensions sur la pierre et des dommages à court ou long terme (Germinario and Oguchi, 2021). Les endommagements de la roche dus à la cristallisation des sels produits sont typiquement l'écaillage de surface, la fissuration profonde, l'expansion, la désintégration granulaire, la pulvérisation de surface et la microfissuration (Siegesmund *et al.*, 2002). Les dommages dépendent non seulement du ou des sels considérés, mais également des propriétés de la roche. Ce processus est particulièrement dommageable pour la conservation de monuments bâtis anciens, mais se retrouve également dans les grottes ornées (grotte Chabot, Figure I-3A ; Touron and Bouchardon, 2020; Frouin and Touron, 2022b). Des sels peuvent être introduits par l'Homme : l'eau de Javel ou hypochlorite de sodium, parfois utilisée comme biocide, contient du chlore qui est à l'origine de sels hygroscopiques (chlorures) destructeurs de la pierre (Touron *et al.*, 2019) ou lors de moulages au plâtre, comme cela était couramment fait par le passé, qui induisait un apport en sulfate de calcium.

I.3.1.1.4 Gélifraction

La gélifraction (ou cryoclastie) est un processus géomorphologique d'altération des parois par météorisation de la roche due à une succession de cycles de gel/dégel de l'eau présente dans la roche. Deux processus sont à l'origine de l'altération de la roche par gélifraction :

- l'expansion volumétrique où l'eau a la particularité de voir son volume augmenter de 9 % lors de sa solidification (Walder and Hallet, 1986). Ce phénomène est minoritaire dans le processus de dégradation de la roche ;

- la cryosuccion qui se produit lorsque de l'eau se déplace au travers d'un milieu poreux vers le lieu de gel où se forme une lentille de glace. En grandissant, la lentille de glace exerce une pression sur les parois du milieu poreux. Cette pression peut être telle qu'elle peut entraîner la rupture de la roche (Deprez *et al.*, 2020).

Les durées de la période de gel, la température, la saturation en eau et la structure de la roche vont déterminer sa dégradation (Matsuoka and Murton, 2008). La gélifraction se produit dans toutes les régions humides où les roches subissent une fluctuation de température au-delà du point de congélation. Cependant, les températures dans les grottes ornées restent positives (au cours de la période interglaciaire) et relativement constantes au cours de l'année car elles sont protégées par le karst. Même si les zones ornées (présentes généralement dans les parties profondes des grottes) ne sont pas directement menacées par le phénomène de gélifraction, les parois du karst peuvent l'être si elles sont localisées à proximité de l'extérieur (Grotte d'Oullins, Figure I-3B ; Touron and Frouin, 2022). Dans ce cas, la succession de perte de matière liée à la cryoclastie entraîne un amincissement de la paroi et donc éventuellement une perte des œuvres situées sur celle-ci. En dehors de la perte d'information archéologique, ce phénomène peut, à terme, entraîner une déstabilisation du climat de la grotte.

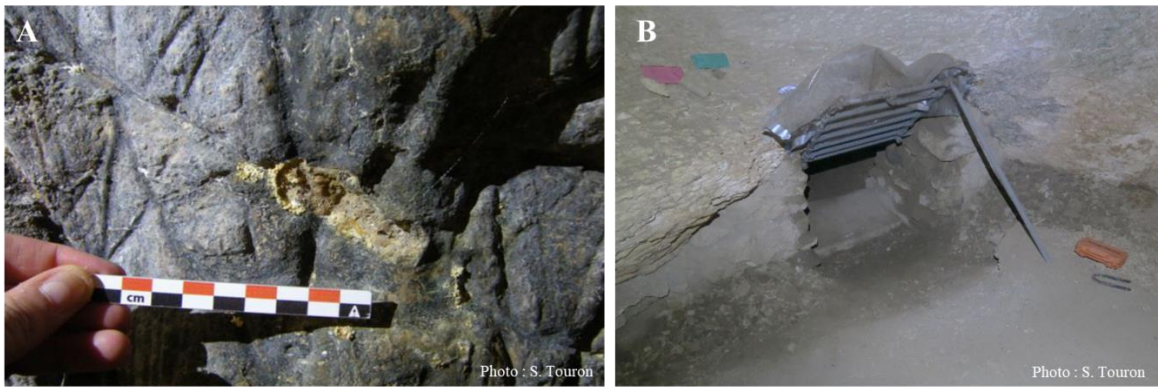


Figure I-3 : (A) Efflorescences visibles sur la paroi de la grotte Chabot (Touron and Bouchardon, 2020) ; (B) à la Baume d'Oullins, la partie basse de la paroi est touchée par la gélifraction, des morceaux de roches détachées de la paroi sont visibles au sol (Touron and Frouin, 2022).

I.3.1.1.5 Le changement climatique

Le changement climatique survenu entre la dernière ère glaciaire (120 000 à 10 000 ans BP) et l'actuel climat interglaciaire a été relativement lent, permettant aux milieux souterrains de s'adapter. Cette lenteur a favorisé la conservation de certaines grottes ornées jusqu'à aujourd'hui. Cependant, étant donné les conditions spécifiques nécessaires à la préservation des œuvres pariétales et leur grande vulnérabilité, il est probable qu'une part importante des grottes ornées ait disparu au fil du temps. Le changement climatique actuel est le plus rapide observé au cours des 2000 dernières années et la température la plus élevée depuis 125 000 ans. La question de l'adaptation des milieux souterrains à ces changements se pose. Il a déjà été montré que les milieux souterrains se réchauffent plus rapidement que l'augmentation des températures globales : à la grotte de Marsoulas (classé MH en 1910), une dérive de la température de +1,09 °C/décade est observée

contre une augmentation de la température globale de 0,4 °C/décade (Bourges and Enjalbert, 2020). Les effets climatiques extérieurs induisent une dérive à la hausse des températures moyennes qui sont préoccupantes pour la conservation des grottes ornées et dont les conséquences devront être anticipées (Bourges and Enjalbert, 2020).

Le changement climatique soulève également des interrogations sur l'évolution du couvert végétal (Bourges and Enjalbert, 2020). Avec l'augmentation des températures et l'augmentation de la fréquence des stresses hydriques, la résistance des plantes mais également des pathogènes peuvent s'en retrouver modifiée et entraîner une migration ou un remplacement du couvert végétal (Coakley *et al.*, 1999; Burdon and Zhan, 2020). Un changement du couvert végétal se traduirait directement par une variation des infiltrations d'eau et de la production de CO_2 pédologique, induisant une variation de sa concentration en milieu souterrain.

Un changement des régimes pluviométriques provoquerait aussi des modifications des régimes de recharges en eau des massifs et des changements des concentrations en CO_2 sont donc attendus dans les cavités (Houillon, 2016).

I.3.1.2 Les facteurs biologiques

I.3.1.2.1 La flore

Les grottes sont généralement des environnements pauvres en nutriments, avec des températures relativement stables et basses et des concentrations minérales élevées. Par conséquent, les grottes peuvent être considérées comme des environnements extrêmes pour la vie et fournissent des niches écologiques pour des micro-organismes hautement spécialisés (Leplat *et al.*, 2019). Ces milieux sont souvent très limités en ressources en raison de la quasi absence de lumière, qui limite la croissance des micro-organismes ou organismes photosynthétiques (Schabereiter-Gurtner *et al.*, 2004).

Malgré cela, des bactéries ont été retrouvées dans toutes les peintures rupestres et les grottes étudiées jusqu'à présent et représentent une colonisation naturelle. Les bactéries, les champignons et les arthropodes ont tous établi des relations trophiques fragiles et équilibrées entre les prédateurs et les proies de telle sorte qu'aucune des espèces présentes ne prend le dessus sur les autres. Certaines pourraient même présenter des propriétés antifongiques (Jurado *et al.*, 2009a).

Toutefois, ces interactions sont sensibles au changement. Elles peuvent se retrouver interrompues par des modifications de l'environnement notamment pour l'adaptation des milieux souterrains à l'Homme. L'apport de chaleur, d'humidité, mais également de nutriments (poussières, matières organiques) et de particules extérieures (spores, graines, bactéries) sont autant d'éléments pouvant mener à la rupture de cet équilibre (Leplat *et al.*, 2017) : une espèce prend alors le dessus sur les autres et se développe rapidement (Lefèvre, 1974). L'éclairage permanent des parois dans les grottes touristiques associé à l'humidité ambiante favorisent le développement d'algues.

Les effets des proliférations biologiques varient selon les espèces. D'un point de vue purement esthétique sur les parois, cela se traduit la majeure partie du temps par des

recouvrements verts pour des organismes chlorophylliens. Néanmoins, à long terme, ces microorganismes, sécrétant des acides organiques, sont responsables d'une destruction des supports. Certaines bactéries sont capables de biominéralisation en induisant la précipitation de calcite menant à la formation de voiles blanchâtres (Cuevza *et al.*, 2009; Touron *et al.*, 2019). L'accroche des moisissures dans la paroi provoque une dégradation mécanique et chimique de la roche et donc une dégradation des supports des œuvres.

Les problèmes de conservation liés à des proliférations biologiques sont apparus pour la première fois à la grotte de Lascaux (appelé « maladie verte ») avec l'apparition de taches vertes en 1960 et qui impliquera sa fermeture définitive en 1963 (Lefèvre, 1974; Sarradet, 1979). La grotte de Lascaux est le cas le plus connu de développements anarchiques de microorganismes (« maladie verte » en 1960, « maladie blanche » en 2001 et taches noires en 2007 ; Coye, 2009; Martin-Sanchez *et al.*, 2012) mais est loin d'être le seul, les grottes d'Altamira (entrainant sa fermeture définitive en 2002), de Font-de-Gaume (classé MH en 1902), Chabot et de Gargas étant également des exemples (Brunet and Vidal, 1984a).

Les produits phytosanitaires (antibiotiques, eau formolée ; Lefèvre, 1974) ont été les premiers traitements utilisés. Cependant la surutilisation de traitements chimiques peut être à l'origine de la modification du biotope de la cavité avec une sélection de souches plus résistantes et une association d'espèces résistantes (Alabouvette *et al.*, 2009). Pour ces raisons, il est souvent recommandé d'opérer une rotation des produits utilisés (Martin-Sanchez *et al.*, 2012). Plus récemment, le traitement par rayonnement UV-C a porté ses fruits comme alternative aux produits chimiques pour traiter efficacement les proliférations biologiques chlorophylliennes (Frouin *et al.*, 2021 et références à l'intérieur). Ces éléments ne sont que des mesures curatives et ne remplacent pas la mise en place de mesures préventives comme la limitation du nombre de visiteurs ou l'emploi d'éclairages adaptés par exemple.

Dans le cas des grottes peu profondes, le développement racinaire des arbres peut atteindre les cavités. Ces racines, en plus de participer à la détérioration du support rocheux peuvent être le siège de développement anarchique de microorganismes (Leplat *et al.*, 2017; Frouin and Touron, 2019).

I.3.1.2.2 La faune

Le cas des chauves-souris

Les chiroptères font partie intégrante de l'écosystème des cavités. La plupart des grottes naturellement accessibles et offrant des conditions favorables ont été colonisées par des chauves-souris. Leur présence n'est pas anodine et peut radicalement impacter la stabilité des grottes jusqu'à profondément changer leur morphologie par des processus de biocorrosion. Jusqu'ici concentrées sur les régions intertropicales, favorables au développement de grandes colonies, les études de l'impact de la biocorrosion dans les grottes à nos latitudes se sont développées ces dernières années (Shahack-Gross *et al.*, 2004; Bruxelles *et al.*, 2016; Dandurand *et al.*, 2019; Bigot *et al.*, 2022).

La biocorrosion, observée sur les voûtes, parois, sols et concrétions, se manifeste souvent sous forme de coupoles. Les chauves-souris, par leur respiration, produisent de la vapeur d'eau et du CO_2, formant de l'acide carbonique qui dissout les carbonates, entraînant la formation progressive de cloches biogéniques (Bruxelles *et al.*, 2022). L'accrochage répétitif des chauves-souris accélère ce processus par désagrégation mécanique des roches poreuses. Les guanos libèrent des acides nitriques et sulfuriques lors de leur minéralisation qui peuvent être transportés par convection et aérosols, dissolvant calcaires et calcite sur les parois des grottes (Bruxelles *et al.*, 2022).

Contrairement aux processus géomorphologiques traditionnels affectant principalement les entrées des cavités, la biocorrosion peut atteindre des profondeurs jusqu'à 2 km (Bruxelles *et al.*, 2022). Cela peut entraîner un recul des parois de 4 à 9 mm/ka et une expansion des conduits jusqu'à quatre fois leur volume initial (Barriquand *et al.*, 2021; Touron 2023).

La biocorrosion pose des défis pour la conservation des grottes ornées, pouvant effacer une couche picturale de 100 µm en moins de 30 ans et une gravure de 1 mm en moins de 250 ans (Touron *et al.*, 2024). L'étude de grottes ornées d'Occitanie montre une exclusion systématique entre les zones biocorrodées et les secteurs ornés (Bruxelles *et al.*, 2022). Dans certains cas, les œuvres pariétales ont été réalisées sur des parois déjà affectées par la biocorrosion avant l'occupation humaine. La biocorrosion est si fréquente et a un impact tel que la question de la conservation d'œuvre jusqu'à aujourd'hui se pose. Elle est parfois attribuée à l'éloignement des colonies de chauves-souris ou à l'obstruction rapide des entrées des grottes après leur fréquentation par l'Homme, comme observé dans les grottes de Chauvet, Lascaux, de Cussac, de Niaux et du Pech-Merle (Bruxelles *et al.*, 2016 ; 2022).

Le reste de la faune

Les grottes, et plus généralement les milieux souterrains, peuvent servir de refuges pour de petits animaux tel que les rats, les loirs ou les renards. Ces animaux, en plus de produire des déjections, peuvent introduire de la matière organique, vecteur de contaminations biologiques.

La présence de certaines espèces d'araignées peut, elle, être bénéfique à la conservation. Ces prédateurs limitent et régulent la présence de certains insectes. Certaines faunes pariétales peuvent devenir vectrices de la propagation de spores de champignons si leur population augmente trop (De Guichen, 2014). Dans le même temps, les arthropodes peuvent contribuer à la dispersion de spores et donc au développement fongique.

I.3.2 Les risques liés à l'Homme

Nous avons vu que de nombreux risques naturels pèsent sur les grottes ornées et il très probable que seule une fraction des traces préhistoriques nous soit parvenue. La découverte de ces lieux a impliqué une nouvelle fréquentation anthropique qui par ses actions, directes ou indirectes, ont des impacts significatifs et souvent irréversibles sur ces précieux sites archéologiques.

I.3.2.1 Les aménagements

I.3.2.1.1 Modifications morphologiques

La découverte des grottes ornées nécessite la plupart du temps une désobstruction de l'entrée pour y accéder (Bourges *et al.*, 2014). Dans certaines grottes, des aménagements importants sont opérés pour faciliter les déplacements ou en vue d'une ouverture au public. Par exemple, dans le cas de la grotte de Lascaux, des terrassements, la stabilisation du sol, des creusements pour pose de gaines, des aménagement de tranchées, de murets et de soutènements sont réalisés pour son ouverture au public en 1948 (Coye, 2009). Ces modifications de la morphologie des grottes entraînent des changements aérologiques menant à une déstabilisation du climat avec les conséquences évoquées précédemment (dissolution/précipitation, condensation/évaporation, modification des concentrations de CO_2…). Une rupture de l'équilibre climatique souterrain est définitive mais une solution pour tenter de retrouver une nouvelle stabilité climatique (qui n'est pas celle antérieure à la découverte) est le re-confinement du milieu souterrain. Cela a eu des conséquences positives dans certains sites (grotte de Pech Merle ; Bourges *et al.*, 2006a ; Bourges and Enjalbert, 2020) mais les résultats peuvent aussi être plus mitigés (grotte de Marsoulas ; Bourges *et al.*, 2014).

I.3.2.1.2 Aménagement mobilier

Les environnements souterrains, caractérisés par un climat difficile (forte humidité, écoulements d'eau, présence de CO_2, etc.), constituent un défi pour la pérennité des aménagements destinés à sécuriser et à faciliter la progression dans les cavités (escaliers, grillages, mains courantes...). Dans ces conditions particulières, les risques de pourrissement du bois ou de corrosion sont importants et peuvent être à l'origine d'un développement fongique, d'une coloration des sols (Frouin and Touron, 2021) ou de dépôts de matière et augmentent les risques de développements biologiques (Touron and Orial, 2008; Touron *et al.*, 2019; Touron, 2022). Ceci constitue donc un problème à la fois pour la conservation du milieu mais également pour la sécurité des visiteurs.

I.3.2.1.3 Aménagement de l'environnement extérieur

Une partie du pouvoir de régulation des milieux souterrains est liée à l'environnement extérieur. Le couvert forestier régule les échanges thermiques entre le sous-sol et l'atmosphère extérieure et intervient dans les infiltrations d'eau et les flux de CO_2. Bien que les interrelations soient complexes et les résultats peu prévisibles, une modification du couvert (création de parkings, agriculture, déforestations, déversement de remblai…), aura des conséquences sur le climat et le pouvoir de régulation des grottes (Mangin *et al.*, 1993). Des aires géographiques avec des restrictions d'activité peuvent être mises en place pour permettre une bonne conservation des grottes ornées.

I.3.2.1.4 L'empoussièrement

Les parois peuvent subir un empoussièrement dû à des travaux, des fouilles archéologiques ou la présence de visiteurs. Ces poussières réduisent la lisibilité des

œuvres et peuvent constituer une réserve de nourriture pour les microorganismes (Frouin and Touron, 2021; Touron and Frouin, 2022).

I.3.2.2 La sur-fréquentation

L'attrait croissant pour les grottes ornées a entraîné une augmentation significative du nombre de visiteurs, ce qui peut engendrer des modifications profondes des conditions naturelles souterraines.

Par son métabolisme, l'Homme produit du CO_2 (par la respiration), de l'eau (par la transpiration et la respiration, environ 40 g_{eau}/h ; Brunet and Vidal, 1984a) et de la chaleur (de 100 à 140 W/personne, (Perrier *et al.*, 2023). Les perturbations locales de la température créent des mouvements convectifs ainsi que des différences de température entre l'air et la paroi. Ces conditions, associées aux apports hydriques, favorisent la condensation sur les parois qui peut provoquer des suintements sur les œuvres avec les conséquences déjà évoquées précédemment.

Durant les visites, le CO_2 produit par la respiration peut surpasser toutes les autres sources (Lang *et al.*, 2017) : le CO_2 produit par les visiteurs peut augmenter de 2 à 9 fois les niveaux naturels de CO_2 (Baker and Genty, 1998; Lang *et al.*, 2017). Dans le cas de la grotte de Font-de-Gaume (Dordogne), les taux de CO_2 varient naturellement entre 0,1 et 0,3 % (Brunet and Vidal, 1984a). Cependant, ces valeurs pouvaient dépasser 2 % dans les zones ornées lorsque la fréquentation dépassait 800 visiteurs par jour (Frouin *et al.*, 2021). En se dissolvant dans l'eau de condensation favorisée par les apports hydriques et thermiques, ce CO_2 forme de l'acide carbonique qui entraîne la dissolution des supports. Cette dissolution peut être jusqu'à 78 fois plus importante que la dissolution naturelle (Sánchez-Moral *et al.*, 1999). Lorsque les effets thermiques des visiteurs atteignent un niveau critique et ne peuvent plus être dissipés par la régulation naturelle de la cavité, ceux-ci induisent des phénomènes d'évaporation pour dissiper l'énergie (Mangin *et al.*, 1999), donc un assèchement des parois. Pour limiter les effets des visites, des seuils du nombre de visites/jour et de temps par visite sont mis en place. Ces seuils sont déterminés grâce au suivi hydroclimatique des cavités, en faisant la corrélation des anomalies de températures, des taux de CO_2 et de l'humidité avec le nombre de visiteurs (Brunet and Vidal, 1984a; Mangin *et al.*, 1999; Piguet, 2013). Ce seuil de visite est propre à chaque grotte et dépend de son positionnement dans le karst, de sa morphologie et de sa capacité à réguler les apports énergétiques (Brunet and Vidal, 1984a).

Des quantités importantes de matières organiques sont apportées par les visiteurs (par l'haleine, la sueur, les peaux mortes, les cheveux… ; Brunet and Vidal, 1984a; Jurado *et al.*, 2009b) mais également des micro-organismes extérieurs introduits par les vêtements. Ces micro-organismes peuvent trouver, dans les grottes, des conditions idéales pour leur développement, favorisées par l'humidité produite par les visiteurs et l'éclairage quasi permanent en période de visite. En prévention, des pédiluves à l'eau formolée ont été mis en place dans des grottes comme Font-de-Gaume ou la grotte d'Arcy-sur-Cure pour limiter la contamination par les chaussures (Frouin *et al.*, 2021). Néanmoins, ces pédiluves sont actuellement abandonnés car leur renouvellement devait être fréquent et

pouvait également avoir une pression sélective sur la biodiversité microbienne. Aujourd'hui, sur les 200 sites ornés du Paléolithique recensés en France, seulement 27 sont ouverts au public (Touron, Com. pers.).

Un des cas les plus spectaculaires et les plus récents est celui de Carlsbad Caverns au Nouveau Mexique (classé patrimoine mondial de l'Unesco) où un visiteur a fait entrer et a abandonné un sachet de chips dans la grotte. En peu de temps, microbes et champignons ont envahi le paquet, suivi de grillons, mites, araignées et mouches ne faisant pas parti de l'écosystème de la grotte. Ces individus ont participé à disperser les nutriments, permettant aux moisissures de se propager ce qui a entraîné l'apparition d'un nouveau cycle biologique (Durand, 2024).

I.3.2.3 Le vandalisme

Au-delà des perturbations engendrées par la simple présence de visiteurs dans le milieu souterrain, certaines cavités ont subi des dégradations majeures dues à des actes de vandalisme.

De nombreuses dégradations sont involontaires, dues à une méconnaissance de l'importance des œuvres, de leur localisation dans le site, à de la maladresse ou simplement au matériel utilisé. Des graffitis et projections de boulettes d'argiles sur les parois sont recensés dans plusieurs grottes comme les grottes de la Baume Latrone et de Font de Gaume (Dordogne, Brunet and Vidal, 1975; 1982; 1984b; 1992; de Maupeou and Roudil, 1984; Brunet *et al.*, 1997; Frouin *et al.*, 2021). Certains graffitis datent du XVIII^{e} ou XIX^{e} siècle (comme à la grotte de Rouffignac; Plassard and Plassard, 2000), une époque où l'on était loin d'imaginer l'existence d'œuvres anciennes mais où les grottes alors connues étaient fréquentées. Des tentatives maladroites d'amateurs pour effacer des traces récentes ont eu pour effet d'étaler les pigments sur la paroi, réduisant la lisibilité des œuvres de façon définitive, d'autres ayant essayé de « réparer » les œuvres en complétant des tracés authentiques ou en les repassant pour les rendre plus visibles (de Maupeou and Roudil, 1984). Le piétinement de paléosols, le frottement de vêtements, des appuis maladroits avec les mains ou des chocs sur les parois ont également porté atteinte à l'intégrité des parois ornées (Rouzaud and Aubert, 1992). L'utilisation dans le passé de lampes acétylènes produisait de grandes tâches de noir de fumée lorsqu'elles étaient approchées des parois comme à la Baume Latrone (Gard) ou la grotte de Rouffignac (Dordogne, de Maupeou and Roudil, 1984; Brunet *et al.*, 1997).

D'autres dégradations sont le résultat d'acte malveillant, comme des graffitis modernes, des traces de doigts récentes dans les couches meubles (mondmilch) qui se superposent aux tracés authentiques (la Baume-Latrone), des grattages des parois, coups de burin ou coups de canif (Brunet and Vidal, 1974; Plassard and Plassard, 2000). Enfin, bien que peu de cas aient été rapportés, les risques de pillages ou de fouilles clandestines existent. Par exemple, la grotte néandertalienne du Baré (en Haute-Savoie) n'est pas une cavité ornée mais a subi de nombreux pillages d'ossement (Grosjean, 2022).

Ces dégradations sont dans la plupart des cas irréversibles, mais dans les cas des dégradations par dépôts sur les parois (graffiti, argile, noir de fumée…) ceux-ci peuvent être nettoyés par des restaurateurs d'œuvres d'art qualifiés car il est important de

différencier ce qui est préhistorique de ce qui est récent (Brunet and Vidal, 1984b; de Maupeou and Roudil, 1984). La première tentative de nettoyage d'une grotte ornée a été réalisée à la Baume-Latrone et des travaux similaires ont également été réalisés dans la grotte de Rouffignac (Brunet and Vidal, 1992).

I.3.2.4 La recherche

Alors que les agressions de la nature, les aménagements, les afflux de touristes ou le vandalisme sont les causes principales de dégradation des grottes ornées les plus souvent citées, l'impact de la recherche scientifique est rarement évoqué.

A la découverte d'une grotte ornée, le dégagement de l'entrée pour faciliter l'accès, l'excavation de remplissages argileux ou le bris de planchers stalagmitiques pour faciliter la circulation sont autant d'actions qui peuvent modifier son aérologie. Lors de la phase d'exploration, la recherche spéléologique de nouvelles galeries peut mener, par exemple, à la destruction d'empreintes dans les paléosols (Clottes, 1984).

Au-delà de possibles maladresses, certaines techniques de relevé des œuvres faisaient courir, par le passé, des risques importants aux parois : les relevés par calques directs (particulièrement risqués sur des supports meubles) ou le moulage des gravures qui pouvait laisser des traces après applications ou provoquer des arrachements de matières sont des exemples. Grâce au progrès techniques, ces méthodes sont aujourd'hui désuètes et ont laissé place à des techniques indirectes (photogrammétrie, lasergrammétrie…) moins problématiques. Les études des pigments imposent actuellement l'utilisation de méthodes non-invasives et non-destructives mais parfois, des prélèvements destructeurs sont nécessaires, bien que les quantités nécessaires aujourd'hui soient infimes (Clottes, 1984).

La simple présence d'un chercheur en milieu souterrain, de par son métabolisme, n'a pas moins d'impact que la présence d'un touriste. Des quotas de présence peuvent dans ces cas être imposés aux scientifiques (à la grotte de Lascaux, un quota de 5 visiteurs pendant 35 min par jour a été mis en place (Delannoy and Gauchon, 2008). Abandonné en 2002 lors de la prolifération de *Fusarium Solani*, le temps de présence autorisé aujourd'hui est proche de 0).

La diffusion de l'information relative aux grottes ornées est un dilemme. D'une part, elle peut susciter l'intérêt de visiteurs curieux ou mal intentionnés (cf. §I.3.2.3). D'autre part, elle demeure indispensable pour la communication auprès des spécialistes et la diffusion des connaissances auprès du public.

Finalement, faut-il privilégier l'étude et les fouilles d'un site archéologique, au risque d'altérations inévitables, ou opter pour sa sanctuarisation totale, au prix de lacunes de connaissances considérables ? Néanmoins, ces risques sont quantifiables et des mesures et des limitations d'accès peuvent être prises en considérant toujours en compte la balance bénéfices/risques pour le site considéré.

I.4 Conclusion

La découverte d'expressions artistiques et culturelles de nos ancêtres sur les parois de grottes et abris semble relever du miracle tant les facteurs ayant pu mener à leur disparition et présentés dans ce chapitre, sont nombreux. Malgré leur apparente robustesse, il ne faut pas se laisser aveugler par un éventuel biais du survivant et il est très probable que seule une partie des manifestations artistiques de ces peuples nous soit parvenue.

La découverte de ces sanctuaires s'est souvent accompagnée de la création ou d'une transformation des ouvertures, qui peut conduire à une évolution du climat souterrains. Aujourd'hui, la compréhension fine de ces climats souterrains, au travers d'un suivi de leurs paramètres bio-physico-chimiques, est le meilleur outil à notre disposition pour prévenir des changements de ce climat, avec des effets potentiellement destructeurs, et mettre en place des mesures correctives.

De par sa connexion directe avec la mer, la grotte Cosquer est soumise à des risques de conservation inédits, dont le plus visible est la variation du niveau marin. Le cas singulier qu'est la grotte Cosquer, le suivi hydroclimatique et plus généralement l'ensemble des données permettant une meilleure compréhension de ce système font l'objet du prochain chapitre.

Observation du panneau des chevaux, 02/10/2023. Photo : S. Touron



Chapitre II :
Cas d'étude, matériel et données

« Le panneau des chevaux d'abord, le matériel ensuite, les Hommes après »

À la mémoire de Patrice Cabanel

II.1 Introduction

Le suivi climatique des grottes ornées est une méthode précieuse, d'une part, pour comprendre les conditions environnementales dans lesquelles se conservent les œuvres et d'autre part pour prévenir le plus tôt possible tout signe d'une déstabilisation du climat des grottes (Bourges, 2017; Frouin et Touron, 2022b). Ce suivi est devenu courant dans la gestion de nombreuses grottes ornées. Les principaux paramètres suivis sont la température de l'air et de la roche, la pression, l'humidité relative et le CO_2 et peuvent être complétés par d'autres paramètres tel que la mesure de radon (Bourges *et al.*, 2014; Peyraube *et al.*, 2018; Sainz *et al.*, 2022). Dans le cas de la grotte Cosquer, le suivi climatique initialement mis en place dans les années 1990 et 2000 (Malaurent and Vouvé, 1995, 2003) n'avait duré que quelques mois. En octobre 2014, un nouveau suivi hydrogéologique *in situ* de la grotte Cosquer a été mis en place pour un suivi long terme (Arfib *et al.*, 2018; Arfib, 2021) de la température de l'air et de l'eau, la conductivité électrique de l'eau, la pression de l'air et les variations de niveau des plans d'eau. Ce suivi a été élargi au cours de la thèse avec de nouvelles sondes de température de l'air et de la roche, le remplacement de sondes CTD et des mesures du radon. À l'extérieur de la grotte, les conditions météorologiques et océanographiques proviennent de différentes sources externes, issues de mesures ou calculées par des modèles.

Ce chapitre vise dans un premier temps à présenter le cas d'étude de la grotte Cosquer, son contexte géographique et géologique, sa morphologie et est l'occasion de revenir brièvement sur son histoire. Une fois familiarisé avec le cas d'étude, dans un second temps, sont présentés en détail le matériel installé, les paramètres suivis, les difficultés rencontrées ainsi que les données complémentaires utilisées.

II.2 Entre terre et mer : présentation du cas d'étude de la grotte Cosquer

II.2.1 Contexte géographique, géologique et hydrogéologique

La grotte Cosquer est localisée entre les villes de Marseille et Cassis, au cœur du Parc National des Calanques (Figure II-1A). Ce massif de collines caractéristiques de garrigues est marqué par une côte escarpée où se succèdent les falaises et les criques appelées calanques. Plus précisément, la grotte est au sein de l'éperon calcaire qui forme le flanc ouest de la péninsule du Cap Morgiou qui sépare les calanques de Sormiou, à l'ouest, et de Morgiou à l'est (Figure II-1B). Le cap Morgiou a une orientation générale de 135 °N et la falaise au droit de la grotte fait face au sud-ouest avec une orientation de 131 °N.

La grotte est creusée dans des calcaires récifaux du Crétacé inférieur (Masse *et al.*, 2020), d'âge Barrémien à faciès urgonien (Figure II-1A). Ces roches sont des carbonates compacts, formés de calcaires biodétritiques à patine très blanche, localement riches en rudistes. D'après les observations faites sur lame-minces, ces calcaires ne présentent pas de porosité (Lamarche *et al.*, 2012; Matonti *et al.*, 2015). Le cap Morgiou est constitué d'épais bancs de calcaires urgoniens faiblement inclinés (entre 20 et 30°, Figure II-2a) et

fortement fracturés (Figure II-2b). Une partie de ces fractures sont néanmoins comblées par de la calcite (Figure II-3).

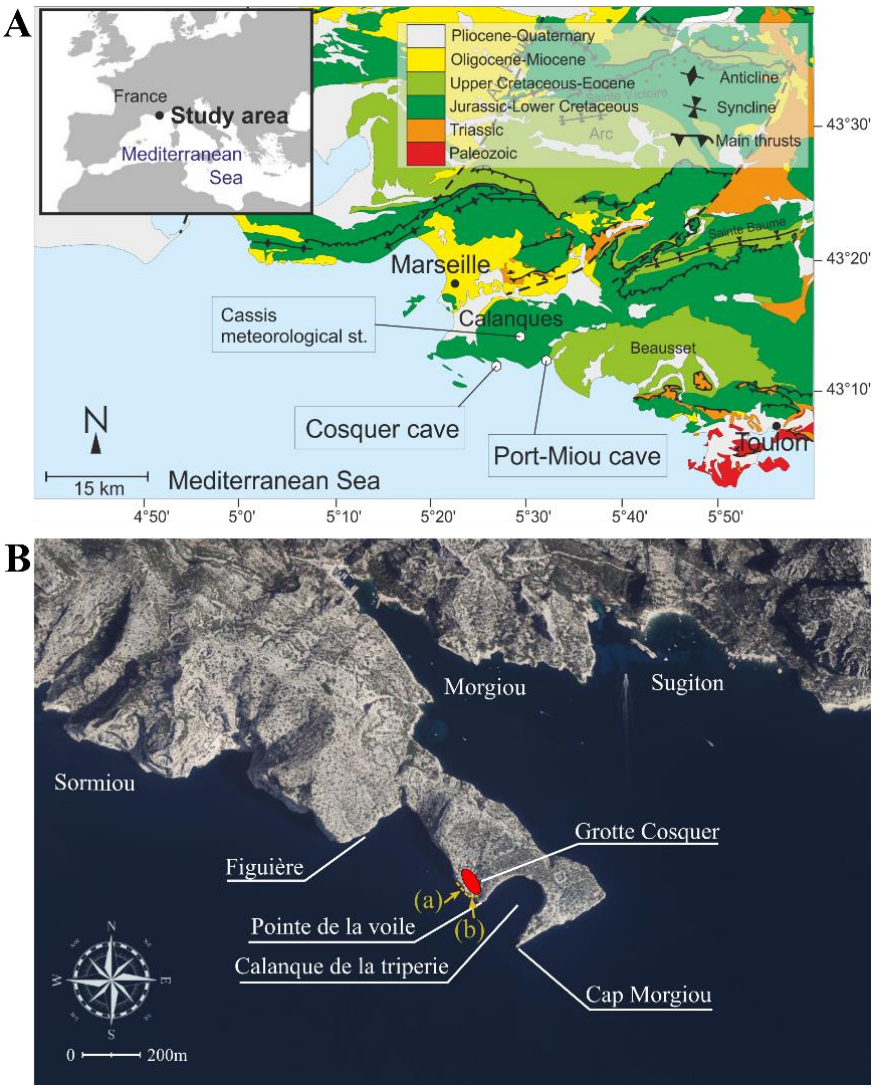


Figure II-1 : (A) Carte structurale de la région Provence (sud-est de la France), avec localisation de la grotte Cosquer, de l'observatoire de Port-Miou et de la station météorologique de Cassis. Modifié d'après Lamarche et al., 2012. (B) Vue aérienne satellite du Cap Morgiou et des alentours. Les lettres (a) et (b) indiquent d'où ont été prises les photos de la Figure II-2. Source : https://www.geoportail.gouv.fr/.

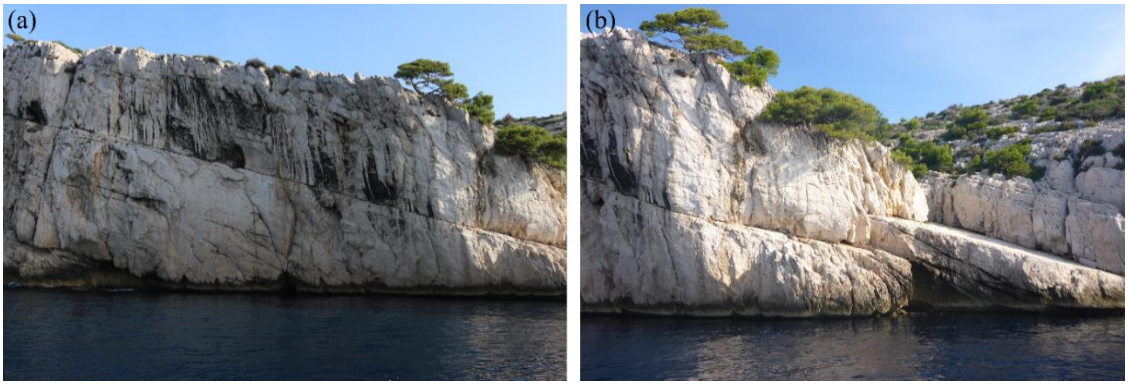


Figure II-2 : Photographie de la falaise au droit de la grotte Cosquer. Les orientations et lieux d'où sont prises les photos (a) et (b) sont indiqués sur la Figure II-1. Crédits photos : B. Arfib.



Figure II-3 : Photos d'une faille calcifiée prise sur le cap Morgiou. Crédit photo : B. Arfib.

Aucune ouverture de la grotte ne donne sur l'extérieur au-dessus du niveau de la mer. La grotte Cosquer est partiellement noyée et est hydrologiquement liée à la mer. Il n'y a aucun cours d'eau de surface ou souterrain au Cap Morgiou. La grotte a été fréquentée autour du dernier maximal glaciaire, il y a environ 20000 ans cal. BP. À cette période, le niveau de la mer était entre 120 et 135 m plus bas qu'aujourd'hui (Benjamin *et al.*, 2017). Le réchauffement de la planète qui a suivi la dernière ère glaciaire a entraîné la remontée du niveau de la mer et l'entrée s'est retrouvée noyée entre 10000 et 8000 ans BP (Sartoretto *et al.*, 1995; Lambeck and Bard, 2000) et se trouve aujourd'hui à -37 m sous le niveau de la mer.

II.2.2 Morphologie de la grotte Cosquer

L'entrée de la grotte Cosquer se trouve à -37 m sous le niveau actuel de la mer Méditerranée. Elle donne sur un conduit karstique de 3 m à 6 m de large et environ 120 m de longueur. Ce conduit remonte le long du pendage jusqu'au niveau de la mer et émerge sur la Salle 1. La partie exondée de la cavité ne représente qu'un quart de l'ensemble de la grotte. Elle est divisée en deux salles partiellement noyées : la Salle 1 au sud sur laquelle débouche le conduit d'accès, et la Salle 2 au nord (Figure II-4A et B). Ces deux salles comprennent l'ensemble des zones ornées. Elles ne sont pas strictement séparées et le passage de l'une à l'autre se fait par le « Hublot » ou un autre passage entre les blocs plus au nord. Au nord de la Salle 2 se trouve le Grand Puits, un puits quasi-vertical qui se développe 35 m au-dessus du niveau de la mer et plonge sur environ 20 m en dessous. Un conduit karstique supérieur se développe sur un joint de stratification au-dessus des salles ornées. Ce conduit supérieur est relié d'un côté à la Salle 2 par le Grand Puits et de l'autre côté à un petit plan d'eau relié à la mer par des conduits et fractures peu profonds. La Salle 1 est un vaste espace d'environ 50 m de côté dont plus de la moitié de la surface est noyée. La partie nord-est de la salle est envahie par des blocs d'effondrements détachés du plafond et forme la zone du Chaos. La Salle 2 est de taille plus modeste : environ 15 m de large et 48 m de long.

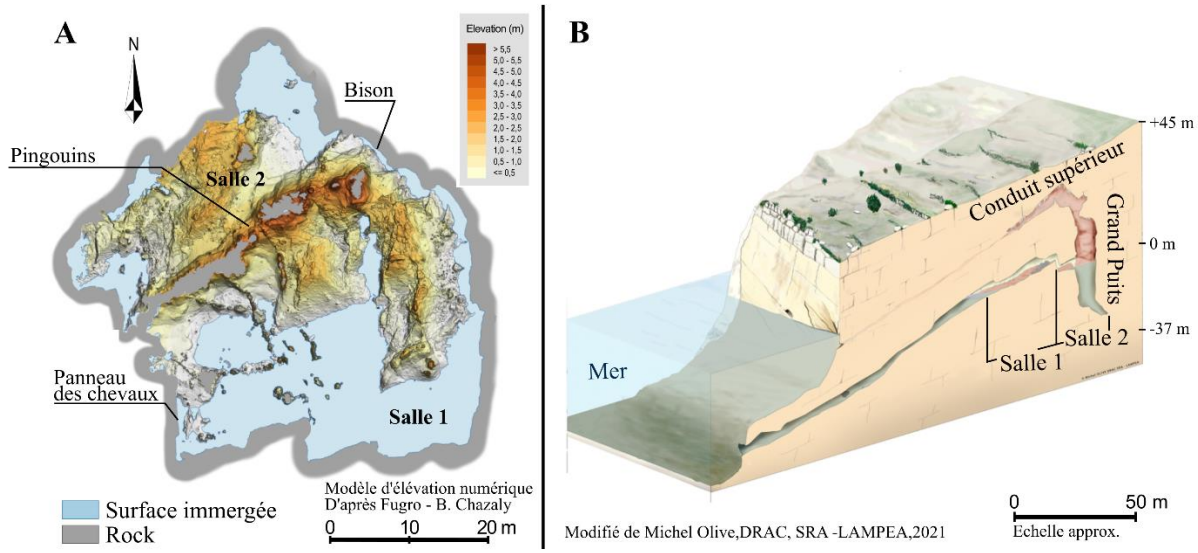


Figure II-4 : Carte topographique de la grotte Cosquer. Les zones bleues sont les plans d'eau (carte réalisée par C. Font, 2023, Équipe grotte Cosquer). (B) Coupe schématique de la grotte Cosquer. L'entrée du conduit se trouve à 37 m sous le niveau de la mer. Modifié d'après Olive and Vanrell, 2021.

II.2.3 Contexte archéologique

La fréquentation de la grotte Cosquer s'étale sur près de 11000 ans, entre 32500 et 19000 ans cal. BP (Clottes *et al.*, 1992b; 1992a; 1997; Valladas *et al.*, 2001; 2017). À cette période, proche du dernier maximal glaciaire (environ 20000 ans cal. BP), le niveau marin était de 120 m à 135 m plus bas que le niveau actuel et l'entrée de la grotte se trouvait à un peu plus de 8 km de la mer. À cette époque, le paysage était bien loin de la garrigue que nous connaissons et correspondait plutôt à une vaste plaine à la végétation clairsemée de type steppique, recouverte de pins sylvestres, genévriers, herbes et prairies parfois humides.

Deux phases de fréquentation peuvent être distinguées, entre 32500 et 26500 ans cal. BP, lors du pléniglaciaire moyen, et entre 25000 et 19000 ans cal[4]. BP lors du pléniglaciaire supérieur. D'un point de vue culturel, ces deux phases correspondent respectivement aux périodes du Gravettien/Gravettien ancien et à l'Épigravettien ancien (Vanrell and Olive, 2020a).

Bien que dans la partie noyée de la grotte les œuvres soient perdues à jamais et ne laisse donc qu'une vision tronquée de la richesse initiale de la grotte, les parois émergées de la grotte n'en restent pas moins abondamment décorées. Ce sont 553 entités graphiques qui ont pu être inventoriées depuis les premières opérations et ce nombre continue d'augmenter. Treize espèces animales, 69 mains négatives rouges et noires et 237 signes abstraits, traces décoratives et formes géométriques ont été relevés. Il s'agit principalement de gravures, plus rarement de peintures ou de dessins au charbon ou dans certains cas des pigments rouges (probablement de l'hématite, Vanrell and Olive, 2020b).

[4] Les derniers résultats (03/2025) montrent une fréquentation continue de 28000 et 16000 ans BP non cal. Ces dates sont encore à l'état de recherche et sont amenées à évoluer.

Certains thèmes sont communs pour l'art paléolithique comme le cheval (largement représenté dans la grotte, Figure II-5B) ou les bisons (Figure II-5C), mais d'autres, notamment liés à la mer, sont extrêmement rares comme les pingouins (Figure II-5A) ou les phoques (Figure II-5D).

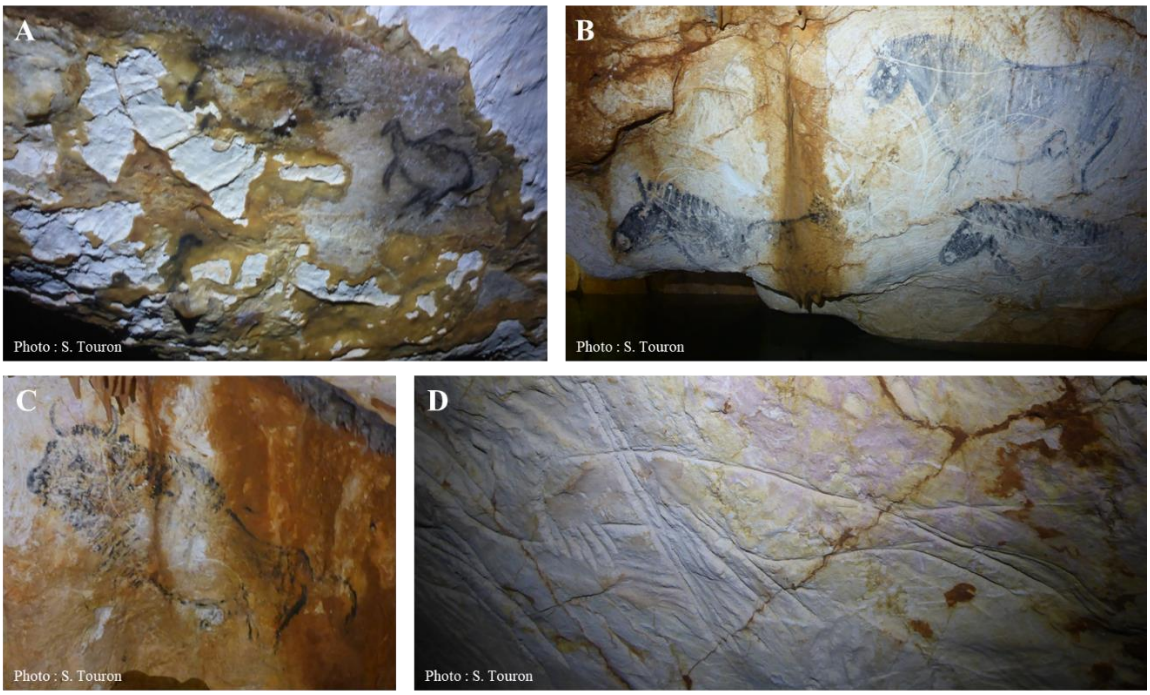


Figure II-5 : Quelques œuvres dans la grotte Cosquer : (A) peinture de 3 pingouins ; (B) le panneau des chevaux. Ce panneau est utilisé comme témoin des variations du niveau dans la grotte. (C) peinture d'un bison et (D) gravure d'un phoque. Crédit photo : S. Touron.

II.2.4 Découverte et responsables administratifs de la grotte

En 1985, au cours de ses explorations sous-marines dans les calanques, le plongeur Henri Cosquer découvre l'entrée d'une grotte à 37 m de profondeur. Il poursuit ses explorations dans le conduit et finit par atteindre ce que l'on appelle aujourd'hui la Salle 1. C'est le 9 juillet 1991 qu'il découvre les premières peintures et gravures. Le 1er septembre 1991, trois plongeurs grenoblois perdent la vie en tentant l'exploration. Deux jours après cet accident mortel, Henri Cosquer déclare la grotte aux autorités compétentes, le 3 septembre 1991, qui portera désormais son nom : la grotte Cosquer. Le quartier des affaires maritimes de Marseille transmet l'information aux services concernés du ministère de la Culture: le département des recherches archéologiques subaquatiques et sous-marines (DRASSM), le Service régional de l'archéologie (SRA) de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur et la Sous-direction de l'archéologie (SDA ; André and Colom, 2001).

Dès le 19 septembre 1991, une mission d'expertise des figures de la grotte est organisée sous la direction du DRASSM. J. Courtin, historien et plongeur, assure la direction scientifique des opérations. Au vu de la dangerosité que représente la plongée spéléologique, la marine nationale est sollicitée et engage 8 professionnels de la plongée

extrême qui rejoignent l'équipe à bord de l'Archéonaute[5]. L'information de la découverte d'une grotte préhistorique sous-marine dans les Calanques parait dans la presse et marque le début de la couverture médiatique de la cavité.

Bien qu'authentifié par J. Clottes (spécialiste du Paléolithique supérieur et de l'art pariétal et président de la commission scientifique et technique de la grotte), l'authenticité de la grotte est remise en question. Il faudra attendre un an, jusqu'en novembre 1992, pour avoir les premiers résultats de datations de pigments qui indiqueront des dates paléolithiques. À ce moment-là, la datation carbone réalisée sur des charbons suggèrent que la plus ancienne fréquentation de la grotte remonte à 27900 ans BP (Clottes *et al.*, 1992c). La grotte est classée au titre de Monument Historique le 2 septembre 1992.

La grotte Cosquer se trouve dans le Parc national des calanques et est donc la propriété de l'État. Bien qu'étant sur un terrain sous la responsabilité du ministère de la Transition écologique, c'est le ministère de la culture qui en a la gestion. À l'échelle locale, c'est donc la Direction régionale des affaires culturelles (DRAC) qui en a la gestion. Deux services de la DRAC travaillent conjointement sur la grotte Cosquer : la Conservation régionale des monuments historiques (CRMH) et le Service régional de l'archéologie (SRA). La CRMH organise et finance les travaux, le suivi sanitaire, les interventions et exerce le contrôle scientifique et technique de l'état. La SRA, de son côté, a pour mission de réaliser le contrôle scientifique et technique de l'État pour la recherche archéologique et de transmettre les dossiers et rapports archéologiques aux instances compétentes.

II.2.5 Un fonctionnement hydroclimatique unique

Le climat de la grotte Cosquer a été peu étudié depuis sa déclaration en 1991 pour des raisons de difficultés techniques (absence d'électricité, accessibilité au site compliquée). J. Vouvé, P. Malaurent et J. Brunet ont été les premiers à réaliser une étude hydroclimatique qui a débouché sur une publication en 1996 (Vouvé *et al.*, 1996). Une seconde étude, délivrée sous forme de rapport, est réalisée entre 2001 et 2003 (Malaurent et Vouvé, 2003). Ces études présentent un fonctionnement unique pour un karst côtier : les mesures de pression et de niveau d'eau dans la cavité montrent que la pression de l'air dans la grotte est supérieure à la pression atmosphérique extérieure (Figure II-6). La surpression maximale est de 1,35 hPa et la pression minimale de 0,48 hPa. Par conséquence, le niveau d'eau dans la cavité est plus bas que le niveau de la mer de 1,33 m_{sw} à 0,47 m_{sw}. Ce mécanisme permet de maintenir hors d'eau les œuvres et artefacts proches du niveau de la mer. La pression de l'air de la grotte augmente rapidement au cours d'évènements brefs puis se maintient à une pression supérieure à la pression atmosphérique grâce à une faible perméabilité de la roche encaissante. Ces augmentations d'air sont dues à des entrées d'air extérieur et seraient à mettre en relation avec la houle déferlant sur la falaise. Ils ont également montré que la pression de l'air dans

[5] L'Archéonaute est un navire français d'exploration archéologique affecté au service du DRASSM, service créé par André Malraux en 1966. Il a été le premier navire de ce service, de 1967 à son désarmement en 2005.

la grotte varie avec les variations de niveaux d'eau liés aux marées. Un nouveau suivi climatique est mis en place en octobre 2014 et a permis de confirmer la saisonnalité de ce phénomène (Arfib *et al.*, 2018).

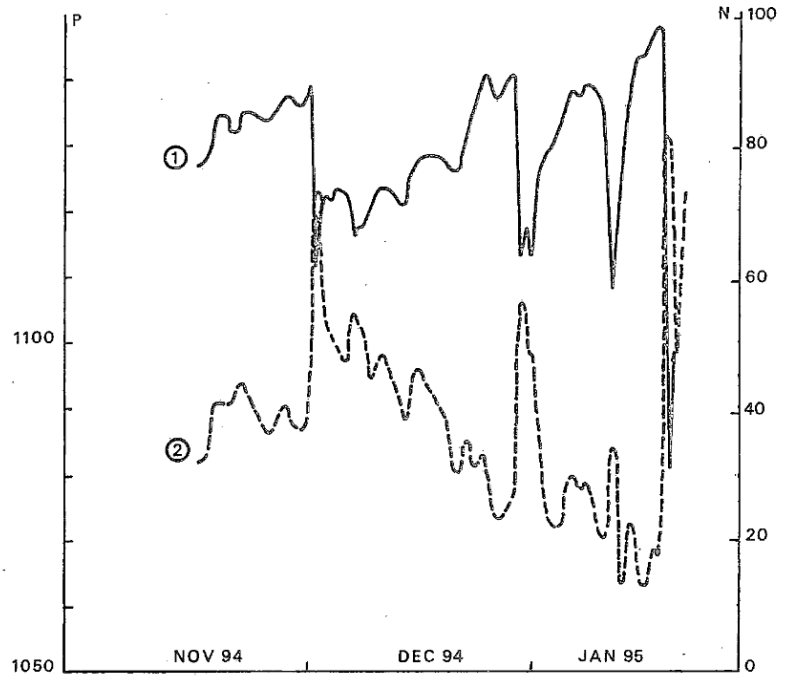


Fig. 4 Relations entre la pression de l'air (P) et les niveaux d'eau (N) dans la cavité. 1, moyenne mobile sur 24 h des variations de P (hPa). 2, moyenne mobile sur 24 h des variations de N (cm).

Relation between air pressure and water level inside the cavity. 1, 24 hrs. sliding average on P (hPa). 2, 24 hrs. sliding average on N (cm).

Figure II-6 : Figure issue de Vouvé et al. (1996) présentant l'évolution de la pression de l'air (courbe 1) et des plans d'eau dans la grotte (courbe 2).

II.3 Suivi hydroclimatique

II.3.1 Mesures dans la grotte Cosquer à partir d'octobre 2014

Le suivi hydroclimatique, débuté le 2 octobre 2014, consiste à réaliser des mesures *in situ* en continu à l'aide de sondes autonomes, et des mesures *in situ* ponctuelles complémentaires lors des relèves des données. Les mesures ponctuelles permettent de vérifier que les sondes autonomes donnent les bons résultats. Trois paramètres sont mesurés en continu :

- la pression absolue dans l'air et dans l'eau ;
- la température dans l'air et dans l'eau ;
- la conductivité électrique spécifique de l'eau (corrigée à 25 °C).

Différents modèles de sondes sont utilisés selon qu'elles soient placées dans l'air ou dans l'eau et selon les périodes. De nombreuses pannes de matériel ont eu lieu au cours du temps mais la redondance du matériel installé a permis d'assurer la continuité des mesures. Tous les modèles de sondes utilisés ainsi que leurs caractéristiques techniques sont présentés dans la Table II-1.

Marque	Modèle	Paramètres	Résolution	Précision	Plage de mesure
Diver	CTD	Pression	10 Pa	50 Pa	
		Température	0,01 °C	0,2 °C	-20 – 80 °C
		Conductivité	10 µS/cm	± 1 %	0,01 – 120 mS/cm
Diver	Cera	Pression	10 Pa	50 Pa	
		Température	0,01 °C	0,2 °C	
STS	DLN 70	Pression	10 Pa	0,1 % (130 Pa)	1 – 100 m
		Température		≤ 1 °C	-5 – 50 °C
Reefnet	Sensus Ultra	Pression	125 Pa	2990 Pa	152 m
		Température	0,01 °C	0,8 °C	-20 – 40 °C

Table II-1 : Présentation des sondes et leurs caractéristiques utilisées pour le suivi hydroclimatique de la grotte Cosquer depuis 2014.

La liste des emplacements des différentes sondes autonomes est donnée ci-dessous et détaillée sur la Figure II-7 :

Dans l'air :

- Dans la Salle 1, les sondes sont suspendues sur une stalagmite à 0,5 m de hauteur au-dessus du sol (à l'ouest du chaos, à environ 5 m de distance au nord de la plage d'arrivée du siphon inférieur, point C sur la Figure II-7) ;
- dans l'extrémité inférieure du conduit supérieur, la sonde est suspendue sur une broche dans la paroi à 1 m de hauteur au-dessus du sol et 5 m de distance de l'eau (point A sur la Figure II-7).

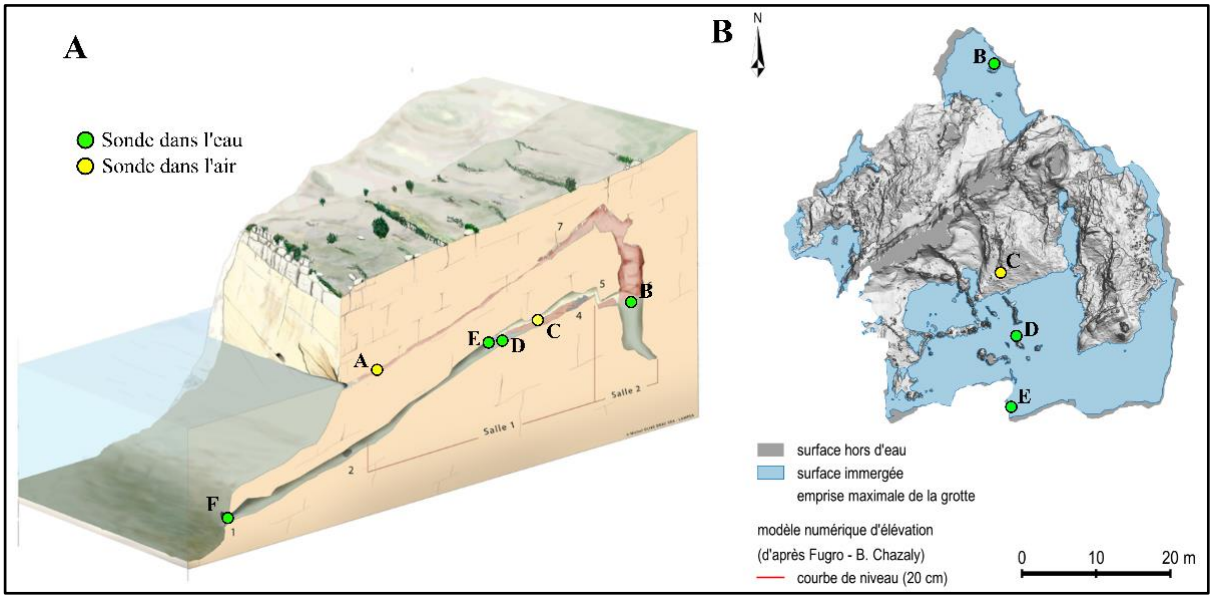


Figure II-7 : Positionnement des sondes autonomes pour le suivi climatique. Les sondes dans l'eau sont marquées par des points verts et les sondes dans l'air par des points jaunes

Dans l'eau :

- dans la Salle 1, à la sortie du conduit inférieur, suspendue à une cordelette d'environ 2 m de longueur, accrochée sur une écaille de rocher décollée de la paroi (point E sur la Figure II-7) ;

- dans la Salle 1, placée dans un tube PEHD rigide fixé sur une stalagmite partiellement noyée (point D sur la Figure II-7) ;
- dans le Grand Puits, placé dans un tube PEHD rigide accroché avec une cordelette autour d'une stalagmite sur le bord est du Grand Puits sous la draperie des mains négatives (point B sur la Figure II-7) ;
- à l'entrée du siphon profond, derrière le portail de l'entrée à 35 m de profondeur (point F sur la Figure II-7). L'emplacement de la sonde a été déplacé de nombreuses fois, en particulier en 2015 lors des travaux sur le portail.

Une mesure est enregistrée toutes les 5 minutes. Les horloges des sondes sont toutes synchronisées avec l'ordinateur permettant la relève des données sur le fuseau horaire UTC+1 (soit l'heure d'hiver en France).

II.3.2 Mesures à Port-Miou

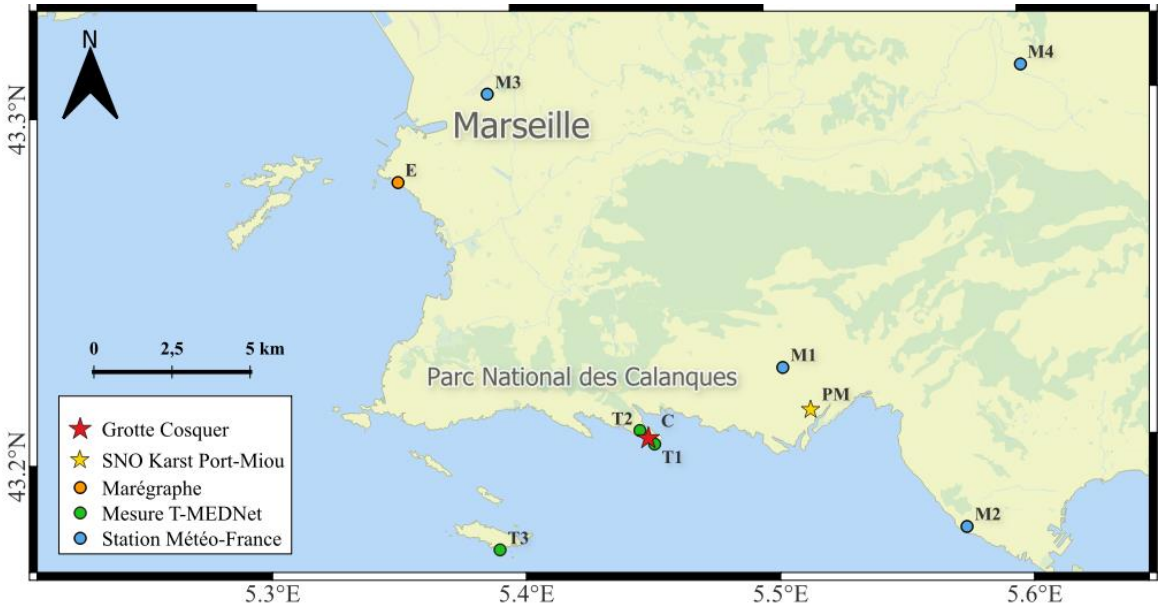


Figure II-8 : Localisation des points de suivi dans la région de Marseille, incluant la grotte Cosquer et les dispositifs de mesure environnants.

En complément, la pression atmosphérique et le niveau de l'eau sont également suivis sur le site d'observation de Port-Miou (SNO Karst, Jourde *et al.*, 2018, voir Table II-5). Le site de mesure de Port-Miou se situe à environ 5 km à l'est du cap Morgiou, près de Cassis (point PM sur la Figure II-8). Le site de mesure est localisé à 500 m de la mer, dans le karst noyé, et accessible par une entrée artificielle (site du barrage souterrain de Port-Miou). Le niveau de l'eau est mesuré à l'aval d'un barrage souterrain et correspond à une mesure représentative du niveau de la mer. La sonde est fixée en paroi à l'aide d'un tube PEHD d'environ 1,5 m de longueur. La galerie karstique noyée a un diamètre de plus de 10 m et le niveau de la mer se transmet quasiment sans perte de charge jusqu'au barrage tout en permettant de filtrer naturellement des évènements marins comme les vagues. La sonde dans l'eau mesure une valeur toutes les 20 secondes, puis enregistre la moyenne toutes les 5 minutes. Les sondes installées mesurent des pressions absolues, comme celles

installées dans la grotte Cosquer : la pression atmosphérique est mesurée avec une sonde TD-Diver ou BaroDiver et les variations du niveau marin avec une sonde CeraDiver (Table II-1).

II.3.3 Calcul des niveaux d'eau

La hauteur de colonne d'eau au-dessus de la sonde dans l'eau (h_w) est obtenue en soustrayant la pression absolue mesurée dans l'air (P_a) à la pression absolue mesurée dans l'eau (P_w) puis convertie en colonne d'eau salée (m_{sw}) en utilisant la densité de la mer Méditerranée ρ_{sea} = 1027 kg m^{-3} (Eq. (II-1)).

$$h_w = \frac{P_w - P_a}{\rho_{sea}\, g} \qquad \text{(II-1)}$$

Où g = 9,81 m s^{-2} est l'accélération gravitationnelle, P_w et P_a sont en Pa.

II.3.4 Recalage des niveaux d'eau entre Port-Miou et la grotte Cosquer

Les niveaux d'eau mesurés dans la grotte Cosquer et à l'observatoire de Port-Miou sont relatifs à la profondeur des sondes. Il est donc nécessaire de les intercalibrer pour pouvoir les comparer.

En 2017, la pression de l'air dans la grotte (P_a) est descendue exceptionnellement bas jusqu'à se mettre à l'équilibre avec la pression atmosphérique (P_{atm}) durant quelques jours (Figure II-9). Dans ces conditions, le niveau d'eau dans la grotte (h_w) est donc égal au niveau de la mer (h_s).

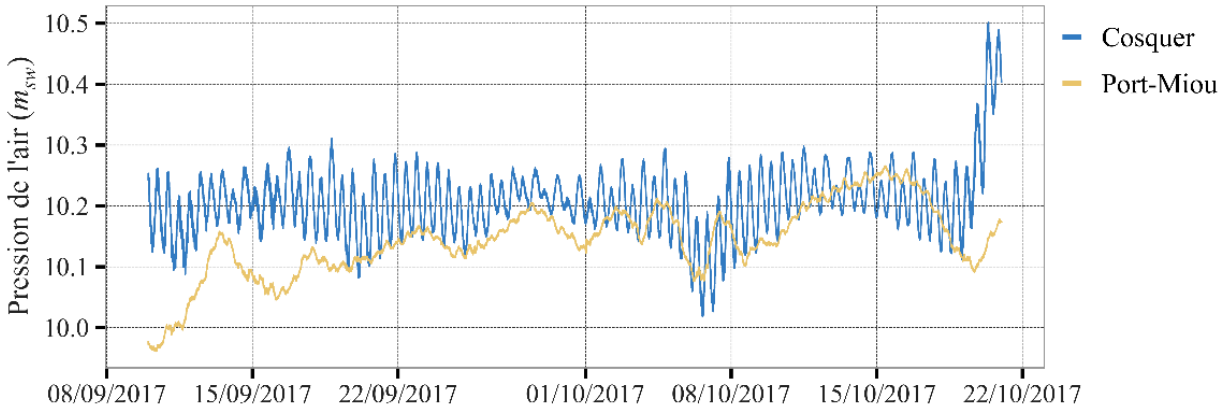


Figure II-9 : Pression de l'air dans la grotte (P_{air}, bleu) et pression atmosphérique mesurée à Port-Miou (P_{atm}, jaune) mesurée entre le 10/09/2017 et le 20/10/2017.

Sur cette période, toutes les occurrences où $P_a = P_{atm}$ sont relevées et la différence de mesure de hauteur d'eau entre la grotte et Port-Miou, $\Delta h = h_w - h_s$, à cet instant est calculée. Au total, ce sont 22 valeurs qui sont relevées entre le 12/10/2017 et le 18/10/2017 et résumées dans la Table II-2. L'écart moyen de colonne d'eau au-dessus des sondes de Port-Miou et Cosquer est de 0,89 m_{fw} soit 0,87 m_{sw}. Cette valeur sert ensuite à corriger la différence de colonne d'eau entre les deux sites de mesure. Il convient de noter que cette

méthode est rendue possible grâce à la synchronisation précise des horloges des sondes sur les différents sites. En connaissant la hauteur de la mer à Port-Miou, nous pouvons calibrer le niveau d'eau dans la grotte par rapport au niveau de la mer mesuré par le marégraphe d'Endoume (détaillé ultérieurement). Dans la suite de l'étude, le référentiel utilisé pour exprimer les niveaux d'eau sera précisé systématiquement.

Date/time hiver	H_{eau} (m_{fw})	P_{air} (Pa)	H_{mer} (m_{fw})	P_{atm} (Pa)	$P_{atm} - P_{air}$ (Pa)	$H_{eau} - H_{mer}$ (m_{fw})
12/10/2017 09:30	1,85	102975,6	0,97	102999,3	23,701	0,88
13/10/2017 19:25	1,87	103083,5	0,99	103097,8	14,323	0,88
13/10/2017 11:50	1,87	103211,0	0,98	103206,2	-4,823	0,89
14/10/2017 04:15	1,86	103103,1	0,97	103097,8	-5,297	0,89
14/10/2017 02:55	1,86	103093,3	0,98	103091,2	-2,056	0,89
14/10/2017 13:15	1,87	103181,6	0,98	103255,5	73,873	0,89
14/10/2017 20:00	1,87	103201,2	0,99	103196,3	-4,866	0,88
15/10/2017 14:55	1,87	103250,3	0,98	103248,9	-1,366	0,89
15/10/2017 20:20	1,87	103230,6	0,99	103255,5	24,823	0,89
16/10/2017 15:40	1,87	103142,3	0,98	103150,4	8,013	0,89
16/10/2017 20:50	1,87	103162,0	0,99	103147,1	-14,892	0,88
16/10/2017 21:00	1,87	103142,3	0,99	103147,1	4,728	0,88
16/10/2017 21:05	1,87	103162,0	0,99	103150,4	-11,607	0,88
16/10/2017 21:10	1,87	103142,3	0,98	103153,6	11,297	0,88
17/10/2017 08:35	1,86	103005,0	0,98	103002,6	-2,445	0,88
17/10/2017 22:55	1,84	102651,8	0,96	102667,5	15,708	0,89
17/10/2017 23:00	1,84	102691,1	0,96	102654,4	-36,67	0,88
18/10/2017 11:45	1,83	102298,7	0,94	102280,0	-18,69	0,88
18/10/2017 11:50	1,83	102288,9	0,95	102283,3	-5,596	0,89
18/10/2017 12:15	1,81	102239,8	0,93	102250,4	10,61	0,88
18/10/2017 12:25	1,82	102230,0	0,93	102237,3	7,283	0,89
18/10/2017 12:55	1,82	102200,6	0,92	102211,0	10,438	0,90

Table II-2 : Comparaison de la différence des mesures de hauteur d'eau dans la grotte et à Port-Miou lorsque $P_{air} = P_{atm}$, entre le 12/10/2017 et le 18/10/2017.

II.3.5 Élargissement du suivi hydroclimatique

Le suivi climatique initié en 2014 a été complété au cours de la thèse avec des sondes de température et de radon. Dans cette partie, sont détaillés le matériel, les périodes de mesure et lieux d'installation.

II.3.5.1 Mesures de température

Au cours de la thèse, 13 sondes de température de la marque Seabird (caractéristiques techniques dans la Table II-3) et 2 sondes CTD Diver (caractéristiques techniques dans la Table II-1) ont été acquises par la CRMH (DRAC PACA) en novembre 2022 pour enrichir le suivi hydroclimatique. L'objectif de l'installation de ces nouvelles sondes est double : étudier les déplacements d'air internes et renforcer le suivi climatique et sanitaire de la grotte à long terme.

Afin d'intercalibrer les sondes de température Seabird (modèle SBE56), celles-ci ont été placées ensemble durant près d'un mois dans la cave du LRMH par Stéphanie Touron. La

température dans la cave étant du même ordre de grandeur que celle dans la grotte (15 °C à 18 °C). Les coefficients correctifs pouvant varier selon la gamme de température mesurée, ces températures similaires garantissent que les coefficients calculés ici seront bien applicables sur les mesures faites dans la grotte. Les coefficients correctifs sont obtenus en faisant la différence de la température moyenne de chaque sonde avec la moyenne de température de toutes les sondes. Plus de détails sur la calibration des sondes sont donnés en Annexe A1.

Modèle et marque	Seabird SBE 56
Précision	± 0,002 °C (-5 à +35 °C); ± 0,01 °C (+35 à +45 °C)
Résolution	0,0001°C
Stabilité de la température	0,0002 °C/mois (0,002 °C/an)
Gamme de valeurs de mesures	-5 à +45 °C
Précision de l'horloge	5 s/mois
Pas de temps de mesure et d'enregistrement	5 min
Capacité de la mémoire	15,9 millions de mesures
Durée d'enregistrement au pas de temps choisi	153,4 ans
Durée estimée de la batterie	6,4 ans

Table II-3 : Caractéristiques techniques des sondes de température Seabirds SBE 56.

Ces sondes mesurent la température dans l'air, dans l'eau et aux parois. Elles ont été installées en 2 temps : 3 sondes ont été installées le 08/03/2023 dans le Grand Puits, le reste des sondes ayant été installées au cours de la campagne d'étude annuelle de l'équipe Grotte Cosquer, entre le 02/10/2023 et le 13/10/2023. Les lieux et dates d'installation, les méthodes de fixation et les mesures réalisées par chaque sonde sont résumés Figure II-10.

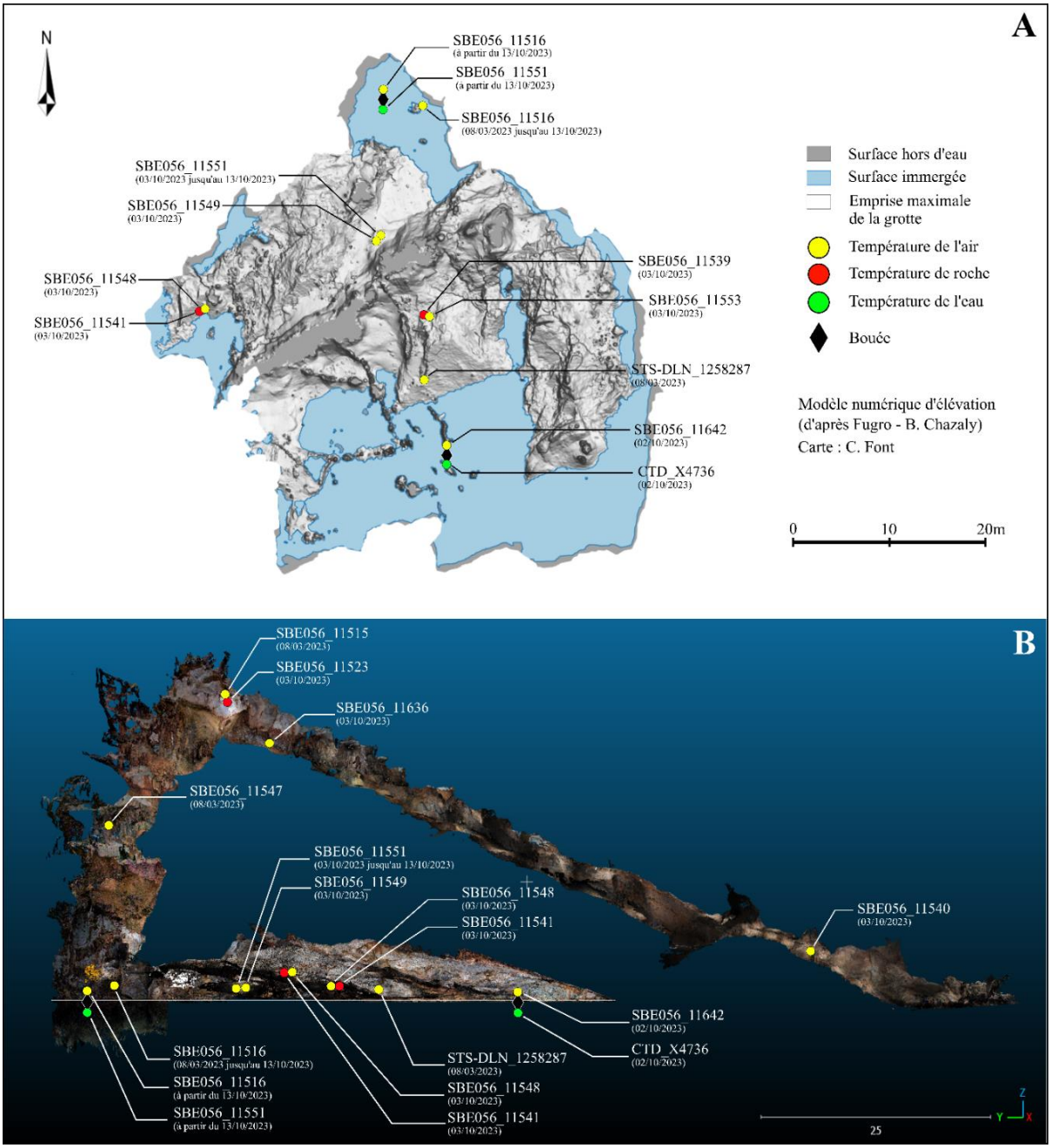


Figure II-10 : Synthèse du placement des sondes de mesures de température Seabird et CTD Diver installées entre le 08/03/2023 et le 13/10/2023, (A) sur une vue en plan et (B) sur une coupe transversale de la cavité issue du modèle 3D. Les points jaunes montrent les mesures de température de l'air, les points rouges les mesures de température de la roche et les points verts les mesures de température de l'eau.

II.3.5.2 Mesures de radon

Le radon 222 (^{222}Rn) est un gaz radioactif avec une demi-vie de 3,8 jours issu de la chaine de désintégration de l'uranium 226 (^{226}U). Il est présent dans toutes les régions en plus ou moins grande quantité, quelle que soit la nature du sol, y compris dans les régions calcaires. La mesure de la concentration de ce gaz est classiquement exploitée pour les études du renouvellement de l'air des cavités (Przylibski and Ciezkowski, 1999; Cigna, 2005; Perrier *et al.*, 2007; Oh and Kim, 2011; Sainz *et al.*, 2018). Différents types de mesure du radon ont été réalisés entre le 12/09/2022 et le 08/07/2024 en 6 points de la grotte :

- Capteurs (dosimètres) passifs type CR-39, marque PEARL (https://pearl-sas.com/, Limoges – France). Ces capteurs passifs permettent d'obtenir la moyenne de la concentration en radon sur la période d'exposition. Les capteurs sont renvoyés pour analyse à la société PEARL qui fournit les résultats ;
- Analyses sur prélèvements de roche : calcaire urgonien, concrétion de calcite et remplissage argileux (Pellet and Arfib, 2023). Ces roches sont prélevées à la surface du cap Morgiou (Calcaire et calcite) et au débarcadère du conduit supérieur. Ces échantillons ont été analysés par F. Perrier et F. Girault de l'IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris, Equipe PSN, IPGP, 1 rue Jussieu, 75005 Paris) le 15/03/2023. Ces échantillons permettent les calculs des termes sources des roches présentes dans la cavité ;
- Analyses sur échantillon d'air : le principe est de laisser des fioles ouvertes dans la grotte (idéalement 3 h) puis de les refermer de façon étanche. Le radon ayant une demie vie très courte (de 3,8 j), les fioles sont rapidement transférées à l'IPGP qui réalise les analyses. Une partie de l'air de la grotte piégée dans les fioles est prélevée à l'aide de fioles scintillantes. Le nombre de désintégrations par période de 10 min est compté à 2 reprises. Le bruit de fond de la fiole, préalablement déterminé par deux comptages de 10 min également, est retranché du comptage pour obtenir le signal final. La concentration d'activité radon est obtenue en convertissant ces nombres de coups par 10 min en $Bq.m^{-3}$;
- Sondes Barasol (BMC2) pour la mesure en continu de l'activité volumique du radon. Ces sondes ont été prêtées par l'IPGP. Elles ont été installées au cours de la mission du 03/10/2023. Deux sondes sont installées l'une à côté de l'autre, posées au sol, pour assurer la redondance en cas de panne. Elles ont été ressorties de la grotte le 8 juillet 2024. Une seule a fonctionné et enregistré des données jusqu'au 10 juin 2024.
- Sonde Algade AER+ de mesure continue de l'activité volumique en radon. Cet instrument a fonctionné uniquement quelques jours à chaque installation. Il n'est pas adapté aux milieux contenant près de 100% d'humidité.

Les positions et les périodes de fonctionnement de chacune des sondes sont présentées dans la Table II-4 et la Figure II-11.

Lieu	**Instruments**	**Dates**
A – Débarcadère	Dosimètre PEARL	12/09/22 au 11/10/22 11/10/22 au 08/03/23 08/03/23 au 02/10/23 02/10/23 au 08/07/24
B : Sommet Grand Puits	Dosimètre PEARL	12/09/22 au 11/10/22 11/10/22 au 08/03/23 08/03/23 au 02/10/23 02/10/23 au 08/07/24 08/07/24 au 01/10/24
	Algade AER+	28/04/22 au 17/05/22 11/10/22 au 16/10/22
C : Milieu Grand Puits	Dosimètre PEARL	12/09/22 au 11/10/22 11/10/22 au 08/03/23

Lieu	Instruments	Dates
		08/03/23 au 02/10/23
		02/10/23 au 08/07/24
D : Bas Grand Puits	Dosimètre PEARL	12/09/22 au 11/10/22
		11/10/22 au 08/03/23
		08/03/23 au 02/10/23
		02/10/23 au 08/07/24
E : Salle 1 siphon - Plage	Dosimètre PEARL	12/09/22 au 11/10/22
		11/10/22 au 08/03/23
		08/03/23 au 02/10/23
		02/10/23 au 08/07/24
F : Salle 1 siphon – Haut butte	Prélèvement d'air Barasol Algade AER +	03/10/2023 au 09/07/24

Table II-4 : résumé des lieux et périodes d'installation des différentes sondes de radon dans la grotte Cosquer entre le 12/09/2022 et le 03/10/2023.

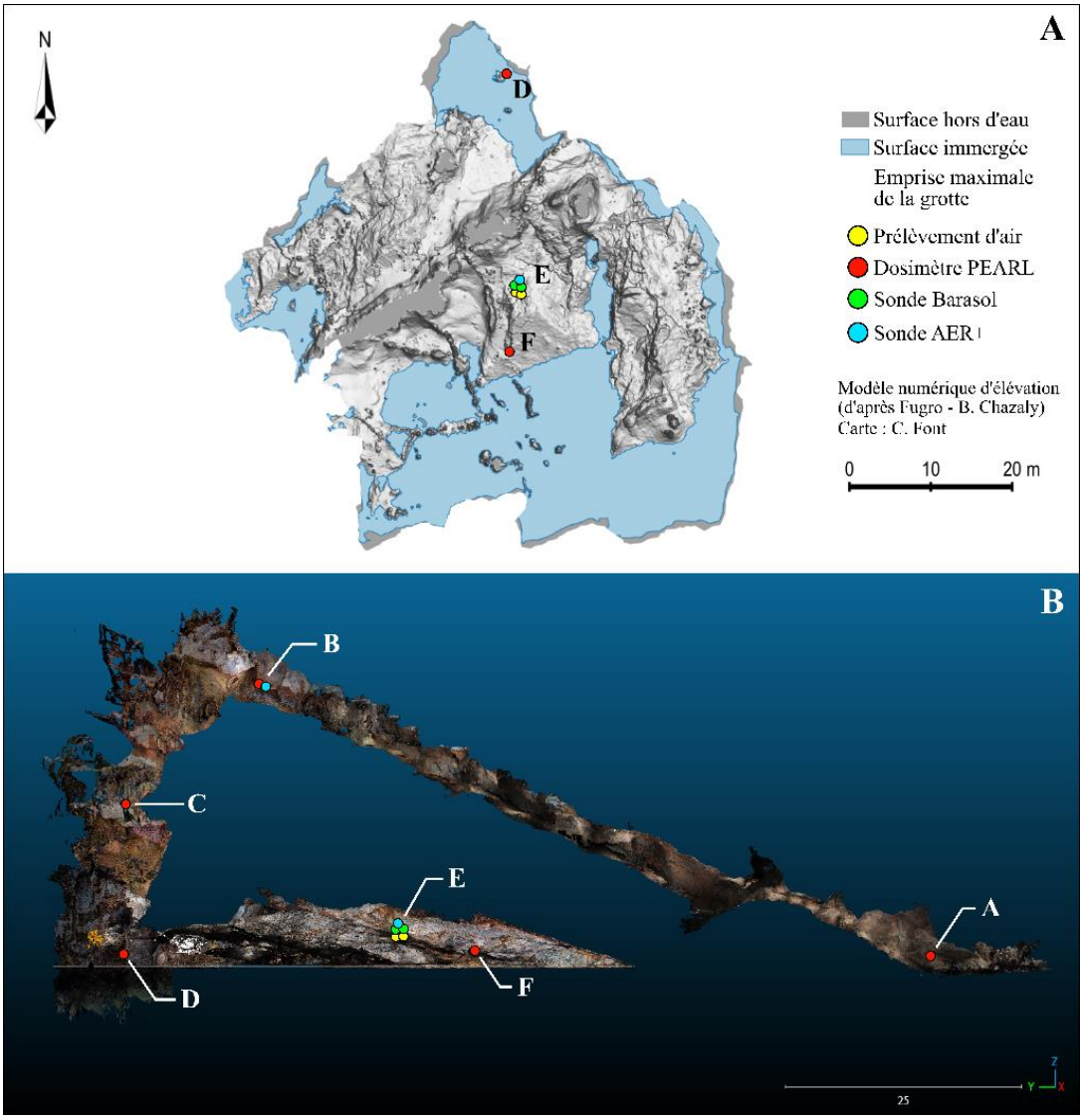


Figure II-11 : (A) Plan en coupe et (B) plan azimutal de la grotte Cosquer. Le radon est mesuré en 6 points numérotés de A à F. Les points marquent les positions approximatives et le type de mesure réalisé.

II.3.6 Difficultés du suivi hydroclimatique

II.3.6.1 Arrêt des sondes

Toutes les sondes installées dans la grotte sont indépendantes les unes des autres et enregistrent les mesures dans une mémoire interne qui doit être vidée lors de la connexion d'un ordinateur par un opérateur se rendant sur site. Il n'y a aucune communication des sondes avec l'extérieur de la grotte, ni filaire, ni par ondes. Les sondes ne peuvent enregistrer qu'un nombre limité de mesures défini par la capacité mémoire maximale de chaque instrument. La durée d'enregistrement dépend de la fréquence d'enregistrement des données (toutes les 5 minutes dans le cas présent). Une fois le nombre limite de mesures enregistrées atteint, les sondes s'arrêtent. L'autonomie dépend du modèle de la sonde. Les anciennes sondes CTD Diver installées en 2014 pouvaient enregistrer près de 5 mois (avec une donnée toutes les 5 minutes) ; le constructeur a fait évoluer son matériel en 2022 et les nouvelles sondes CTD Diver installées peuvent mesurer pendant près de 16 mois. Les sondes Seabird installées au cours de l'année 2023 ont jusqu'à 150 ans d'autonomie avec le pas de temps de mesure choisi. Les sondes Barasol, elles, sont limitées par leur batterie de 10 mois. L'objectif du suivi *in situ* en continu est d'avoir une série continue de données, sans période de lacune, ce qui nécessite qu'un opérateur relève les sondes dans la grotte avant leur arrêt. La perte de données due à un arrêt des sondes s'est produite à plusieurs reprises depuis le début du suivi climatique en octobre 2014, notamment en janvier 2021 où les conditions météo associées à des indisponibilités des plongeurs d'assistance ont rendu impossible une plongée dans la grotte pour la relève des données. Une situation similaire s'est produite en février 2023, cette fois liée à la fois à une indisponibilité des plongeurs et à des difficultés administratives. L'absence de données sur certaines périodes complique leur analyse (moyenne approximative, phénomènes non détectés, comptage partiel d'évènements…). Néanmoins, ce problème est limité depuis peu grâce à l'installation de sondes avec de plus grandes capacités de mémoire (attention, une plus grande mémoire limite l'arrêt des sondes mais ne dispense pas d'interventions fréquentes pour remédier aux autres problèmes abordés dans cette partie).

II.3.6.2 Dérive temporelle

À l'installation et à la relève de chacune des sondes, leur horloge est synchronisée avec un ordinateur. Cependant, l'horloge interne des sondes (et plus généralement de n'importe quel appareil électronique) n'est pas parfaite. Celle-ci dérive au cours du temps, c'est-à-dire qu'un décalage temporel existe entre l'heure d'enregistrement de la sonde et l'heure réelle. La dérive de l'horloge augmente au cours du temps : plus la période entre deux relèves des sondes (donc de synchronisation des horloges) est longue, plus la dérive sera importante. La dérive des sondes peut aller de quelques secondes à plusieurs minutes. De plus, la dérive fluctue énormément d'une sonde à l'autre et d'un modèle à l'autre : par exemple le lot de sondes Seabird installé le 03/10/2023 a fait l'objet d'un test préalable à l'installation durant 327 jours, montrant que l'horloge des sondes a dérivé de 22 secondes

à plus de 3 minutes. Ce décalage entre les horloges des sondes peut être très contraignant pour comparer les covariations de différents paramètres lors de phénomènes de hautes fréquences. Le moyen le plus efficace pour réduire les risques de dérive est de réduire la durée entre deux synchronisations des horloges des sondes, donc entre deux interventions dans la grotte.

II.3.6.3 Panne et dérive des sondes

La grotte Cosquer présente des conditions extrêmes pour le matériel de suivi hydroclimatique. Les variations brusques de pression et l'eau salée ou saumâtre engendrent des conditions de fonctionnement qui peuvent altérer la qualité de la mesure physique. Depuis le début du suivi climatique en 2014 et jusqu'en mars 2023, ce sont 24 sondes CTD (Conductivité-Pression-Température) ou PT (Pression-Température) qui ont été installées au fil des années (détail en Annexe A1). Seulement 5 d'entre elles sont aujourd'hui encore en service. La mesure de la conductivité électrique est souvent le premier paramètre à tomber en panne. Cependant, les différents capteurs sur les sondes étant indépendants, la panne d'un paramètre n'impacte pas les autres mesures. La grotte Cosquer subit de brutales variations de pression. Ces intenses variations peuvent avoir pour effet de provoquer une irréversible dérive de la mesure de la pression. Ces dérives sont repérées en comparant les mesures similaires faites par les différentes sondes. De plus, une sonde témoin est également amenée à chaque intervention dans la grotte pour vérifier la qualité des données. Récemment, la sonde de mesure ponctuelle a permis de mettre en évidence la dérive d'une sonde CTD installée dans le Grand Puits depuis octobre 2016. Cette dérive est récente car la sonde fonctionnait correctement lors de la collecte des données du 08/03/2023. C'est à partir d'avril 2023 que la mesure de pression de la sonde s'est mise à dériver de plus de 8 cm, constatés sur les données d'août 2023. Ces dérives des mesures sont extrêmement difficiles à corriger sans fausser les données et ne sont donc généralement pas exploitées. Cet exemple met en évidence la rapidité et l'imprévisibilité avec laquelle une sonde peut dériver et la perte de données qui l'accompagne. Il est donc nécessaire d'assurer une visite régulière de la grotte afin d'assurer la relève des données stockées dans les sondes de mesure *in situ* autonomes, et d'entretenir le parc de sondes de suivi hydroclimatique.

II.4 Données externes

Les conditions hydroclimatiques dans la grotte sont dépendantes des paramètres de l'environnement de la grotte. Ces paramètres sont mesurés par des tiers qui mettent à disposition ces données présentés ici. La Table II-5 résume les sources extérieures, les paramètres exploités ainsi que les liens pour y accéder.

Sources	Paramètres	Accès	Liens
Météo-France	Pluie, ETP	libre	https://meteo.data.gouv.fr/
SNO Karst	Niveau marin, Pression atmo.	Libre	https://data.oreme.org/snokarst/snokarst_map

Copernicus	SSM	libre	https://land.copernicus.eu/en/products/soil-moisture/daily-surface-soil-moisture-v1.0
Copernicus	SWI	Libre	https://land.copernicus.eu/en/products/soil-moisture/daily-soil-water-index-europe-v1-0-1km
NASA	SMAP	Libre	https://smap.jpl.nasa.gov/
SHOM	Vagues	Libre	https://data.shom.fr/donnees#001
REFMAR	Niveau marin	Libre	https://data.shom.fr/donnees/refmar
TMed-Net	Température mer	Sur demande	https://t-mednet.org/request-data

Table II-5 : Résumé des sources des données extérieures, des paramètres exploités et des liens pour y accéder

II.4.1 Données météorologiques

II.4.1.1 Données Météo-France

Les données météorologiques sont fournies par Météo-France (Météo-France, 2023). Les données vont de 2010 à 2023 et sont aux échelles journalières, horaires et au pas de temps de 6 min. Les données de la station météo de Cassis sont exploitées. Située à environ 5 km au sud-est du cap Morgiou (M1 sur la Figure II-8), cette station est la plus proche de la grotte Cosquer.

Parmi les nombreux paramètres suivis, ceux exploités sont :

- les précipitations tombées en 24 h : de 06 h UTC le jour J à 06 h UTC le jour J+1 (en mm/jour) ;
- l'évapotranspiration potentielle (ou ETP, en mm/jour) : définie par Météo-France (Météo-France, 2005) comme étant l'évapotranspiration d'un couvert végétal bas, continu et homogène, bien alimenté en eau et qui n'est soumis à aucune limitation d'ordre nutritionnel, physiologique ou pathologique. L'ETP correspond à l'évapotranspiration d'une prairie en pleine croissance, fauchée régulièrement, correctement fumée et bien enracinée sur un sol maintenu à une humidité proche de la capacité au champ mais sans excès d'eau. L'ETP quotidienne est calculée à partir de la formule de Penman-Monteith (Milly and Dunne, 2016). Cette ETP est calculée en point de grille régulière sur la France métropolitaine avec une maille de 0,125° (soit environ 12 km). Le calcul se fait à partir des paramètres de base (température minimale, température maximale, vitesse moyenne du vent à 10 m ou 2 m, tension de vapeur moyenne, insolation, rayonnement global), interpolés par une méthode de type « inverse de la distance au carré », au niveau du point de grille, à l'aide des valeurs des 5 stations les plus proches, sans tenir compte de l'altitude.

II.4.1.2 Indicateurs de l'humidité du sol

Soil Surface Moisture (SSM)

Le Soil Surface Moisture (Copernicus Land Monitoring Service information, 2024a) mesure la saturation en eau du sol. Cette grandeur varie de 0 % (sol complètement

sec) à 100 % (sol saturé en eau). Le SSM est dérivé des observations de rétrodiffusion du sol par le satellite Sentinel-1 (du programme Copernicus). Pour prendre en compte l'état du sol, le terrain est géo-corrigé et calibré par radiométrie (Bauer-Marschallinger *et al.*, 2018). Les données couvrent l'Europe avec une résolution de 1 km et au pas de temps de 1 jour. Les données sont extraites de la cellule la plus proche du Cap Morgiou (43,25446 °N, 5,55804 °E).

Soil Water Index

Le Soil Water Index (Copernicus Land Monitoring Service information, 2024b) est une grandeur dérivée du SSM. Le SWI utilise des modèles d'infiltration d'eau dans le sol et des modèles de réservoir pour représenter le stockage d'eau potentiel dans le sol jusqu'à 1 m de profondeur (Matsuyama *et al.*, 2021). Cette grandeur varie de 0 % (sol complètement sec) à 100 % (sol saturé en eau). Les données couvrent l'Europe avec une résolution de 1 km et au pas de temps de 1 jour. Les données sont extraites de la cellule la plus proche du Cap Morgiou (43,25 °N, 5,50 °E).

Soil Moisture Active Passive

Le Soil Moisture Active Passive (NASA/JPL, 2015) utilise le rayonnement émis par la surface et la rétrodiffusion des ondes radar pour fournir des informations sur l'humidité de surface du sol (les 5 premiers cm de sol). Cette grandeur varie de 0 (sol complètement sec) à 1 (sol saturé en eau). Les données couvrent le monde avec une résolution de 0,25°x0,25° (20,3 km x 27,8 km) et au pas de temps de 3 h. Les données sont extraites de la cellule la plus proche du Cap Morgiou (43,23559 °N, 5,42371 °E).

II.4.2 Données océanographiques

II.4.2.1 Les vagues

Le houlographe le plus proche du cap Morgiou se trouve sur le site du Planier à près de 25 km à l'ouest du cap Morgiou (bouée du Centre d'archivage national des données de houle *in situ* (CANDHIS) : 43,208 °N, 5,230 °E, CEREMA, 2024). Des îles (îles Riou, Plane, Jarre et Maïre) sont situées entre le cap Morgiou et la bouée. Elles peuvent impacter significativement la hauteur et la direction des vagues entre les deux localisations : les mesures faites par le houlographe peuvent ne pas être représentatives de l'état de la mer à l'entrée de la grotte. Face à cette limitation, nous avons opté pour l'utilisation des résultats des modèles de prévision de l'état de la mer fournis par le Service hydrographique et océanographique de la marine (SHOM).

Le SHOM publie des prédictions jusqu'à 3 jours à l'avance (SHOM and Météo-France, 2017). Les modèles sont exécutés en continu, affinant leurs résultats jusqu'au temps présent. Ces résultats représentent les meilleures estimations disponibles et ne font pas l'objet de corrections rétrospectives. Deux modèles sont exécutés en parallèle :

- le modèle MFWAM (Météo-France Wave Model) de Météo-France avec une résolution spatiale de 0,5° à 0,1° pour le domaine hauturier ;

- le modèle Wave Watch 3 (WW3, développé par le service météorologique américain (NOAA), le SHOM et d'autres partenaires) pour le domaine côtier avec une résolution spatiale de 2 minutes d'arc à 200 m.

Le site d'étude se trouvant dans le domaine côtier, les résultats sont issus du modèle Wave Watch 3 SHOM and Météo-France, 2017). Les données à disposition couvrent un domaine allant de 3,423 à 6,081 °E et de 43,02 à 43,56 °N (Figure II-12). La résolution du maillage est de 200 m de côté et le pas de temps de 3 h. Le modèle pouvant se montrer imprécis sur les cellules à la limite du domaine terrestre et maritime, les données de ces cellules ne seront pas exploitées (com. pers. F. Sabatier).

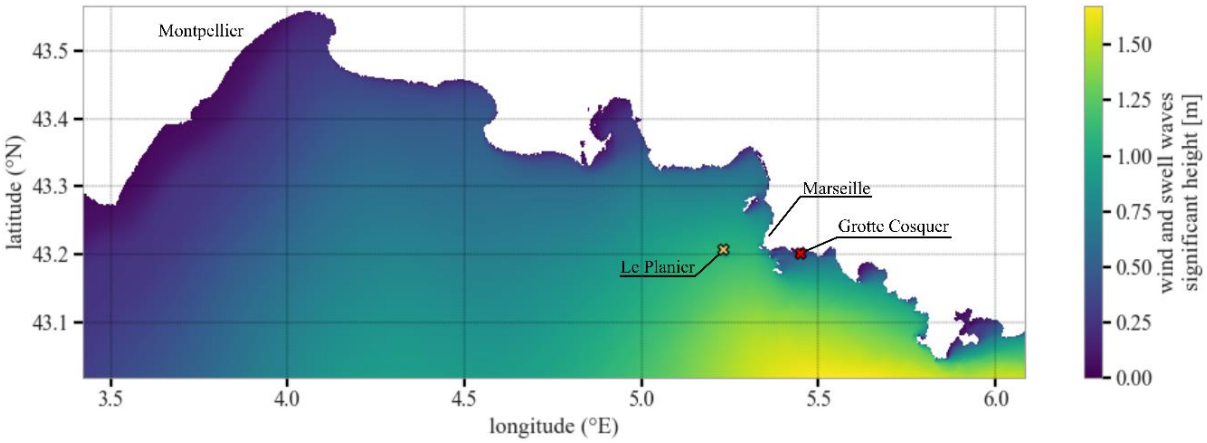


Figure II-12 : exemple des données de hauteur significative des vagues de la houle et du vent pour le 20/02/2016 00:00.

Les sorties du modèle sont :

- hauteur des vagues liée au vent et à la houle (Wind and swell waves significant height, m) ;
- hauteur significative des vagues de vent (Wind wave significant height, m) ;
- hauteur significative de la houle (Swell wave significant height, m) ;
- direction des vagues liée au vent et à la houle (Wind and swell waves from direction, °N) ;
- direction des vagues de vent (Wind wave from direction, °N) ;
- direction de la houle (Swell wave from direction, °N) ;
- période des vagues crête à crête (Wave peak period, s) ;
- période des vagues de vent (Wind wave period, s) ;
- période de la houle (Swell wave period, s) ;

Le modèle distingue deux types de vagues :

(1) les vagues de vent (wind waves) : elles résultent du transfert local d'énergie du vent vers la surface de la mer. Ces vagues sont formées localement sous l'action du vent ;

(2) la houle (swell waves) : elle représente des "vagues matures" générées par le vent. Ces vagues, formées au large, ont accumulé suffisamment d'énergie pour se propager en dehors du fetch (la zone de formation des vagues) indépendamment de l'influence du vent local.

Sauf indication contraire, nos analyses se baseront sur la combinaison de ces deux types de vagues (désignées par *wind and swell waves* dans les données du modèle). La hauteur significative des vagues est traditionnellement définie par la moyenne de la hauteur du tiers des vagues les plus hautes au cours d'une période donnée. Dans le modèle, la hauteur significative des vagues est estimée à partir du moment d'ordre zéro de la densité spectrale. Cette estimation tend à se rapprocher de la hauteur significative calculée classiquement à partir d'observations ($H_{1/3}$ = valeur moyenne du tiers supérieur des hauteurs des vagues observées sur une durée de 30 minutes ; SHOM and Météo-France, 2017).

Les résultats disponibles couvrent la période du 01/08/2015 au 01/11/2023. Ces données sont librement accessibles sur le site du SHOM (Table II-5).

II.4.2.2 Niveau marin

À environ 12 km au sud-ouest du cap Morgiou, se trouve dans le quartier d'Endoume (Marseille, point E sur la Figure II-8) le marégraphe historique de France, en activité officielle depuis 1885. Les données du marégraphe depuis 1849 sont disponibles (SHOM and IGN, 1849). Les moyennes annuelles et mensuelles sont disponibles pour la période 1849-2023. Entre 2014 et 2023, les mesures du niveau de la mer à notre disposition sont les données validées, moyennées sur 10 min. Ces données permettent à la fois de compléter et de valider les mesures réalisées à Port-Miou.

II.4.2.3 Température de la mer

Le réseau d'observation développé par l'initiative T-MEDNet suit les températures de la mer Méditerranée le long des côtes (accès aux données sur demande, voir Table II-5). Les températures sont mesurées au pas de temps de 1 h à des profondeurs allant de 5 à 45 m par pas de 5 m (dépendamment des stations de mesures). Deux stations de mesures sont exploitées :

- La station du Figuier : données de 2012 à 2021 à 5 m de profondeur (T1 sur la Figure II-8) ;
- La station de Morgiou : données de 2010 à 2016 de 5 à 45 m de profondeur (T2 sur la Figure II-8) ;

II.5 Conclusion

Dans une optique de modélisation des écoulements d'air et d'eau dans le karst côtier de la grotte Cosquer, il est indispensable de comprendre cet environnement de manière spatiale et physique. Ce travail de thèse s'appuie ainsi sur une vaste quantité de données hydroclimatiques (collectées *in situ*), météorologiques et océanographiques. L'ensemble des paramètres utilisés dans ce travail sont synthétisés dans ce chapitre.

Bien que des rappels spécifiques soient intégrés dans les chapitres concernés, tous les détails ne seront pas systématiquement repris. Le lecteur est donc invité à se référer à ce chapitre pour une vue d'ensemble des données mobilisées.

Colonnes et plan d'eau dans la Salle 1, 02/10/2023. Photo : S. Touron



Chapitre III :
Fonctionnement hydroclimatique, volume de la grotte et perméabilité du massif

« Nous pénétrâmes dans la grotte. Spacieuse et bien aérée, elle renfermait une petite source et une mare d'eau claire. [...] Dans le fond, où atteignaient à peine quelques reflets du foyer, j'entrevis d'énormes empilements de monnaies et des pyramides de lingots d'or. C'était là ce trésor de Flint que nous étions venus chercher si loin et qui avait déjà coûté la vie à dix-sept hommes de l'*Hispaniola*. »

Robert-Louis Stevenson, L'Île au trésor (1883)

III.1 Introduction

La compréhension du climat souterrain, ainsi que du système global auquel la cavité est rattachée, est essentielle pour déterminer les conditions de conservation des œuvres. Comprendre le fonctionnement hydroclimatique au travers de l'analyse des données issues du suivi climatique long terme des grottes ornées permet l'anticipation et la prévention des risques hydroclimatiques, comme des variations de température, d'humidité ou de CO_2, susceptibles de menacer leur préservation (Mangin *et al.*, 1999; Bourges *et al.*, 2010; Lacanette *et al.*, 2023).

Jusqu'à présent, les études sur le fonctionnement hydroclimatique de la grotte Cosquer se sont principalement appuyées sur des approches descriptives ou ont été limitées par la courte durée des séries temporelles, avec peu de communications (Vouvé *et al.*, 1996; Malaurent and Vouvé, 2003; Arfib *et al.*, 2018). Cependant, le comportement singulier de la cavité, en surpression par rapport à l'air extérieur, peut offrir des indications essentielles sur certaines de ses caractéristiques.

Dans ce chapitre, nous exploitons les données de près d'une décennie de suivi hydroclimatique de la grotte Cosquer, présentées au Chapitre II, afin d'améliorer notre compréhension de son fonctionnement hydroclimatique. Plus spécifiquement, l'emphase est mise sur les variations de pression et de niveau d'eau à l'intérieur et à l'extérieur de la grotte. Ces données sont d'abord décrites à différentes échelles de temps, de l'échelle de la saison à l'échelle de la marée. Les variations observées à l'échelle de la marée ont mené au développement d'une méthode permettant de calculer le volume de l'ensemble des vides connectés au-dessus des plans d'eau dans la grotte. De ce résultat découle l'estimation des flux d'air entrant et sortant de la cavité et conduit à l'estimation de la perméabilité effective à l'air du massif calcaire et sa variation interannuelle. Il doit être noté que les données de températures et de radon ne sont pas traitées dans ce chapitre, celles-ci étant l'objet du Chapitre VI, dédié à l'étude du microclimat de la grotte. Ce chapitre est organisé en deux parties :

- la première partie est un article, rédigé en anglais et publié dans la revue *Hydrology and Earth System Science* (HESS) dans lequel les méthodes et où les résultats sont présentés : Pellet, H., Arfib, B., Henry, P., Touron, S., Gassier, G., 2024. Mesoscale permeability variations estimated from natural airflows in the decorated Cosquer Cave (southeastern France). Hydrol. Earth Syst. Sci. https://doi.org/10.5194/hess-28-4035-2024.
  Cet article a conduit à l'élaboration d'un premier schéma conceptuel du fonctionnement hydroclimatique de la cavité.
- la seconde partie, rédigée en français, présente des résultats et compléments méthodologiques supplémentaires, approfondissant les conclusions de l'article initial.

III.2 Mesoscale permeability variations estimated from natural airflows in the decorated Cosquer Cave (SE France)

Hugo Pellet [1, 2], Bruno Arfib [1], Pierre Henry [1], Stéphanie Touron [2], Ghislain Gassier [1]

[1] Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France

[2] UAR3224-CRC-Laboratoire de Recherche des Monuments Historiques, France

Correspondence to: Hugo Pellet (pellet@cerege.fr), Bruno Arfib (arfib@cerege.fr)

Abstract. The conservation of decorated caves is highly dependent on airflows in the karst network and through the surrounding host rock. Airflows are driven by the pressure gradient and influenced by the shape of the karst conduits and the permeability of the carbonate rock massif. The Cosquer cave is an Upper Paleolithic decorated cave, half drowned in a coastal karst, where conservation is also dependent on the cave's pools connected to the sea. Hydroclimatic data, such as air pressure and temperature and water level inside and outside the cave have been measured for several years to identify the main processes governing the water level variations, the airflows and the air renewal. Data show an unusual behavior for a karst: the karst air pressure is nearly always higher than the atmospheric pressure. As a result, the water level in the cave is below the sea level. The daily variations of the sea tide provide an assessment of the cave volume above the water level in the pools. Although the cave air is confined by the rock and the seawater, there are also external air inflows during short pressurization events, in connection with waves that can produce and force air bubbles to flow along submarine open fissures or karst conduits inside the massif. Moreover, the effective permeability of the carbonate rocks to air at the massif scale is inferred from the cave air pressure decrease over the summer season, by applying Darcy's law in a partially-saturated medium. Six years of data show that permeability varies from year to year, and according to the cumulative rainfalls during the spring and summer. The driest years are correlated with a higher permeability, a faster air pressure decrease in the cave and a faster rise of the pools' water level. In the future, in the context of climate change, a perturbation of the rock permeability is then expected in the near surface caves, which will impact airflows in decorated caves and may alter their fragile hydroclimatic stability.

III.2.1 Introduction

Upper Paleolithic decorated caves constitute an exceptional cultural heritage. The climatic stability of the subterranean karstic environment has ensured the good preservation of paintings and engravings for millennia, despite their vulnerability (Andrieux, 1977; Mangin and Andrieux, 1984; Baffier, 2005; Bourges *et al.*, 2006b). The equilibrium of the cave's climate is delicate and is maintained through intricate interactions with the environment (Quindos *et al.*, 1987; Bourges *et al.*, 2006a, 2014; Peyraube *et al.*, 2018; Leplat *et al.*, 2019). Disruptions in the climatic equilibrium have

notably been linked to cave equipment and tourism (Cigna, 1993; Baker and Genty, 1998; Touron *et al.*, 2019) but do not entirely spare caves closed to the public, especially in a context of climate change (Domínguez-Villar *et al.*, 2015; Bourges and Enjalbert, 2020). A shift in the climatic equilibrium could lead to fluctuations of different parameters such as CO_2 concentrations, humidity, temperature or air exchanges and flows (Badino, 2010; Mattey *et al.*, 2013; Kukuljan *et al.*, 2021). This, in turn, could contribute to the deterioration of the artwork due to outbreaks of microorganisms (Lefèvre, 1974; Martin-Sanchez *et al.*, 2012; Borderie *et al.*, 2015), the emergence of efflorescence (Lepinay *et al.*, 2018; Germinario and Oguchi, 2021) or processes of calcite precipitation or dissolution (Ford and Williams, 2007; Touron and Frouin, 2022).

In karst, two main types of airflows occur: airflows between the outside and inside of caves (and conversely) and airflows within the caves (Lismonde, 2002; Sainz *et al.*, 2018; Gázquez *et al.*, 2022). In caves with two openings, the airflow is mainly driven by the temperature difference between the outside and inside of the cave or between the upper and lower openings (Lismonde, 2002; Gabrovšek, 2023). The flow is continuous and its direction depends on the season. Within caves with a single aperture, airflows result from the air density gradient due to differences in temperature or humidity either within the cave or between the cave and the outside environment (Lismonde, 2002; Luetscher and Jeannin, 2004; Malaurent *et al.*, 2006; Liñán *et al.*, 2018; Huang, 2018). These flows are subject to seasonality, with generally stronger flows in winter and stratification of air masses in summer for descending conduits and conversely for ascending conduits (Perrier *et al.*, 2007; Mattey *et al.*, 2013; Lacanette *et al.*, 2023). These air movements also occur in artificially closed caves but are comparatively milder in intensity.

Exchanges with the outside environment resulting in the air renewal of the caves, as well as exchanges between the different rooms, are conventionally assessed through measurements of radon and/or CO_2 concentrations (Richon *et al.*, 2005; Kowalczk and Froelich, 2010; Sainz *et al.*, 2018). Air renewal can be calculated when the cave volumes are known, but the latter are not systematically measured, as this can be time-consuming and costly. Cave volumes can be obtained using different techniques such as lasergrammetry, photogrammetry (Mohammed Oludare and Pradhan, 2016) or estimated from 3D speleological hand-surveys, but they remain limited by accessibility for human investigation. The permeability of the host rock also influences exchanges with the outside environment and can be locally measured, at the scale of a few centimeters on plugs (Borgomano *et al.*, 2013), or at the scale of a well using pumping tests in the saturated zone or in the unsaturated zone (Kuang *et al.*, 2013). Permeability to air or to water of the unsaturated zone is also dependent on the water content. Thus, when dealing with the conservation of decorated caves, permeability of the carbonate massif in the unsaturated zone is a key parameter since it can control the air or water flows through the rock, by limiting or enhancing the flux of exchanges. This paper aimed to estimate the volume of a coastal cave, determine the net airflow exchanged with the outside environment and discuss the variation of the effective air permeability of the massif. The methodology relies on the monitoring of *in situ* pressure and temperature data.

The topic was explored by studying the Cosquer cave (southeastern France), which is a singular case of a decorated cave located within a partially submerged coastal karst. Although other partially submerged caves have been found in the Mediterranean region (Arfib and Charlier, 2016; Castagnino Berlinghieri *et al.*, 2020; Arfib and Mocochain, 2022), the Cosquer cave is of special interest since it is isolated by siphons on one side and by a low-permeability limestone massif on the other side. Initial data (Vouvé *et al.*, 1996; Arfib *et al.*, 2018) showed that the air pressure in the cave can remain higher than the outside atmospheric pressure for weeks. Cave air pressure increases by the inflow of outside air, during periods with high waves breaking on the cliff of the coastal limestone massif. Waves can produce and force air bubbles to flow along submarine open fissures or karst conduits inside the massif during short periods of time. Since the rock is not airtight, air slowly flows out through the limestone massif over several months. We took advantage of this behavior to investigate the permeability variations of the limestone massif at the mesoscale.

Firstly, we present two full years of data including cave air pressure, atmospheric pressure, cave water level variations and sea level variations. These data were used to investigate cave pressure fluctuations across annual to daily temporal scales. The daily pressure variations related to tides provide an assessment of the cave volume filled by pressurized air above the water level of the pools, applying the ideal gas law. This outcome was used to compute the net airflows entering and leaving the cave. Finally, the limestone effective air permeability at the massif scale was estimated from the cave air pressure decrease during the summer season, applying Darcy's law. Permeability was then compared to rainfalls and its evolution is discussed in the context of climate change. This study proposes for the first time a conceptual model and a quantitative assessment of flows within both the saturated and unsaturated zones of the Cosquer cave. It also highlights that airflows may change in the karst unsaturated zone with changes in the water cycle.

III.2.2 Study site and data

The Cosquer cave, located in the South-East of France on the Mediterranean seashore, is a partly submerged cave. It is located in the Calanques National Park, near Marseille city in Provence (Figure III-1). Part of the cave develops below the current sea level and is filled by seawater, and part of the cave remains filled with air above the sea level. It hosts a large range of paintings and engravings from the Upper Paleolithic with 553 graphic entities recorded to date, dating back 32500 to 19000 years B.P. (Clottes *et al.*, 1992a, 1992c, 1997; Valladas *et al.*, 2001, 2017). Among the representations, some animals rarely represented in prehistorical artwork are painted (penguins and jellyfish, Clottes *et al.*, 1992b; Delporte *et al.*, 1994). All the preserved artworks are located in the aerial part of the cave. The only way to currently access the cave in the limestone massif is by cave diving in submerged karstic conduits. However, during the Upper Paleolithic period, prehistoric humans accessed the cave by an entrance that is now 37 meters below sea level. The sea level was lower back then, e.g. during the Last Glacial Maximum about

20000 years ago and about 120 meters lower than today (Benjamin *et al.*, 2017). The entrance was flooded between 10000 and 8000 years BP (Sartoretto *et al.*, 1995; Lambeck and Bard, 2000) by the rising sea level.

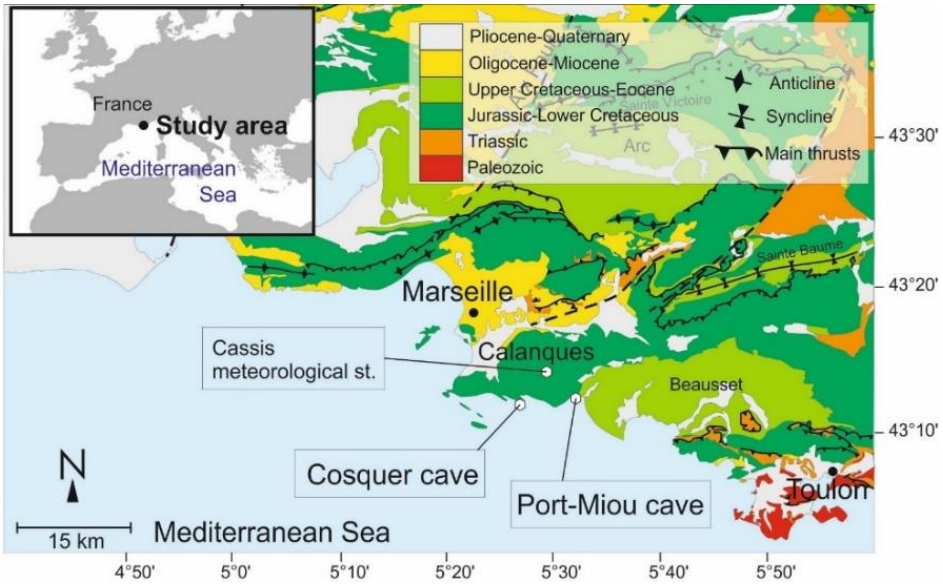


Figure III-1 : Structural map of the Provence region (southeast France), with location of the Cosquer cave, the Port-Miou observatory and the Cassis meteorological station. Modified from Lamarche et al., 2012.

The cave is embedded in the Morgiou massif, a peninsula made of early Cretaceous Urgonian limestones (Masse *et al.*, 2020). These limestones are tight carbonates, rudist-rich oolitic grainstones. According to thin sections, these carbonates display neither macro nor micro porosity (Lamarche *et al.*, 2012; Matonti *et al.*, 2015). The cave consists of two rooms whose walls host Paleolithic paintings and engravings and pools hydraulically connected to the sea. Karstic voids used bedding planes and fractures to develop, forming a karst network made of four areas: (1) a main conduit from 37 meters deep to Room 1, below sea level; (2) Rooms 1 and 2, partly flooded, containing Paleolithic decorations above the water level of the pools; (3) a vertical shaft (named “Grand Puits”, or “high shaft” crossing Room 2) that is 35 meters high above the pool water level; (4) an upper karst conduit located in a higher bedding plane, running above the decorated rooms and connected on one side to Room 2 by the Grand Puits and to a small pool of seawater on the other side. This pool is connected to the sea outside by karstic conduits that have not been fully surveyed for accessibility and safety reasons. However, the water level in the pool on the cave side varies with waves outside, which indicates that communication with the sea occurs at a shallow depth (Figure III-2), and it is suspected that large waves can push air bubbles through the conduits. Expeditions in the cave are never scheduled during rough weather, which makes direct observation of this phenomenon nearly impossible. However, we will show that instrumental records display a strong correlation between episodes of high waves and air input into the cave.

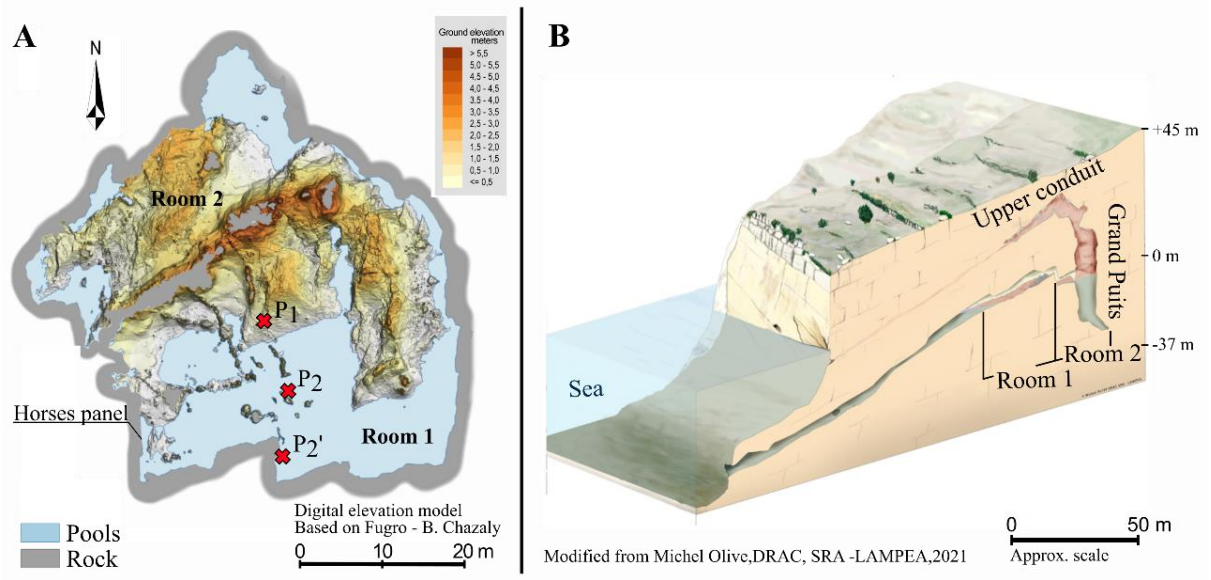


Figure III-2 : (A) Topographic map of the Cosquer cave. Blue areas are the pools. Probes in air are located in P_1, hooked to a stalagmite 5 m away from the water and 1 m above the ground. The probes in water are located in P_2 and P_2' (map designed by C. Font, 2023, Équipe grotte Cosquer). (B) Schematic cross-section of the Cosquer cave. The entrance of the conduit is 37 m below sea level. Modified from Olive and Vanrell, 2021.

Temperature and pressure in air are measured in the Cosquer cave using respectively a Cera-Diver probe (resolution of 0,01 °C and an accuracy of ± 0,2 °C) and a STS DLN probe (resolution of 10 Pa and an accuracy of +/- 0,1 % of full-scale (+/- 130 Pa)). Both probes are located in Room 1, hooked to a stalagmite about 5 m away from the pool, 1 m above the ground and 10 cm away from the stalagmite (location P_1 on Figure III-2A). CTD-Diver probes measure absolute pressure, temperature and specific electric conductivity of water in Room 1 (locations P_2 and P_2' on Figure III-2A). CTD pressure resolution is 10 Pa and accuracy 50 Pa. Atmospheric air pressure outside the Cosquer cave (SNO KARST, 2021) and sea level are measured 5 km away from the cave using Baro-Diver or TD-Diver probes, in the Port-Miou observatory of the French Karst National Observatory Service (Figure III-1). Port-Miou sea probes are moored in a large karst conduit connected to the sea (Arfib and Charlier, 2016; Jourde *et al.*, 2018). This location protects measurements from marine storms and waves. Data have been continuously recorded since 2014 at a 5-minute time-step. The height of the water column is calculated from absolute pressure by subtracting the air pressure above the water table and converted to meters of sea water (m_{sw}) using density of the Mediterranean Sea (ρ_{sea} = 1027 kg m^{-3}). Probes are factory calibrated and their clocks synchronized. Measurement and clock drifts are checked with a control probe during data collection (every 4 to 5 months) and pressure sensors of air inside and outside the cave are intercalibrated. When the same pressure is recorded inside and outside the cave, the water level in the cave is thus equal to the sea level. Available data run from 2014 to 2020 for this study. Precipitation data are provided by Météo-France records at Cassis city (Météo-France, 2023) located 5 km to the North-East of the Cosquer cave in the Calanques massif. The significant height of waves in front of the cave is the result of simulations provided by the French Naval Hydrographic and Oceanographic Service (Météo-France and SHOM, 2022).

All the parameters used in this paper are summarized in Table III-1 and illustrated on Figure III-3.

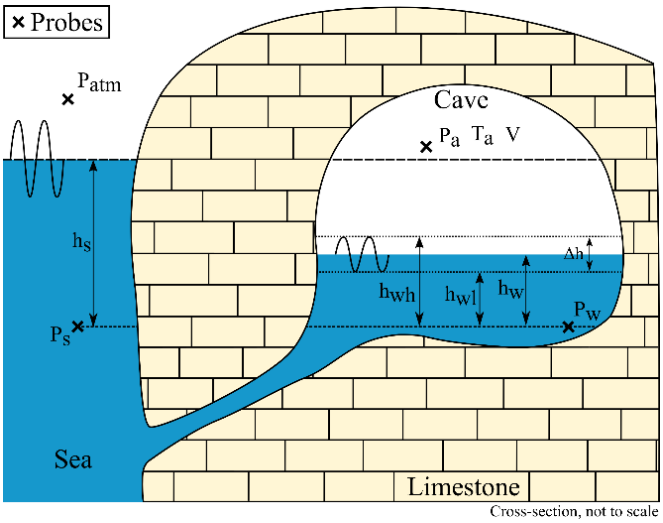


Figure III-3 : Main parameters measured with pressure probes, viewed on a conceptual cross section of the coastal cave. See Table 1 for an explanation of the parameters.

Symbol	Parameters	Unit
P_{atm}	Atmospheric pressure (outside the cave)	Pa or m_{sw}
P_s	Absolute pressure above the probe moored in the sea	Pa or m_{sw}
h_s	Sea level above the probe	m_{sw}
P_a	Cave air pressure	Pa or m_{sw}
P_w	Cave absolute pressure above the probe moored in water	Pa or m_{sw}
h_w	Cave water level above the probe	m_{sw}
h_{wl}	Cave water level at low tide	m_{sw}
h_{wh}	Cave water level at high tide	m_{sw}
Δh_w	Tide range in cave	m_{sw}
T_a	Cave air temperature	°C or K
T_w	Cave water temperature	°C or K
V_l	Air-filled cave volume at low tide	m^3
V_h	Air-filled cave volume at high tide	m^3
V	Air-filled cave volume	m^3
h_0	Reference water level above the probe	m_{sw}
V_0	Reference air-filled cave volume	m^3
S_w	Surface of water bodies in the cave	m^2
n	Cave air quantity	mol
Q	Volumetric airflow rate	$m^3\ s^{-1}$
Q_n	Molar flow rate	$mol\ s^{-1}$
q_n	Molar flux	$mol\ m^{-2}\ s^{-1}$
L	Fracture length or limestone thickness	m
W	Fracture width	m
A	Cave cross-sectional area	m^2
λ_a	Air intrinsic transmissivity	m^3
k_a	Air effective permeability	m^2
b	Hydraulic aperture of a fracture	m

r	Radius of a pipe (equivalent to a karst conduit)	m
μ	Air dynamic viscosity	Pa s
R	Ideal gas constant	J K^{-1} mol^{-1}
ρ_{sea}	Sea water density	kg m^{-3}
g	Gravitational acceleration	m s^{-2}
γ	Adiabatic index	-
P_0	Standard pressure	Pa
T_0	Standard temperature	K

Table III-1 : Presentation of the physical parameters, their notation and units used in this paper.

III.2.3 Cosquer cave hydroclimate

Figure III-4 shows the pressure, temperature and water level time series recorded in 2017 and 2018. These two years were used to illustrate the hydroclimatic behavior of the cave. Three types of variations were identified and are described below: (1) seasonal variations, (2) events lasting several hours to several days, (3) daily variations.

III.2.3.1 Overpressure in the Cosquer cave

Data show that air pressure in the Cosquer cave is nearly always higher than the outside atmospheric pressure (Figure III-4B). This very peculiar feature had already been shown by previous studies (Vouvé *et al.*, 1996; Arfib *et al.*, 2018) and has now been confirmed on the timescale of several years of continuous monitoring (2014-2020). Air pressure in the cave and water level of the pools are negatively correlated (Figure III-4A and Figure III-4B). When the air pressure increases, the air is confined by the walls of the cave and pushes down the water table to balance the overpressure. Conversely, between late spring and early autumn, there is a slow decrease in cave air pressure and the water level simultaneously increases. Air slowly flows out of the cave. At the end of summer, cave air pressure is minimal and close to atmospheric pressure outside the cave. The water level in the cave is then close to the seawater level.

A succession of pressure peaks occurs between October and May (highlighted in grey in Figure III-4) and these are generally absent in summer. These sharp rises in air pressure over tens of minutes to a few hours followed by a rapid pressure decay (over a day or so) are referred to in this paper as pressurization events and the shape of these events will be described in more detail in the following section. Between 20/10/2017 and 30/04/2018, about 30 of these pressurization events occurred. These events generate the cave overpressure by the inflow of outside air. They occur systematically during periods with high waves in front of the coastal limestone massif (Figure III-4E). While storms are often associated with rainfall, periods with high rainfall but no high waves occasionally occur (e.g. August 2018, Figure III-4D) and they do not cause pressure variations in the cave (Figure III-4B). Thus, some pressurization events are not associated with heavy rainfall, but they are systematically associated with waves (Figure III-4E). This is consistent with the observed rising water levels during the summer months, when there is no significant wave activity.. The current hypothesis is that breaking waves and waves crashing against the cliff can generate bubbles and then force seawater and air to flow

through the limestone massif by shallow fissures and karst conduits. Given the existence of karst pathways at several levels connecting the sea and the cave, air flows through shallow sumps and reaches the cave by upper conduits away from the decorated rooms, and not the lower conduit (human entrance) which is too deep to be the air intake point (-37 m).

III.2.3.2 Seasonal variations

As previously described, air overpressure in the cave decreases during summer. The summer depressurization rate was in average -0,21 $cm_{sw}.day^{-1}$ in 2017 and -0,32 $cm_{sw}.day^{-1}$ in 2018 (mean over July and August). Conversely, during pressurization events, net air pressure usually increases in the cave, i.e. the air pressure is usually higher after the event than before. Two thresholds are graphically identified in Figure III-4B: (i) maximum air pressure never exceeds 11,5 m_{sw} (1,16 hPa); (ii) immediately after pressurization peaks, the air pressure drops down to an overpressure level between 10,8 m_{sw} (1,09 hPa) and 10,7 m_{sw} (1,08 hPa). Below this level, the pressure decrease rate slows down considerably. The lowest water level is about 1,5 m_{sw} below the seawater level (0,40 m_{sw} above the probe, Figure III-4A) during winter. Thus, at a seasonal time scale, the pressure variation range (Figure III-4A) is around 1,5 m_{sw} (0,15 hPa).

Air temperature varies in the range 16°C to 21°C, in a seasonal pattern. The maximum is observed at the end of summer and the minimum at the beginning of spring (Figure III-4C). The air temperature variations are mainly driven by the water temperature variations. Water temperature variations are related to exchange with seawater outside the cave through conduits. Air temperature variations are smoother than water temperature variations, and delayed because of heat exchange with the cave walls, which have thermal inertia.

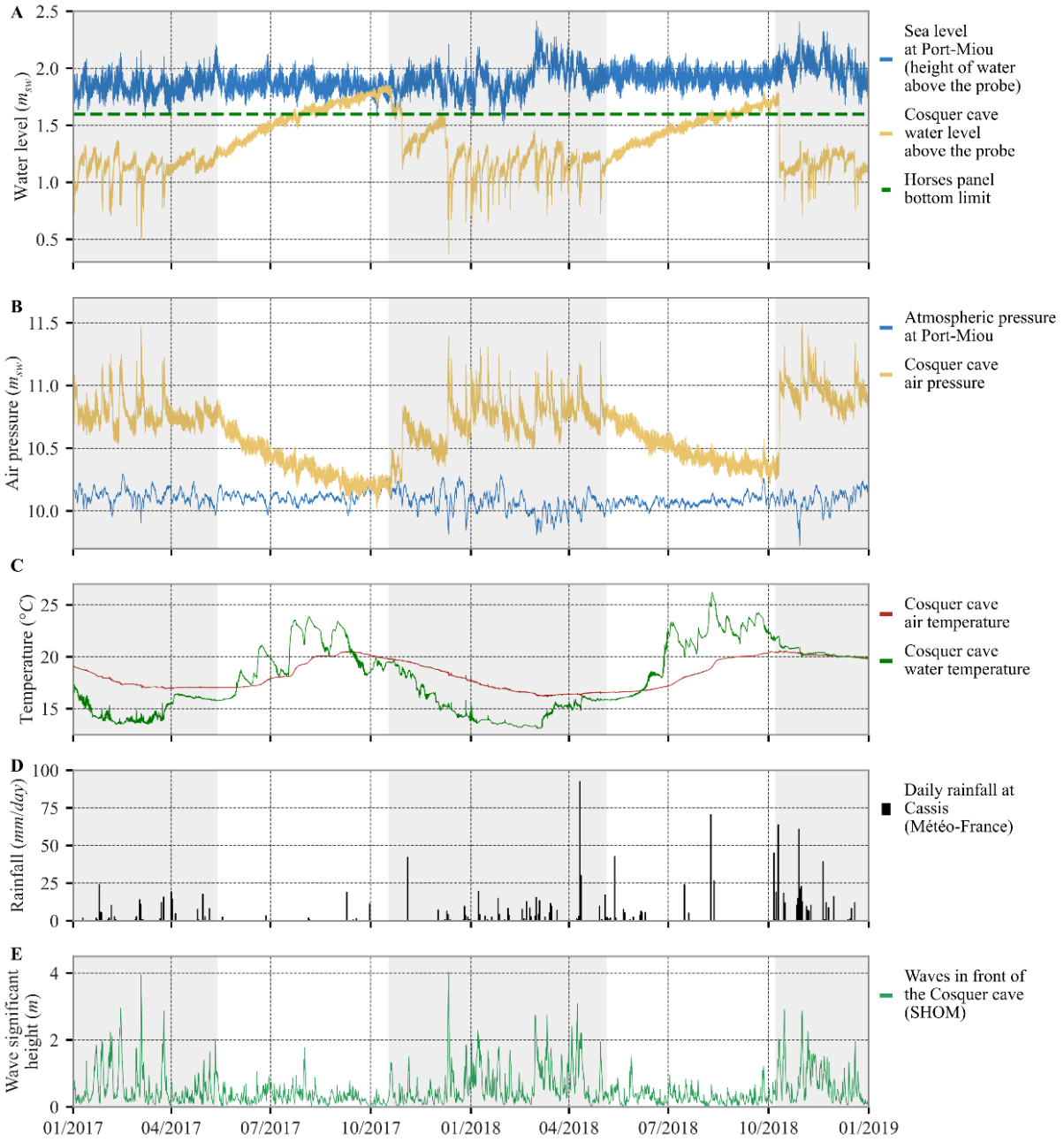


Figure III-4 : Pressure, water level and temperature time series recorded in the Cosquer cave and at the Port-Miou observatory for years 2017 and 2018: (A) Sea level at Port-Miou (h_s) and Cosquer cave water level (h_w), expressed in column of seawater (m_{sw}) above the probe with the same reference level. The green dashed line shows the bottom of the horses panel (Paleolithic decorated wall). (B) Atmospheric pressure (P_{atm}) outside the cave and cave air pressure (P_a). (C) Cave air temperature (T_a) and cave water temperature in Room 1 (T_w). (D) Daily rainfall (Météo-France, 2023). (E) Waves significant height in front of the Cosquer cave (SHOM, 2024). Pressurization event periods are shaded in grey.

III.2.3.3 Pressurization events

Pressurization events can be separated into different stages by analogy with the flood hydrograph (Chow *et al.*, 2013). One example is detailed in this paper to illustrate the phenomenon. This example, lasting 38,3 hours, occurred from April 29 to May 1, 2018. This is a representative pressurization event, with three main stages (Figure III-5) identified by the slope variations of the cave air pressure. The first stage is the

pressurization stage corresponding to the rising limb of the curve (from A to D); it lasted 7,8 hours and induced an increase of 73,7 cm_{sw} of air pressure in the cave (mean pressurization rate around 9,4 $cm_{sw}.h^{-1}$). The maximum slope of the rising limb reached a maximum pressurization rate close to 15,8 $cm_{sw}.h^{-1}$ (Figure III-5, from B to C). After the pressure peak at point D, the second stage started until an inflection point in the recession curve; the pressure dropped rapidly by 57,4 cm_{sw} from D to E (Figure III-5), at an average rate of -1,9 $cm_{sw}.h^{-1}$, which is more than 100 times higher than the slow pressure decrease rate described in the previous section (summer time). The third stage started from point E, around 10,8 m_{sw} with a lower pressure decrease rate of -0,2 $cm_{sw}.h^{-1}$ and was interrupted by the next pressurization event.

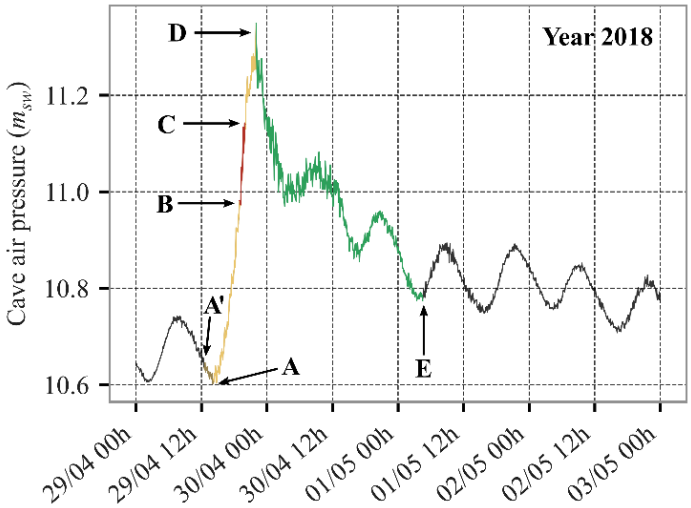


Figure III-5 : Example of the pressurization event occurring from 29 April 2018 to 1 May 2018. (A) start of the pressurization event based on cave air pressure variations; (B to C) maximum slope of the rising limb; (D) pressure peak, end of the pressurization stage (A to C) and start of the rapid pressure drop stage (or rapid falling limb), (E) end of the rapid pressure drop stage and start of the slow pressure decrease stage. (A') start of the pressurization event based on cave air quantity computation.

III.2.3.4 Variations at tidal scale

Tide-induced pressure variations are recorded in the cave. Figure III-6 shows *in situ* pressures expressed in meters of seawater (m_{sw}) and mean-centered at a two-day scale in order to focus on the relationships between sea level (h_s, measured at Port-Miou), cave air pressure (P_a), cave absolute pressure in water (P_w) and cave water level (h_w, computed from P_a and P_w). The different parameters are considered in summer when the cave air pressure is low and the cave water level is high (from 12/08/2017 to 14/08/2017, Figure III-6A) and in winter when the cave air pressure is high and the cave water level is low (from 23/12/2017 to 25/12/2017, Figure III-6B). The sea tide is transmitted through the submarine karst conduits or open fractures and bedding planes so the absolute pressure in water inside the Cosquer cave equilibrates with the sea level variations, without any noticeable lag (data time-step is 5 minutes).

The water level in the cave varies less than the tide outside because part of the pressure variation is transmitted to the confined air above the pools' surface. Focusing on the examples in Figure III-6, during summer the mean tide amplitude is 14,1 cm_{sw} outside and

5,6 cm_{sw} inside the cave. During winter the mean tide amplitude is 12,5 cm_{sw} outside the cave and 5,2 cm_{sw} inside. In both seasons, the tide amplitude in the cave is thus about 40 % of the sea tide and variations in the cave air pressure account for the remaining 60%. The magnitude of the damping of the tide depends on the volume of air trapped in the cave.

Tide-related temperature variations in the cave air are observed. These variations are small, less than 0,05 °C crest to crest (not shown in Figure III-4 or Figure III-6) and display a π/2 phase advance (3 hours) with respect to tide pressure variations. The amplitude of these variations is much smaller (about twenty times) than the adiabatic temperature variation (Eq. (III-7)) that would result from the tide air pressure changes. Moreover, simultaneous measurements obtained with two probes set 5 cm and 21 cm from the surface of the nearest wall (a stalagmite) recorded the same small temperature variations within <0,01 °C. These observations indicate that thermal convection is very active at least in the decorated rooms of the cave and that at the tide time scale, the air in the cave and the walls remains close to thermal equilibrium.

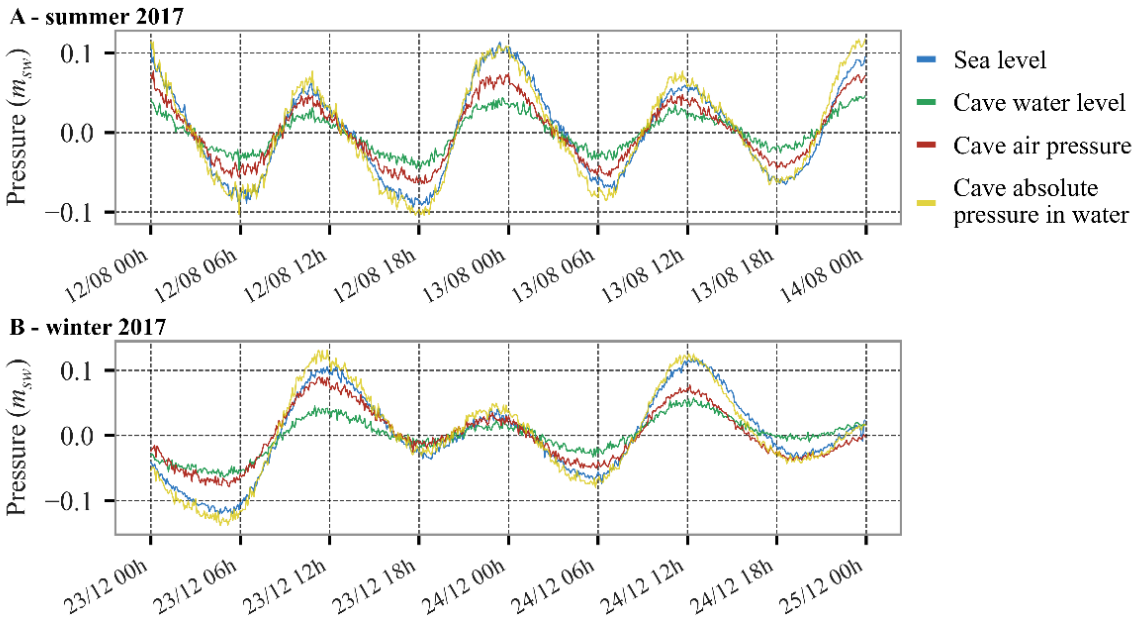


Figure III-6 : Time series of the sea level (h_s), the cave air pressure (P_a), the cave water level (h_w) and the absolute pressure in water in the cave (P_w) centered by their mean values during (A) a summer period when P_a is low (12/08/2017 to 14/08/2017) and (B) a winter period when P_a is high (23/12/2017 to 25/12/2017).

III.2.3.5 A threatened treasure: focus on the Horses panel

We showed that the cave water level in the Cosquer cave is lower than the sea level. This behavior limits the submersion of art close to water such as the horses panel (Figure III-2A). Figure III-7 shows, for years 2017 and 2018, the cumulative time (in % of the year) of the water level above the probe (in m_{sw}). The highest level recorded in 2017 (water level close to 1,8 meters above the probe in Figure III-7) was an exceptionally high water level in the cave, equivalent to the sea level for a few days. A scaled photo of the Horses panel is added to the figure. It illustrates how high the water level can rise and flood the artwork. The green dashed line marks the bottom of the painting. Usually, water level in coastal karsts is equal to the sea level; thus in this theoretical case, the lower part of the

horses panel would be continuously flooded. But in the case of the Cosquer cave, air overpressure maintained the horses panel totally out of water 75 % of the time in 2017 and 88 % of the time in 2018 (Figure III-7). The Horses panel is partially flooded from mid-summer, when the cave water level slowly rises, to the first pressurization event at the end of summer or beginning of autumn (water level above the green dashed line on Figure III-4).

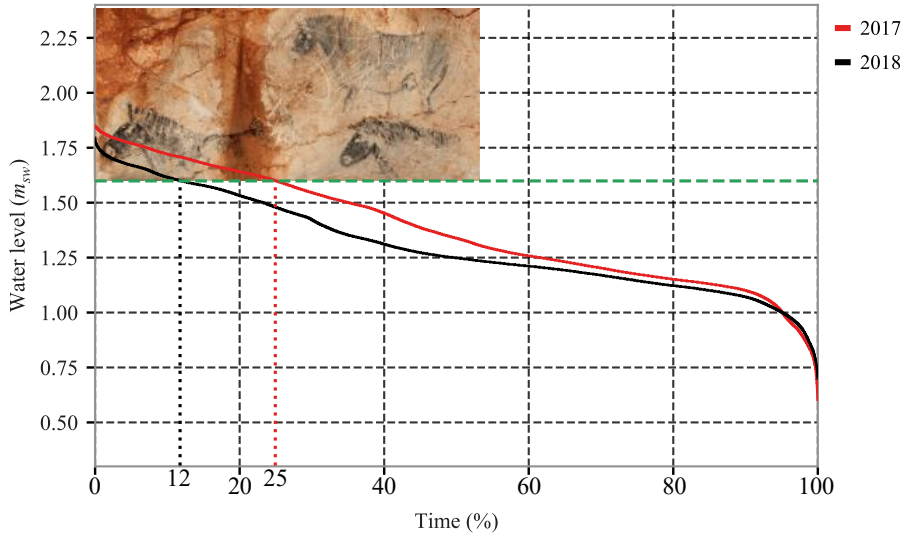


Figure III-7 : Cumulative time (in % of the year) of the water level above the probe (in m_{sw}) for years 2017 (red) and 2018 (black). The green dashed line marks the bottom of the Horses panel represented on the figure.

The Horses panel was flooded during 92 days in 2017 and 64 days in 2018. During these periods, the panel undergoes (1) washout due to the infiltration of water into the rock porosity and (2) mechanical erosion under the effect of alternating wet/dry periods caused by the tide. Currently, air overpressure and tide damping inside the cave reduce the duration of flooding. The Horses panel is not the only art threatened by water: the Negative Hands panel and archaeological artefacts on the floor are also endangered. The behavior of the karst limits the water level rising on the paintings and engravings, which are still under threat. Global sea level rise is a direct threat to the integrity of the cave.

III.2.4 Model

Recorded data show that air pressure variations in the Cosquer cave are related to the cave volume and the inflow and outflow of air into the confined cave. We sought to calculate the cave volume using the tide variations and the rock permeability using the slow air depressurization stage. This section details the methods and equations used.

III.2.4.1 Equations for air pressure and air quantity in the cave

Pressure variations of air in the Cosquer cave are related to variations of air quantity in the cave, temperatures and tide variations. Approximating air as an ideal gas:

$$P_a V = nRT_a \qquad \text{(III-1)}$$

where P_a is cave air pressure and T_a is cave air temperature, n is the number of gas moles in the cave, V the air-filled volume of the cave, defined as the volume of all the connected voids above the water level, and R is the ideal gas constant. P_a and T_a here represent the average pressure and temperature in the volume of the cave. There is here no requirement with this formulation to assume that P and T are uniform, but the question arises as to whether the measurements do represent the average temperature. This point is dealt with in section III.2.4.2. Variations in n correspond to variations of gas content in the cave regardless of the processes considered. These include air inflows and outflows but potentially also exchanges with the liquid phase by diffusion of dissolved gases and water liquid/vapor phase change. The effect of water evaporation and condensation may be approximated considering that the air in the cave is generally close to dew point. Using the Tetens equation (Monteith and Unsworth, 2013) to calculate water vapor pressure, a maximum range of vapor pressure variations of 18,2 hPa to 24,9 hPa is obtained for a temperature varying from 16 °C to 21 °C, representing the range of seasonal variations (Figure III-4). This pressure variation corresponds to a 6,7 cm water level change. Conversely, the effect of the thermal expansion of dry air from 16 °C to 21 °C leads to a pressure increase of 17,3 hPa, with ideal gas approximation. At the tidal scale, cave air temperature variations do not exceed 0,05°C and thus changes in water vapor pressure may be neglected. Mean cave air pressure variation because of tides is about 9,5 cm_{sw} (Figure III-6) whereas during slow depressurization (with a depressurization rate of -0,32 $cm_{sw}.day^{-1}$) cave air pressure decreases by 0,08 cm_{sw} between two tides (~6 h), i.e. 1,4 % of the mean tide range. This variation is therefore neglected.

The total volume of the cave and the number of moles are both unknown. Nevertheless, the variation of the air-filled volume of the cave due to tidal variations may be estimated from the variations of water height in the cave, which are measured. Knowing P_a and T_a variations, it is thus possible to estimate n assuming it remains constant during a tidal cycle, and hence the total volume of the cave. On the longer time scale, once this volume is known, the variation of n during the slow depressurization may be calculated from the long-term variations of P_a and T_a.

III.2.4.2 Volume calculation

The variation of the cave volume (filled with air) between high and low tide can be expressed as:

$$V_h = V_l - \int_{h_{wl}}^{h_{wh}} S_w(h)\, dh_w \qquad \text{(III-2)}$$

where V_h and V_l are respectively the cave volume at high and low tide. h_{wh} and h_{wl} are the cave water level at high and low tide. $S_w(h)$ (m^2) is the total surface of water bodies (pools) connected to the sea and thus affected by tides. The surface of the pools for a middle stand water level was calculated using QGIS tools from a georeferenced map of the cave and was found to be 847 m^2. For a first order approximation, the variations in pool surface

between high and low tide may be neglected because the roof and shore in Room 1, which hosts the largest pool area, are almost parallel (both follow the dip of sedimentary layers), and the walls of the Grand Puits are subvertical. $S_w(h)$ is thus taken constant:

$$S_w(h) \approx S_w = 847\ m^2$$

and

$$V_h = V_l - S_w.(h_{wh} - h_{wl}) = V_l - S_w.\Delta h_w \quad \text{(III-3)}$$

Also, n is assumed constant on the time scale of a tide. The validity of this assumption was assessed in section III.2.4.1. The perfect gas law is applied at high and low tide:

$$\frac{P_{ah}V_h}{T_{ah}} = \frac{P_{al}V_l}{T_{al}} \quad \text{(III-4)}$$

Combining Eq. (III-3) and Eq. (III-4), the volume of the cave at low tide V_l is:

$$V_l = S_w\ \Delta h_w \frac{1}{1 - \frac{P_{al}T_{ah}}{P_{ah}T_{al}}} \quad \text{(III-5)}$$

Except during the transient pressurization events, air pressure within the connected rooms of the cave is at equilibrium. However, air temperature may not be uniform as it depends on thermal convection for homogenization. To bound volumetric estimations, we will also consider two end-member cases corresponding to isothermal and adiabatic assumptions.

In the isothermal case, Eq. (III-5) simplifies as:

$$V_l = S_w\ \Delta h_w \frac{1}{1 - \frac{P_{al}}{P_{ah}}} \quad \text{(III-6)}$$

In the case of an adiabatic process, there is no heat transfer between the air and the cave walls or water pools and the temperature variation of an ideal gas is related to the pressure variation by:

$$\frac{T_{al}}{T_{ah}} = \left(\frac{P_{al}}{P_{ah}}\right)^{1-1/\gamma} \quad \text{(III-7)}$$

The adiabatic coefficient for air at 20 °C is γ = 1,4 (Lange and Forker, 1967). Combining Eq. (III-3) and Eq. (III-7) yields:

$$V_l = S_w\ \Delta h_w \frac{1}{1 - \left(\frac{P_{al}}{P_{ah}}\right)^{1/\gamma}} \quad \text{(III-8)}$$

As air pressure at low tide is lower than at high tide, the P_{al}/P_{ah} ratio is less than 1 and the volume estimated with the adiabatic assumption is larger than for the isothermal one.

III.2.4.3 Airflow rate

Once the volume of the cave has been estimated from the tidal variations, the quantity of air in the cave is computed over time as:

$$n(t) = \frac{P(t)}{RT(t)}\left[V_0 + S_w.\left(h_0 - h_w(t)\right)\right] \quad \text{(III-9)}$$

where V_0 is a reference volume of the cave for a reference water level above the probe h_0. The net volumetric flow rate Q ($m^3.s^{-1}$) into the Cosquer cave (inflow positive) is calculated as:

$$Q = v_m\, Q_n = \frac{RT}{P} Q_n \quad \text{(III-10)}$$

where v_m is the air molar volume ($m^3.mol^{-1}$), $Q_n = \frac{dn(t)}{dt}$ is the molar flow rate ($mol.s^{-1}$) and R = 8,314 $J.K^{-1}.mol^{-1}$ the ideal gas constant. The net volumetric flow rate can be expressed for standard pressure $P = P_0$ = 101325 Pa and temperature $T = T_0$ = 288,15 K.

III.2.4.4 Rock mass permeability

The seasonal slow depressurization of the confined Cosquer cave during spring and summer implies air outflows through the host-rock. The effect of gas compressibility on flow is taken into account, approximating air as a perfect gas. Assuming that airflow follows Darcy's law, and neglecting the hydrostatic gradient in the atmosphere (about 11 $Pa.m^{-1}$), the molar flux may then be written as (e.g.: Massmann, 1989; Lang, 1999; Charbeneau, 2006):

$$\boldsymbol{q_n} = \left(\frac{P}{RT}\frac{k_a}{\mu(T)}\right)\mathbf{grad}(P) = \left(\frac{k_a}{\mu(T)RT}\right)\mathbf{grad}\left(\frac{P^2}{2}\right) \quad \text{(III-11)}$$

where $\boldsymbol{q_n}$ is the molar flux ($mol.m^{-2}.s^{-1}$), μ is the dynamic viscosity of air (Pa.s), k_a is the medium effective permeability to air (m^2), T the gas temperature (K) and P the air pressure (Pa). According to the kinetic theory of gases, the viscosity of a perfect gas is a function of temperature only and does not depend on pressure (Chapman and Cowling, 1990).

Airflows through a porous medium follow Darcy's law if the pores have a sufficiently low water saturation to host a continuous gas phase. The generalization of Darcy's law for air flow in an unsaturated porous medium uses the effective permeability to air (k_a):

$$k_a = k_{ra}\, k_w \quad \text{(III-12)}$$

k_{ra} is the relative permeability to air (-), describing the influence of air and water content on permeability. It ranges between 0 (at the percolation threshold) to 1 (dry state). k_w is the intrinsic permeability of the host-rock (m^2), which is independent of the fluid properties and saturation. Our data can constrain k_a but not k_{ra}. The maximum value of

effective permeability to air from our calculations is thus a lower bound for the intrinsic permeability.

Now considering a steady-state, or slowly varying, flow between a cavity at pressure P_a and the surface at atmospheric pressure P_{atm}, other parameters being held constant (T, μ), it follows from Eq. (III-11) that the total molar flux depends linearly on the difference of the squared pressure between the boundary conditions (Charbeneau, 2006). Hence, the effective air transmissivity λ_a between the cave and the ground surface may be defined as:

$$\lambda_a = \frac{2\mu RT}{(P_a^2 - P_{atm}^2)} Q_n \qquad \text{(III-13)}$$

The variations of temperature in the host-rock are unknown, but are much lower in amplitude than temperature variations in the cave and at the ground surface (Bourges *et al.*, 2006a). T is thus taken constant equal to the yearly mean air temperature in the cave, about 18 °C. In this case $\mu(T) = \mu = 1{,}81\ 10^{-5}$ Pa.s. The interpretation of the air effective transmissivity coefficient λ_a, which has a dimension of m^3, can vary based on the geometrical configuration. Three geometries are considered: a porous rock volume (Figure III-8A), a single fracture (Figure III-8B) and a pipe (Figure III-8C).

If a pressure gradient is applied over length L (m) on a cross-sectional area A (m^2), the air effective permeability (m^2) may be defined as:

$$k_a = \lambda_a \frac{L}{A} \qquad \text{(III-14)}$$

In the case of the Cosquer cave, L and A reflect the dimensions of the boundary conditions and are illustrated in Figure III-8A. One possibility is to consider the air effective permeability of the rock volume between the main cave and the ground surface, hence A = 2000 m^2 and L = 40 m. However, it is possible that most of the flow occurs through the upper part of the cave, closer to the ground and likely less water saturated, namely the top part of the Grand Puits (*high shaft*), that is about 100 m^2 and 10 m below the surface according to available 3D models of the cave. The geometric factor A/L may thus be considered to range from 10 to 50 m.

If a leakage occurring through a fracture of length L and width W as shown in Figure III-8B is considered, the hydraulic aperture of the fracture is (Zimmerman and Bodvarsson, 1996):

$$b = \left(12\lambda_a \frac{L}{W}\right)^{\frac{1}{3}} \qquad \text{(III-15)}$$

If a population of N fractures is considered, b^3 represents the sum of the cubed apertures of individual fractures. It follows that the larger fractures generally dominate the flow. For instance, if eight identical fractures of hydraulic opening b are present, they are equivalent to a single fracture of opening 2b. In most cases, Eq. (III-15) yields a correct order of magnitude for the hydraulic opening of the largest active fractures. For pipe conduits of length L (Figure III-8C), the air effective transmissivity is a function of the fourth power

of the radius and, similarly, the larger conduit will dominate the flow. According to Poiseuille's law the hydraulic radius *r* of a pipe conduit may be defined as:

$$r = \left(\frac{8}{\pi}\lambda_a L\right)^{\frac{1}{4}} \qquad \text{(III-16)}$$

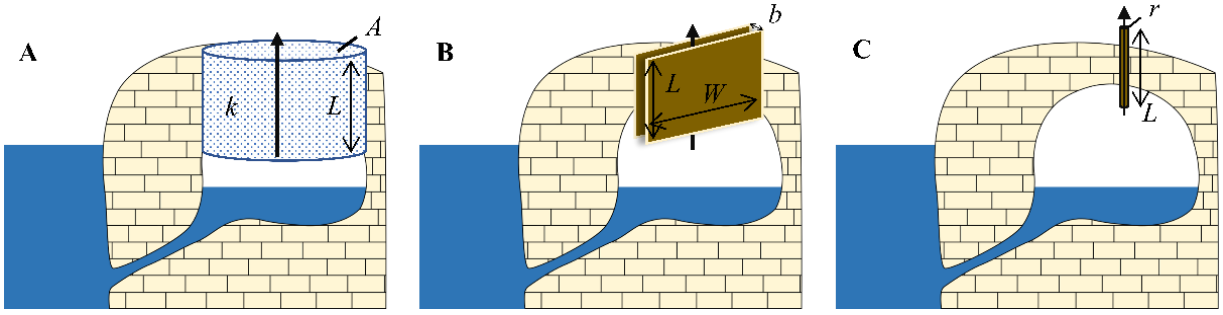


Figure III-8 : Schematic cross-sections to illustrate the three theoretical models tested for flow: (A) porous rock volume of cross-sectional area A and length L ; (B) fracture of length L, width W and hydraulic aperture b and (C) pipe of length L and radius r.

III.2.5 Results

III.2.5.1 Cosquer cave volume

Volume calculations were done over July and August for years 2015 to 2020, using pressure and temperature variations between successive tidal extrema. These two months were chosen during the summer season, when the cave water level is mainly driven by the tide, without significant pressurization events. This yields four volume calculations per day and 240 values for the two months.

Figure III-9A shows all the values calculated for the years 2017 and 2018, taking into account the measured air temperature variation during the tide (referred to as temperature corrected volume, Eq. (III-5)), with measurement uncertainties. The volume of the cave and its uncertainty were computed using the weighted mean (Eq. (III-23)) and weighted mean standard deviation (Eq. (III-24)) over the July to August period. This method gives more weight to values with smaller uncertainties. Using data recorded in summer 2017, the mean cave volume is 4973 ± 83 m^3, for a mean cave water level $\overline{h_w}$ = 1,60 m_{sw} (the water level reference is the absolute location of the sensor as shown in Figure 3A). Using data recorded in summer 2018, the mean volume is 4967 ± 78 m^3 for a mean cave water level observed $\overline{h_w}$ = 1,53 m_{sw}, which would be equivalent to 4915 m^3 for the reference level h_w = 1,60 m. Using this latter value, the calculated air-filled volume of the cave was the same in 2017 and 2018, within the range of uncertainties, as expected. It shows that using data of the two summer months, volume can be calculated by the method proposed.

Table III-2 summarizes mean cave water level measurement and volume calculated over the two summer months for years 2015 to 2020. Mean summer cave volume over the 6 years was 5000 m^3 for an average water level of 1,54 cm_{sw}. This mean volume was maximal in 2020 when the mean water level was minimal, and was minimal in 2016 when

the mean water level was maximal. Using the complete dataset available from years 2015 to 2020, the 6-year average water level was 1,33 m_{sw} and yields an average air-filled volume of the cave of 5184 m^3.

	2015	2016	2017	2018	2019	2020
$\overline{h_w}$ (m_{sw})	1,55	1,64	1,60	1,53	1,55	1,40
$\bar{V}$ (m^3)	4974	4957	4973	4967	4965	5164

Table III-2 : Mean cave water level and volume over July and August for years 2015 to 2020

In order to show the impact of the heat exchanges between the air and the cave walls or water pools on the cave volume calculation, we performed calculations for three assumptions on year 2017 data, plotted in Figure III-9B. Case I is the temperature corrected curve (red line on Figure III-9B), using air temperature variation during the tide (Eq. (III-5); this is the curve connecting the data point given in Figure III-9A. Case II (green dashed line on Figure III-9B) is the volume calculation with an isothermal assumption (Eq. (III-6)), and case III (blue line on Figure III-9B) is the volume calculation with an adiabatic assumption (Eq. (III-8)). Comparison of cases I, II and III over July and August 2017 shows that the three cases give similar relative variations but different means. Temperature (I) and isothermal (II) plots are almost superimposed, suggesting that the isothermal assumption is a much better approximation than the adiabatic one. The small tide-related temperature variations in the cave (< 0,05 °C) show a quasi-isothermal process, which leads to a mean relative difference of less than 1 % with isothermal computation. Mean volume for the adiabatic case is 6993 m^3. There is a factor of 1,4 between case III and case II because of the adiabatic index γ (Eq. (III-8)). This gives the possible maximum cave volume in the case when the available temperature record is not representative of average air temperature variations in the cave during the tidal cycle.

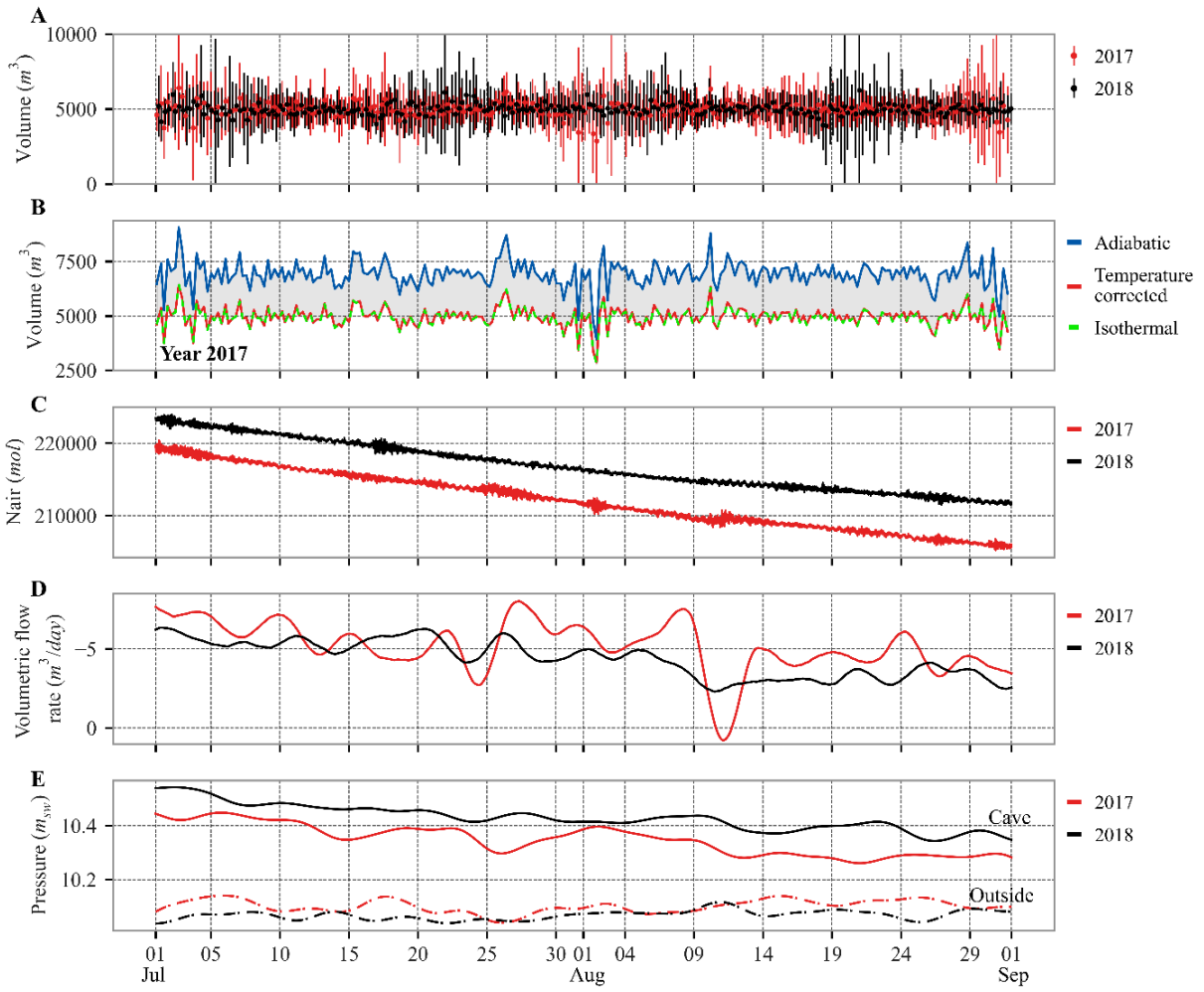


Figure III-9 : Calculated and recorded time series from July 1 to August 31 for years 2017 and 2018. (A) Results of the cave volume computation using air temperature variations, with uncertainties (B) Results of the cave volume computation (only year 2017) for the three assumptions: adiabatic, isothermal, and temperature corrected (using air temperature variations); (C) Results of cave air quantity; (D) Results of volumetric flow rate (negative value for outflow) filtered with a 5-day Hann window; (E) Recorded data of cave air pressure and atmospheric pressure (outside the cave) filtered with a 5-day Hann window.

III.2.5.2 Cave airflow rates

III.2.5.2.1 Outflow during slow pressure decrease

The cave volume previously calculated makes it possible to evaluate at any time the cave air quantity (Eq. (III-9)) and therefore the airflow rates (Eq. (III-10)) for standard pressure/temperature conditions (P_0 =101325 Pa, T_0 = 288,15 K). The air quantity given in Figure III-9C shows a slow decrease over the two months, correlated with the slow air pressure decrease (Figure III-4). The quantity of air was lower in 2017 than in 2018 because the air pressure was lower in summer 2017 in the cave. Table III-3 summarizes mean airflow rates over July and August for years 2015 to 2020. Values are negative when air flows out of the karst. The mean summer flow rate over the six years was -5,9 $m^3.d^{-1}$ (-0,24 $m^3.h^{-1}$), ranging from a minimum -4,5 $m^3.d^{-1}$ (in 2018) to a maximum -7,7 $m^3.d^{-1}$ (in 2020). Years 2017 and 2018 are detailed in Figure III-9D, filtered with a 5-day Hann window. Airflow rates changed from -1,2 to -8,4 $m^3.d^{-1}$ in 2017. These extrema values

appear mainly when the air quantity curve (Figure III-9C) shows a noisy shape, corresponding to periods with higher sea level variations (waves outside the karst). In 2018, airflow rates varied less, corresponding to a smoother decrease in air quantity over the summer.

	2015	2016	2017	2018	2019	2020
Q ($m^3.d^{-1}$)	-5,2	-5,7	-5,3	-4,5	-6,8	-7,7

Table III-3 : Mean cave airflow rates over July and August for years 2015 to 2020 (air flows out of the cave for negative values).

Nevertheless, in 2017 and 2018, the airflow rates tended to decrease (from the highest negative value to the lowest negative value) over the summer as the air overpressure inside the cave decreased (Figure III-9E) and therefore the pressure difference between the cave and the outside atmosphere decreased.

III.2.5.2.2 Inflow and outflow during pressurization events

The method to calculate the airflow rate, based on cave air quantity variation, can also be applied to net airflows during pressurization events, which occur during wintertime (Figure III-4). The pressurization event presented in Figure III-5 (from 29/04 to 01/05/2018) has been separated into several stages using pressure variations**.** To enhance precision, the onset of the pressurization event was identified by analyzing changes in air quantity, thus avoiding tidal variations passing point A to A' (Figure III-5). For this event, considered as a typical example, the rising limb, from the beginning of the increase of the air quantity to the peak, lasted 9,5 hours for a total inflow of 869 m^3 (from A' to D). Then the rapid falling limb, from the peak to the first inflection point, lasted 30,5 hours for a total outflow of 656 m^3 (from D to E). The maximum pressure increase during the injection stage was related to a maximum inflow rate of 222 $m^3.h^{-1}$ (from B to C). All the results are summarized in Table III-4. During this pressurization event 26 % of the total air volume was injected in about 10 % of the total pressurization stage duration (from A' to D). The mean outflow rate during the rapid pressure drop (from D to E) was 82 times higher than the mean airflow rate during the slow pressure decrease in summer season (July and August, mean from 2015 to 2020). 75 % of the air injected during the pressurization stage (from A' to D) leaked out of the cave in the following 30,5 h (from D to E).

	Stage	Duration (h)	Airflow rate ($m^3.h^{-1}$)	Total volume (m^3)
A' → D	Rising limb	9,5	91,7	869
B → C	Maximum slope	1	222,6	222
D → E	Rapid falling limb	30,5	-21,5	-656

Table III-4 : Airflow rates during the pressurization event from 29/04 to 01/05/2018.

This method was applied to quantify the total net volume of air flowing in and out of the cave during all the pressurization events spanning from 2015 to 2020. The cumulative annual net air inflow ranged from 10240 m^3 (year 2015) to 22460 m^3 (year 2020) with an annual average of 17590 m^3. Similarly, the cumulative net annual air outflow during

rapid pressure decays varied from 7720 m^3 (year 2015) to 18260 m^3 (year 2020) with an annual average of 13270 m^3. The budget gives a remaining outflowing air volume (6-year average, 4320 m^3) corresponding to the cumulative net annual air outflow during slow depressurization periods. These results of net air volume flowing in and out of the cave will be used to discuss the air renewal in section III.2.6.2.

III.2.5.3 Permeability of the limestone massif

During the periods of slow pressure decrease in July and August, the air effective transmissivity coefficient was calculated according to Eq. (III-13). It was then converted to effective permeability, effective hydraulic aperture and effective radius, corresponding to different ideal flow geometries, as defined in section III.2.4.4.

1 – It is firstly assumed that air flows out through a porous rock volume of cross-sectional area A and length L to compute its air effective permeability k_a (Eq. (III-14, Figure III-8A). We consider two end-member cases consistent with the Cosquer cave geometry: i) flow through the rock volume above the "Grand Puits", hence A = 100 m^2 and L = 10 m (A/L = 10 m), and ii) flow through the whole rock volume above the main cave, hence A = 2000 m^2 and L = 40 m (A/L = 50 m). All the averaged results between 01/07 and 31/08 for the years 2015 to 2020 for the different models are summarized in Table 5, varying from 4,6.10^{-15} to 50,0.10^{-15} m^2.

2 – It is assumed that air leakage occurs through a fracture of length L and width W to determine its hydraulic aperture b (Eq. (III-15), Figure III-8B). The L/W ratio was set at 1. Results varied between 0,14 mm and 0,18 mm (Table III-5).

3 – It is assumed that air flows out through a small karst conduit equivalent to a pipe of length L and radius r (Eq. (III-16), Figure III-8C). Two cases are set up: i) the pipe goes from the main cave to the surface, hence L = 40 m, and ii) the pipe goes from the top of the ”Grand Puits” to the surface, hence L = 10 m. The computed radius of this hypothetic pipe is then around 1,5 to 2,7 mm (Table III-5).

		2015	2016	2017	2018	2019	2020
k_a (10^{-15} m^2)	A/L = 10 m	29,9	50,0	40,3	23,3	32,3	29,5
	A/L = 50 m	6,0	10,0	8,1	4,6	6,4	5,9
b (mm)	L/W = 1	0,15	0,18	0,17	0,14	0,16	0,15
r (mm)	L = 10 m	1,66	1,88	1,77	1,55	1,69	1,65
	L = 40 m	2,33	2,66	2,50	2,20	2,39	2,34

Table III-5 : Averaged results over July and August for years 2015 to 2020 of the air effective permeability ka considering 2 different geometries, the equivalent permeability of a fracture with a hydraulic aperture b and the equivalent permeability of a pipe of radius r considering 2 different pipe lengths.

III.2.6 Discussion

III.2.6.1 Exploring caves with sea tide: accessing the inaccessible volumes

Cave volume is a challenging parameter to quantify and is important as it is involved in the study of the cave air renewal or internal air flow impacting the conservation of artwork or archaeological remains. It can also be a parameter of interest for archaeological studies, to understand the spaces that Paleolithic humans used for decoration. Indeed, the large number of Upper Paleolithic caves decorated in the south of France shows that the volumes of decorated caves vary widely, from small rooms to large caves. For instance, the volume of Lascaux cave is less than 3000 m^3 (Malaurent *et al.*, 2006), the polychrome room in Altamira cave is 342 m^3 (Sainz *et al.*, 2018), the Chauvet cave is 60000 ± 20000 m^3 (Bourges *et al.*, 2020), Cussac cave is 50000 m^3 (Peyraube *et al.*, 2016) and l'Aven d'Orgnac is 237000 m^3 (Bourges *et al.*, 2006a). The volumes of accessible parts of caves have usually been obtained by 3D speleological surveys (Jouves *et al.*, 2017), using handheld topographic instruments or by laser scanning (Mohammed Oludare and Pradhan, 2016; Giordan *et al.*, 2021). These methods are efficient but are mainly limited by the accessibility of cave passages to speleological investigation because they require scanning point clouds. Small passages or connected rooms yet undiscovered are thus not surveyed. In the case of the Cosquer cave, tidal pressure variation makes it possible to assess the entire cave volume independently of the geometry or the accessibility of these volumes. The method uses classical equations but is a rather exceptional application since partly drowned confined coastal caves are not widespread. Nevertheless, calculating the whole volume of the cave provides the opportunity to compute other crucial data in this study: air quantity and then air flow rates and rock permeability. One strength of the method is that it uses the natural variation in the pools' water level induced by the sea tides twice per day, giving four slopes per day. Uncertainties in the results vary with the tide range. Uncertainties are maximum when the tide variation is minimum. Computing the mean volume over a long period (2 months) is a way to minimize the impact of local disturbances (Figure III-9C), generating a few outliers in volume results, although the sources of the disturbances have not been identified and separated. One should remember that the cave volume is almost constant from day to day, and volume changes in Figure III-9A from one result to the next are commonly explained by bias in the measurement (sensor dependent), or due to water level variations with a very high frequency when the seawater is moving with waves.

Over the two summer months, there is a slow decrease in the cave air pressure and the water level of the pools rises slowly in the cave. The cave volume should then change, decreasing with the rising of the water level. As shown in Figure III-4, between July and August, water level rose by 23 cm_{sw} in 2017 and 13 cm_{sw} in 2018. Using the pools' reference surface (847 m^2), the cave volume decrease is equivalent to 192 m^3 in 2017 and 112 m^3 in 2018 during these two months. No significant decreasing trend appears on the cave volume measurement time series (Figure III-9A). However, a significant difference

in average volumes (197 m^3) was found between year 2020 when the water level remained exceptionally low (1,4 m) and during years 2015-2019 (average water level 1,57±0,05 m) (Table III-2). We also compared this computed volume with the volume calculated from the 3D survey of the cave. We approximated roughly the volume of the cave from the 3D speleological hand-survey maps and cross-sections (Fig. 2): 3100 m^3 for the decorated rooms (#1 in Figure III-10), 1500 m^3 for the "Grand Puits" (#2 in Figure III-10) and 1200 m^3 for the upper conduit connected to the top of the Grand Puits (#3 in Figure III-10). The total estimated volume is 5800 m^3, which is significantly higher than our best estimation (5184 m^3 for a water level of 1,33 m). Assuming that the geometrical determination is accurate, which still needs to be confirmed by full 3D modeling of the whole cave, this difference may be explained by the actual surface of the pools which will need to be refined and by the temperature variations of the air during a tidal cycle. Regarding air temperature, convective movements control temperature homogenization in the cave (Lismonde, 2002) and although the air temperature time series were obtained outside the convective boundary layer, they were only acquired at one location in the main room, and may not be representative of the volume-averaged temperature in the cave. We pointed out that the recorded tide-related temperature variations were much smaller than the adiabatic tide-related temperature variations and showed that calculations in fully adiabatic conditions could result in 40% larger volume estimates. Therefore, other parts of the cave may have larger tide-related temperature variations, which could result in underestimating the total volume. Nevertheless, our results suggest there are no other connected large rooms that remain to be discovered inside the Cosquer cave.

III.2.6.2 Air renewal

Cave airflows typically take place through the entrance of the cave along karst conduits or through fractures or porosity in the formation. If the cave is connected to several entrances, even entrances that are too small for human investigation, ventilation occurs through the karstic network between the entrances (Lismonde, 2002; Gabrovšek, 2023). Here, in the Cosquer cave, the cave is confined, and all the passages are closed by submarine karst sumps. The air pressure inside the cave is almost always higher than the pressure outside and we showed in the results section that airflows are conditioned by the following: (1) there are rapid air exchanges driven by waves during short pressurization events occurring a few dozen times a year, with a rapid inflow and outflow through the saturated karst conduits; these events generally have a positive airflow budget which results in a net inflow of air to the cave; (2) excess air slowly leaks through the limestone walls in the unsaturated zone, re-equilibrating air pressure on a seasonal time scale. The processes allowing air renewal are thus very different from other caves, which do not have long-term overpressure.

During the summer period, we showed that there is no significant air inflow and that the air flows out continuously (Figure III-10A). So, the air quantity inside the cave varies, decreasing over the summer, but the air is not renewed. The annual mean pressure

difference between inside and outside the Cosquer cave is 56 cm_{sw} (years 2015 to 2020). This is significantly higher than the natural pressure gradients usually found in caves: pressure gradients due to variations in atmospheric pressure or temperature variations in the range of 2 cm_{sw} are observed at the Lascaux and Altamira caves (Houillon *et al.*, 2017; Sainz *et al.*, 2018) and up to 5 cm_{sw} in the case of a coastal karst under the influence of tides (Jiao and Li, 2004). In the case of the Cosquer cave, this air supply and consequently air renewal, only happens during pressurization events. These events require an additional mechanism to force the air to flow from outside to inside the cave. Field observations and data suggest a close link between sea conditions (wave height) and the pressurization events. Waves breaking along the cliff at the shallow submarine karst inception horizons and fractures seem to be the main driver. Understanding this mechanism is beyond the scope of this paper but our air content calculations can be used to assess net fluxes occurring during pressurization events.

Pressurization events generally have an initial pressure increase stage indicating inflow, followed by a rapid decay indicating a net outflow through the karst, probably occurring through the same shallow conduit network. Part of the injected air is thus expelled immediately after the pressurization stage. For instance, during the 29/04/2018 event (Figure III-5), 869 m^3, corresponding to 17 % of the cave's air volume, was injected in a few hours but nearly 75 % of this air exited during the following day (Table III-4). As no air quality measurements were carried out, it is unclear whether the air exiting was newly entered air or mixed with pre-event air. Moreover, the input air may at first stay near the entrance area and not mix with air in the other rooms. This situation has been reported in many caves. Its occurrence depends on the air density differences inside the cave (Lismonde, 2002; Peyraube *et al.*, 2016) and on the shape of the cave passages (Luetscher and Jeannin, 2004; Gabrovšek, 2023). In the Cosquer cave, *in situ* observations suggested that air inflow occurs mainly through shallow conduits and fractures connected to the upper conduit (Malaurent and Vouvé, 2003) and not directly in the decorated rooms. We propose a conceptual model in Figure III-10, taking into account the volumes of the three main parts of the cave. The air pushed by the waves below the sea level flows up to pools connected to the lower end of the upper conduit (Figure III-10B). The ascending geometry of the upper conduit may prevent air from flowing down to the decorated rooms. The volume of air flowing in during the event must therefore be greater than the volume of the upper conduit (around 1200 m^3) to reach the top of the Grand Puits and flows into the decorated rooms.

Summing all the air volume entering the cave during events, the mean annual air inflow volume is approximately 17590 m^3 (years 2015 to 2020), corresponding to a total annual air renewal of 3,4 times the volume of the cave (considering the mean cave volume of 5184 m^3 and under standard pressure/temperature conditions) per year. However, this value represents a maximum renewal rate as 75 % (13270 m^3) of the entering air exits during the rapid pressure decays immediately after the pressure peaks (e.g. Figure III-5, from D to E), possibly without mixing, and 25 % (4300 m^3) exits during slow pressure decreases. The minimal air renewal rate in the cave is calculated by excluding the fraction

of air outflowing during pressurization events, in other words, only taking into account the volume of air leaving by slow depressurization. This minimum rate is 0,8 times the air volume in the cave per year (mean from year 2015 to 2020). In either case, air renewal in the Cosquer cave is significantly lower than that measured at Hollow Ridge Cave (~175-8760 y^{-1}, Kowalczk and Froelich, 2010), in the Altamira polychrome hall (~270 y^{-1}, Sainz *et al.*, 2018) or at the Chauvet cave (~40 y^{-1} (Bourges *et al.*, 2020). For preservation reasons, the Altamira and Chauvet decorated caves are artificially closed by gates to limit natural air ventilation, which nevertheless remains 11 to 300 times higher than in the Cosquer cave.

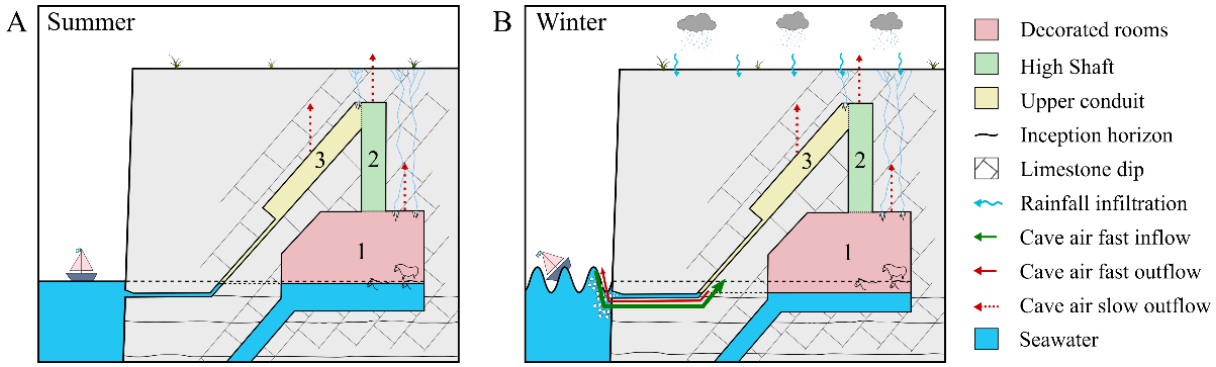


Figure III-10 : Conceptual model of airflows in the saturated and unsaturated zones of the limestone massif surrounding the Cosquer cave (cross-section, not to scale).

III.2.6.3 Permeability of the unsaturated zone at the cave scale

The case of the Cosquer cave shows that permeability can be highly variable between the saturated zone below the sea level and the unsaturated zone surrounding the cave above the sea level. Both saturated and unsaturated zones are in the same rock age and facies, i.e. early Cretaceous limestones with Urgonian facies. At the rock massif scale, permeability differs mainly if karst conduits are connected, or if karst fractures or porosity are filled and clogged by low-permeability materials. Studying water level variations in coastal wells is a classic way of calculating the aquifer's transmissivity and storage coefficient in the saturated zone, using the amplitude, frequency and phase shift of the tide (Trefry and Johnston, 1998; Zhang, 2021). This method does not apply to coastal karsts that do not filter the tide pressure wave, when karst conduits are large. As the groundwater table fluctuates with sea tides in coastal aquifers, it also causes air pressure fluctuations in some coastal unsaturated zones. Tide-induced airflow has been extensively studied (Kuang *et al.*, 2013). In coastal aquifers with a layered unsaturated zone, airflow is induced by sea tides. Jiao and Li (2004) and Xia and collaborators (2011) used this feature to validate air permeability estimation with numerical simulations. In the case of the Cosquer cave, air effective permeability calculations have not been done using the tide variation because it requires pressure measurements at several altitudes in the unsaturated zone. However, we showed that air effective permeability calculations can be done on a seasonal time scale using the cave slow depressurization. It gives air

effective permeabilities varying from $4{,}6.10^{-15}$ to $50{,}0.10^{-15}$ m² (12 values). These values are relatively high compared to the permeability given in the literature for samples taken in similar carbonate formations. Several authors reported permeability measured on plugs (local scale, a few centimeters) in Urgonian limestones in the south of France, ranging from < 1.10^{-17} m² to 4.10^{-15} m² for porosities ranging from 0,75 to 18,3 % (Jeanne *et al.*, 2013; Cochard *et al.*, 2020; Danquigny *et al.*, 2023). These measurements were done on plugs and do not include karstic vugs, fractures or inception horizons on bedding planes (Filipponi *et al.*, 2009) that locally increase the rock permeability. For instance, larger scale measurements performed with packers in a fault zone with open fractures in the same formation found much higher permeabilities, of the order of $6{,}9.10^{-12}$ m² (Guglielmi *et al.*, 2015). Air effective permeabilities determined by air depressurization of the Cosquer cave give permeability of the unsaturated zone at the massif scale, i.e. at a mesoscale around 100 m length scale and include fractures and karst conduits. These potentially permeable geological features have been recognized *in situ* on the cliff and the plateau around the cave. However, we calculated that the permeability of the massif surrounding the cave is equivalent to a fracture of small hydraulic aperture (1 equivalent fracture around 150 µm), or an equivalent pipe of very small radius (between 1,5 and 2,7 mm). These relatively small values show that most voids or fractures may be clogged or not connected in the unsaturated zone. This is consistent with *in situ* geomorphological observations at the outcrop, where karst voids are generally filled up by calcite and clay minerals.

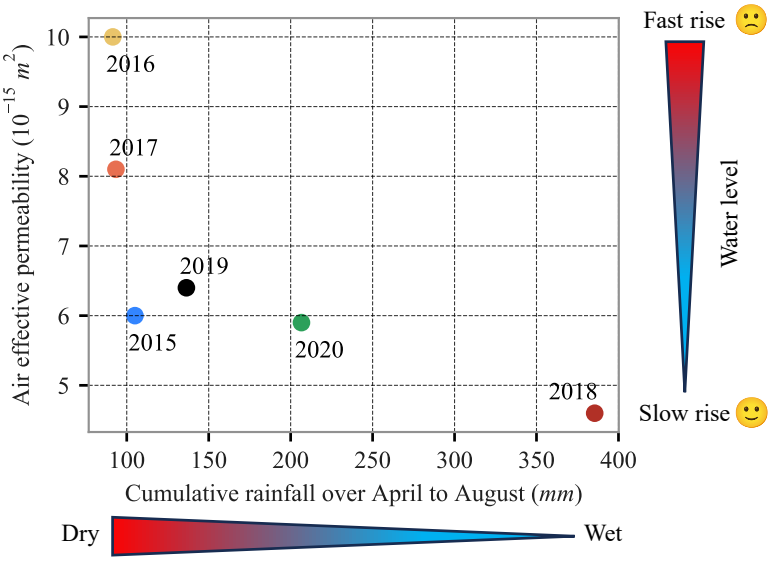


Figure III-11 : Mean air effective permeability (m²) between July and August versus cumulative rainfall at Cassis from April to August (mm) for years 2015 to 2020 (for model A/L = 50 m)

Figure III-11 shows the mean air effective permeability calculated for each year over July and August compared to the cumulative rainfall over April to August (5 months). We computed cumulative rainfall for several periods lasting over the slow cave air pressure decrease period, beginning on 1st of May, April or March and ending on 31st August (end of the period used for permeability calculation). The trends were similar and the best

graphical view is given in Figure III-11. This figure shows a relationship between the air effective permeability of the unsaturated zone and the cumulative rainfall. There are no data available on the moisture content in the unsaturated zone but it may be assumed that the higher the cumulative rainfall is, the higher the moisture in the unsaturated zone should be. A lower water saturation in the limestone massif is then expected during drier years, i.e. years with longer spring and summer droughts. Consequently, drier years should have a higher relative permeability to air because there is less groundwater in contact with grains and more air connection between the pores (Weeks, 1978; Kuang *et al.*, 2013). It may also increase the number of flow paths or open a preferential airflow path through the karstic unsaturated zone. On the other hand, the rainfall infiltrates, fills the porosity and limits the air effective permeability of the unsaturated zone.

Cumulative rainfall over April to August ranged from 90 to 390 mm for the six years studied, while the 30-year average was observed equal to 170 mm (1991 to 2020, Météo-France, 2023). Four out of six years (2015, 2016, 2017, 2019) had below-average cumulative rainfall, with drought periods. In contrast, one year (2018) was very rainy. The expected trend can be clearly observed in Fig. 11: air effective permeability of the unsaturated zone increases systematically when rainfall amount decreases. This trend is not linear along the whole range of cumulative rainfall variations. Years 2019, 2020 and 2018 show a large increase in rainfall amount but a small decrease in air effective permeability, whereas drier years show a larger increase in permeability. As a result, the cave air pressure decreases faster in drier years and so the water level inside the Cosquer cave rises faster. Drier years could lead to a total loss of overpressure in the cave.

III.2.7 Summary and conclusion

Airflows in decorated caves impact wall art conservation. In karst systems, air can flow through either the karst network or open and connected fractures or through the porous carbonate rocks. This paper proposes the first conceptual model and quantification of airflows through the rock massif surrounding the Cosquer cave, including flows through the saturated zone and the unsaturated zone. Data show that the Cosquer cave air pressure is higher than atmospheric pressure. In response, the water level in the cave is lower than the sea level. Three types of cave air pressure variations at three different time scales were identified:

– (1) seasonal variations consisting of a succession of pressurization events from early autumn to late spring. Pressurization events consist of massive air inflows resulting in a remarkable increase in the cave air pressure that is immediately followed by a rapid pressure drop but with a positive budget showing an increase in air quantity in the cave;

– (2) a slow air pressure decrease from late spring to early autumn;

– (3) daily cave air pressure and water level variations forced by sea tides.

We showed that tidal variations in cave air pressure can be used to calculate the air-filled volume of the cave (for a given water surface area) by applying the perfect gas law at low and high tides. The mean cave volume calculated in summer is around 5000 m^3, which is

consistent with a rough estimation made from the 3D speleological hand-survey maps and cross-sections. It seems that archaeologists have explored all the main rooms of this decorated cave.

Using the cave volume results, we calculated the air flowing into and out of the cave. The Cosquer cave is closed off by sumps in the saturated part of the karst below the sea level and by the low permeability of the rock in the unsaturated zone surrounding the cave. The high airflow rates during pressurization events (e.g. up to 222 $m^3.h^{-1}$ for the case studied in April-May 2018) revealed that air flows through large voids in the saturated zone of the karst. These results are a first step towards studying the mechanism that generates the overpressure inside the cave. Further studies will focus on the relationship between the pressurization events and the assumed link with the sea waves breaking on the cliff outside the cave. Following the first observations by Malaurent and Vouvé (2003), we confirm that air may use karst or inception horizons on bedding planes to flow a few meters below the sea level across the limestone massif. Consequently, air renewal occurs during pressurization events but at a low rate (3,4 to 0,8 y^{-1}). However, this air renewal may differ from one area to another: the volume of outside air injected into the cave during pressurization events is of the same order of magnitude as the volume of the upper conduit (about 1200 m^3) and may therefore not reach the decorated rooms located in the lower part of the cave. The 3D scan of the cave will give insight into the volumes of the different areas of the cave. Moreover, part of the air flowing in flows out of the cave immediately after the pressurization peak. Further air quality measurements, such as radon concentration, will help to show whether the air exiting is newly entered air or mixed with pre-event air (Fernández *et al.*, 1986; Cigna, 2005; Kowalczk and Froelich, 2010). In addition, excluding the periods with pressurization events, the gradual decrease of the air pressure over the summer is explained by the slow air outflow through the unsaturated zone, which does not necessarily involve air renewal.

Using the low rates of air outflowing during the slow pressure decreases (around 6 $m^3\ d^{-1}$), we estimated the air effective permeability of the rock massif with Darcy's law for several assumptions of flows through the unsaturated zone. Rock effective permeability was found to be in the range $4{,}6.10^{-15}$ to $50{,}0.10^{-15}\ m^2$ depending on the assumed geometry. Although karstified fractures are visible on the surface of the limestone massif, these are sealed by calcite or clay minerals, which limits permeability. This is in line with the observation of a permanently over-pressurized cave. We showed that the massif mean air effective permeability over the months of July and August varies from year to year as a function of the water saturation of the unsaturated zone by comparing effective permeability with the cumulative rainfalls over spring and summer. A decrease in rainfall leads to an increase in the air permeability of the massif, and therefore to an increase in the air outflow rate through the unsaturated zone of the massif.

Through these first six years of measurements in this decorated cave, we show that drought periods and drier spring and summer years impact the conservation of the Paleolithic paintings and engravings on the walls close to the water level of the pools. This

result is of utmost importance in the current context of climate change. In the future, an increasing evapotranspiration rate and longer dry periods are expected in the Mediterranean basin (Cramer *et al.*, 2020). Within these conditions, water level of the pools in Cosquer cave should then rise faster during spring and summer, and hence the decorated walls and archaeological artefacts on the floor would face longer flooding periods. The effect may be even worse if clay infillings in karst voids start drying and cracks open across the unsaturated zone, transforming the current slow air pressure decrease into a rapid decrease. Nevertheless, predicting water level in the future in the Cosquer cave remains hard because other parameters drive the variations, such as the process of air inflow through the saturated zone. The striking example of the Cosquer cave also shows that inland (not coastal) decorated caves could be affected by changes in air circulation through the unsaturated zone in the future in a climate change context, which will affect the water content in the unsaturated zone governing the air permeability. This supports the need to observe our changing world by dedicated data acquisition (Gaillardet *et al.*, 2018).

III.2.8 Appendix A: tide filter

As seen above, cave air pressure and water level vary with tides. We used this behavior to calculate the variation of the volume of air in the cave. This calculation was done at high and low tide to maximize the amplitudes of these variations and minimize measurement uncertainties. To determine the times of the tidal peaks, the tidal signal h_t is isolated from the sea level h_s using the *TTide* python package (Pawlowicz *et al.*, 2002). The synthetic tide signal $h_t(t)$ is then derived:

Tide is low when:

$$\frac{dh_t(t_{lt})}{dt} = 0 \text{ and } \frac{dh_t(t_{lt}-1)}{dt} < 0 \quad \text{(III-17)}$$

And tide is high when:

$$\frac{dh_t(t_{ht})}{dt} = 0 \text{ and } \frac{dh_t(t_{ht}-1)}{dt} > 0 \quad \text{(III-18)}$$

where t_{lt} and t_{ht} are times of low tide and high tide.

III.2.9 Appendix B: uncertainties calculation

Propagation of uncertainty provides the standard deviation for a sum or difference of measured parameters:

$$\sigma_f = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \sigma(x_i)} \quad \text{(III-19)}$$

and for product and division:

$$\sigma_f = |f| \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{\sigma(x_i)}{x_i}\right)^2} \tag{III-20}$$

where f is the resulting value, x_i is the measured parameter and $\sigma(x_i)$ its standard deviation. Standard deviation of parameters x_i is given by:

$$\sigma(x_i) = \frac{\delta_i}{\sqrt{3}} \tag{III-21}$$

With δ_i the typical uncertainty of the sensor i. Using Eq. (III-19) and Eq. (III-20) the typical uncertainty for the cave volume V_l (Eq. (III-5)) is:

$$\sigma_{V_l} = V_l \sqrt{\left(\frac{\sigma(\Delta h_w)}{\Delta h_w}\right)^2 + \left(\frac{\sigma(P_{ah})}{P_{ah}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma(T_{al})}{T_{al}}\right)^2 + \left(\frac{u(K)}{K}\right)^2} \tag{III-22}$$

where:

$$\left(\frac{u(K)}{K}\right)^2 = \left(\frac{P_{ah}T_{al}\sqrt{\left(\frac{\sigma(P_{ah})}{P_{ah}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma(T_{al})}{T_{al}}\right)^2} + P_{al}T_{ah}\sqrt{\left(\frac{\sigma(P_{al})}{P_{al}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma(T_{ah})}{T_{ah}}\right)^2}}{P_{ah}T_{al} - P_{al}T_{ah}} \right)^2$$

and

$$\sigma(\Delta h_w) = \frac{\sqrt{2\,(\sigma(P_a)^2 + \sigma(P_w)^2)}}{\rho_{sea}\, g}$$

The use of the weighted mean reduces the contribution of results with high uncertainties:

$$\bar{V} = \frac{\sum_{j=1}^{n} \frac{V_{l_j}}{\sigma^2 + \sigma_{V_l j}^2}}{\sum_{j=1}^{n} \frac{1}{\sigma^2 + \sigma_{V_l j}^2}} \tag{III-23}$$

where σ is the standard deviation of V_l. The weighted variance of $\bar{V}$ is given by:

$$\sigma_{\bar{V}}^2 = \frac{\sum_{j=1}^{n} \frac{1}{\sigma^2 + \sigma_{V_l j}^2}}{\left(\sum_{j=1}^{n} \frac{1}{\sigma^2 + \sigma_{V_l j}^2}\right)^2} \tag{III-24}$$

Volume result is within the range:

$$[\bar{V} - \sigma_{\bar{V}}\,;\ \bar{V} + \sigma_{\bar{V}}] \tag{III-25}$$

III.3 Résultats et méthodes complémentaires

Les résultats présentés précédemment et publiés reposent sur les données des années 2015 à 2020, soit l'ensemble des données disponibles au moment de la soumission de l'article à la revue. Depuis, les données pour les années 2021 à 2023 ont été collectées et analysées. Cette partie vise, d'une part, à mettre à jour l'ensemble de ces résultats avec les dernières données obtenues, et d'autre part, à apporter des précisions méthodologiques à la partie 1. Ce complément méthodologique porte (1) sur la gestion des entrées d'air l'été dans le calcul de perméabilité ; (2) sur le choix des précipitations cumulées comme indicateur (proxy) de la saturation en eau du massif ; (3) sur le choix de la station météo de Cassis comme référence et (4) sur le choix des mois considérés pour le calcul des précipitations cumulées.

III.3.1 Mise à jour des résultats

Les résultats sont ici mis à jour avec les données des années 2021 à 2023, soit un total de 9 années. Les calculs de volume, de débit, de perméabilité et de renouvellement de l'air sont effectués avec la méthodologie présentée dans la partie 1.

III.3.1.1 Volume

Les niveaux d'eau moyens et volumes moyens de la grotte calculés de juillet à août pour les années 2015 à 2023 sont présentés dans la Table III-6. Le volume d'air minimal de la grotte est atteint en 2023 (volume moyen de 4847 m^3) lorsque le niveau d'eau moyen sur les mois de juillet et août est maximal (1,70 m_{sw}) et est maximal en 2020 (volume moyen de 5164 m^3) lorsque le niveau d'eau moyen est minimal (1,40 m_{sw}). Sur les 9 années de mesure, le volume moyen au cours de l'été est de 5005 m^3 pour un niveau d'eau moyen de 1,54 m.

	2015	**2016**	**2017**	**2018**	**2019**	**2020**	**2021**	**2022**	**2023**
$\overline{h_w}$ (m_{sw})	1,55	1,64	1,60	1,53	1,55	1,40	1,46	1,43	1,70
$\bar{V}$ (m^3)	4974	4957	4973	4967	4965	5164	5045	5150	4847

Table III-6 : Niveau d'eau et volume moyen sur juillet-août pour les années 2015-2023

Les volumes calculés pour les années 2021 à 2023 sont cohérents avec ceux obtenus précédemment : la différence de volume entre 2020, une année avec un niveau d'eau exceptionnellement bas, et 2023, une année avec un niveau d'eau exceptionnellement haut, est de 317 m^3, proche de la valeur théorique attendue de 254 m^3. Ces nouveaux résultats permettent d'augmenter la confiance dans la méthode employée. Le modèle 3D de la cavité n'est pas encore finalisé et ne permet donc pas de calculer le volume exploré pour l'instant. Lorsque le volume tiré du modèle 3D sera disponible, il permettra de valider ou d'ajuster la méthode de calcul par variations de pression.

III.3.1.2 Débit d'air estival

Les débits d'air moyens sortant de la cavité au cours des mois de juillet et août pour les années 2015 à 2023 sont présentés dans la Table III-7. Le débit moyen calculé sur les mois

de juillet et août est de - 6,2 $m^3.jour^{-1}$. Deux valeurs extrêmes de débit sont observées dans les nouvelles données : un débit maximum en 2022 (-10,5 $m^3.j^{-1}$) et un débit minimum en 2023 (-3,4 $m^3.j^{-1}$). Le débit élevé de 2022 peut être expliqué par une pression de l'air importante dans la grotte au 1er juillet (10,81 m_{sw}, due à une mise en pression importante de la grotte tardive, le 24/06/2022), le débit d'air sortant étant plus important lorsque la différence de pression entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte est élevée. En 2023, le faible débit d'air peut être expliqué par une pression de l'air faible au 1er juillet (10,37 m_{sw}).

	2015	**2016**	**2017**	**2018**	**2019**	**2020**	**2021**	**2022**	**2023**
Q ($m^3.jour^{-1}$)	-5,2	-5,7	-5,3	-4,5	-6,8	-7,7	-7,1	-10,5	-3,4

Table III-7 : Débits d'air moyens sur juillet-août pour les années 2015 à 2023 (les flux d'air sortant sont négatifs)

III.3.1.3 Renouvellement de l'air par année

Deux hypothèses de renouvellement de l'air dans la grotte sont faites au §III.2.6.2 : (1) tout l'air entrant dans la cavité participe au renouvellement de l'air dans la grotte et (2) l'air sortant rapidement de la grotte au cours des évènements de mise en pression ne participe pas au renouvellement de l'air dans la grotte. Le premier cas est idéalisé et permet d'obtenir une valeur maximale du renouvellement de l'air de la grotte. Dans le second cas, cela signifie que seul le volume d'air sortant de la grotte durant les phases de lente baisse de la pression (comme l'été) participe à renouveler l'air de la grotte et permet d'obtenir une valeur minimale du renouvellement de l'air dans la grotte.

Le détail par année des volumes d'air entrant, sortant rapidement et sortant lentement de la grotte, ainsi qu'une estimation haute et une estimation basse de renouvellement de l'air dans la grotte pour les années 2015 à 2022 sont présentés dans la Table III-8. Les données des années 2021 et 2023 sont incomplètes et ne sont donc pas présentées. Le renouvellement de l'air de la grotte est calculé à partir du volume rempli d'air moyen annuel de la grotte, soit 5184 m^3 (voir section III.2.5.1).

La proportion d'air renouvelé dans la grotte est comprise entre 0,78 a^{-1} (2015) et 4,32 a^{-1} (2018) pour un renouvellement moyen par année de 0,92 a^{-1} (estimation basse) et 3,27 a^{-1} (estimation haute). Ces valeurs sont bien en-deçà des renouvellements d'air observés dans d'autres cavités tel que la Hollow Ridge Cave (~175-8760 a^{-1}, Kowalczk and Froelich, 2010), dans la salle des polychromes d'Altamira (~270 a^{-1} calculé pour l'année 2016, Sainz *et al.*, 2018) ou à la grotte Chauvet (~40 a^{-1}, Bourges *et al.*, 2020).

	2015	**2016**	**2017**	**2018**	**2019**	**2020**	**2021**	**2022**
V_{in} (m^3)	10244	19813	15750	22411	19413	17838	/	13190
V_{out_slow} ($m^3.a^{-1}$)	-4051	-5786	-4401	-5440	-4258	-5358	/	-3964
V_{out_rapid} ($m^3.a^{-1}$)	-7714	-13884	-12317	-18168	-14715	-12742	/	-9172
R_{min} (a^{-1})	0,78	1,12	0,85	1,05	0,82	1,03	/	0,76
R_{max} (a^{-1})	1,98	3,82	3,04	4,32	3,74	3,44	/	2,54

Table III-8 : Volume total annuel (m^3) d'air entrant, sortant lentement, sortant rapidement de la grotte et renouvellement de l'air minimum (en considérant l'air sortant lentement uniquement) et maximum (en considérant l'air entrant) en prenant un volume de la grotte de 5184 m^3 pour les années 2015 à 2022.

III.3.1.4 Perméabilité

La transmissivité effective à l'air λ_a (m^3) introduite au §III.2.4.4 est un paramètre permettant d'évaluer la capacité du milieu à laisser s'écouler un débit d'air sous l'effet d'un gradient de pression. L'interprétation de λ_a varie alors selon la géométrie considérée. Au §III.2.4.4, trois géométries sont considérées : (1) un volume de roche poreux ; (2) une unique fracture et (3) un unique conduit.

Les résultats pour les années 2015 à 2023 des perméabilités équivalentes pour les trois géométries considérées sont présentées dans la Table III-9. La perméabilité effective à l'air varie de $4{,}6.10^{-15}$ à $57{,}3.10^{-15}$ m^2 (respectivement 2018 et 2023). L'ouverture hydraulique effective d'une fracture équivalente varie de 0,14 à 0,19 mm et le rayon effectif d'un conduit équivalent varie de 1,55 à 2,75 mm.

		2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023
k_a (10^{-15} m^2)	A/L = 10 m	29,9	50,0	40,3	23,3	32,3	29,5	32,9	41,8	57,3
	A/L = 50 m	6,0	10,0	8,1	4,6	6,4	5,9	6,6	8,4	11,5
b (mm)	L/W = 1	0,15	0,18	0,17	0,14	0,16	0,15	0,16	0,17	0,19
r (mm)	L = 10 m	1,66	1,88	1,77	1,55	1,69	1,65	1,71	1,80	1,94
	L = 40 m	2,33	2,66	2,50	2,20	2,39	2,34	2,41	2,54	2,75

Table III-9 : Résultats moyennés sur juillet et août pour les années 2015 à 2023 de la perméabilité effective à l'air k_a en considérant 2 géométries différentes : la perméabilité équivalente d'une fracture avec une ouverture hydraulique b et la perméabilité équivalente à un tuyau de rayon r en considérant 2 longueurs différentes.

La perméabilité effective à l'air du massif dépend de sa saturation en eau. Au §III.2.6.3 nous avons mis en évidence une corrélation entre les précipitations cumulées d'avril à août mesurées à la station météo de Cassis (Météo-France, 2023) et la perméabilité effective à l'air du massif.

La Figure III-12 est une mise à jour de la Figure III-11 et présente la perméabilité effective à l'air (pour un facteur de forme A/L = 50 m, en m^2) en fonction des précipitations cumulées d'avril à août mesurées à la station de Cassis pour les années 2015 à 2023. Ces nouveaux résultats permettent de consolider les conclusions déjà faites au §III.2.6.3 : la perméabilité effective à l'air du massif augmente avec les baisses des précipitations. Cette augmentation n'est pas linéaire et tend à s'accentuer avec les baisses des précipitations.

Le choix de la période des précipitations cumulées, de la station météo retenue et de l'utilisation des précipitations comme indicateur de la saturation en eau du massif sont discutées au §III.3.2.1.

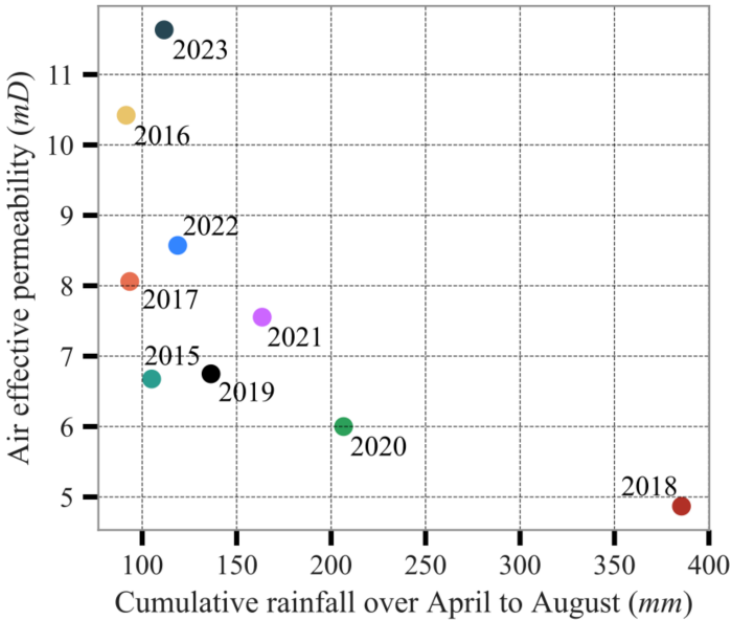


Figure III-12 : Perméabilité effective à l'air moyenne (mD) pour juillet et août en fonction des précipitations cumulées de avril à août (mm) mesurées à la station météo de Cassis pour les années 2015 à 2023.

III.3.2 Compléments méthodologiques

III.3.2.1 Calcul de la perméabilité

Le calcul de la perméabilité au cours de l'été est fait au pas de temps 5 min, puis la valeur retenue est la moyenne de toutes les valeurs discrètes. Ce calcul repose sur l'hypothèse que l'air sort de façon continue de la grotte à travers le massif rocheux tout au long de l'été, et que la moyenne sur ces deux mois permet de s'affranchir d'incertitudes locales (par exemple quand la différence de pression est faible ou quand le niveau d'eau varie et perturbe ainsi les résultats). Toutefois, il peut arriver qu'au cours de l'été, les conditions océanographiques entraînent des variations des plans d'eau dans la grotte voire provoquent des entrées d'air dans la grotte pendant un temps cours : ces périodes sortent de l'hypothèse de calcul et ne peuvent pas être considérées dans le calcul de la perméabilité effective à l'air du massif et doivent être retirées des séries temporelles. La Figure III-13 présente la quantité d'air (mol) du 01/07 au 01/09 pour les années 2015 à 2023. Les périodes supprimées, correspondant à des entrées d'air, sont dessinées en rouge. La liste des périodes retirées est : en 2015 la période du 09/07 au 16/07, en 2017 le 11/08, en 2021 la période du 10/07 au 17/07 et en 2023 les périodes du 04/08 au 07/08 et du 28/08 au 02/09. Au cours de certaines périodes, des perturbations plus ou moins visibles apparaissent dans les variations de la quantité d'air et n'ont pas été retirées dans les résultats moyens de la perméabilité car il ne s'agit pas d'une période avec injection d'air dans la cavité. Toutefois, sur ces périodes, les données sont perturbées par des variations des niveaux des plans d'eau, généralement en lien avec les vagues à l'extérieur de la grotte. Les périodes du 11/08/2016 au 22/08/2016, du 22/07/2017 au 28/07/2017 ou du 12/08/2020 au 14/08/2020 en sont des exemples. Ces périodes se traduisent par des fluctuations ou des baisses temporaires de la perméabilité.

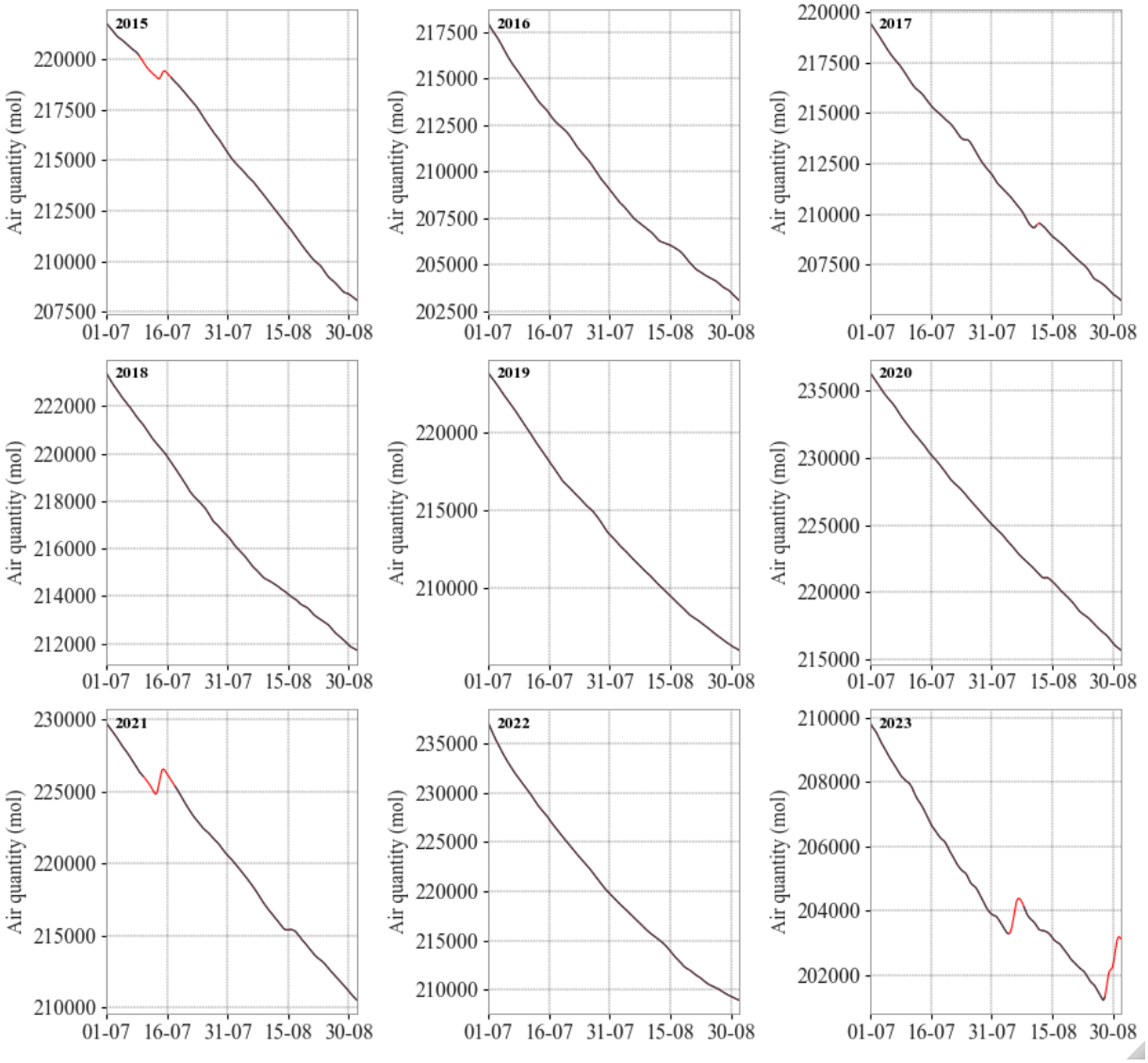


Figure III-13 : Quantité d'air (mol) du 01/07 au 01/09 pour les années 2015 à 2023 (une donnée par pas de temps de calcul de 5 minutes) ; en rouge, les périodes retirées dans le calcul de la perméabilité moyenne.

III.3.2.2 Choix d'un indicateur de la saturation en eau du massif calcaire

Pour un écoulement multiphasique dans un milieu poreux, la perméabilité effective d'une phase dans le milieu dépend de la perméabilité absolue du milieu et de sa saturation avec les différentes phases (Rouf *et al.*, 2016; Tiab and Donaldson, 2016). Dans le cas de cette étude de la grotte Cosquer, la perméabilité effective à l'air du massif calcaire dépend donc de la perméabilité totale du massif et de la saturation en eau du milieu (Stonestrom and Rubin, 1989). Dans notre cas, la saturation en eau du massif n'est pas connue. Nous avons donc fait le choix d'utiliser au §III.2.6.3 les précipitations cumulées d'avril à août comme indicateur de la saturation en eau du milieu. Dans cette partie, ces choix sont discutés en confrontant différents paramètres pouvant servir d'indicateur de la saturation en eau du massif, en comparant différentes périodes de précipitations et différentes stations météo.

III.3.2.2.1 Comparaison de différents indicateurs de la saturation en eau du massif

Les précipitations cumulées mesurées à la station météo de Cassis ont été choisies comme un indicateur de la saturation en eau du massif. D'autres indicateurs, introduits au §II.4.1.2, ont été envisagés, dont certains ont pour but spécifique d'évaluer la saturation en eau du sol comme le Soil Surface Moisture (SSM), le Soil Water Index (SWI) et le Soil Moisture Active Passive (SMAP). L'Évapotranspiration Potentielle (ETP) mesurée à la station météo de Cassis a également été considérée (cf. §II.4.1.2).

La perméabilité effective à l'air du massif est tracée en fonction de chacun de ces indicateurs pour les années 2015 à 2023 (Figure III-14). Les précipitations et l'ETP sont des grandeurs extensives et sont cumulées sur une période allant de mars à août (cette période est discutée au §III.3.2.2.2). Pour le SSM, SWI et SMAP, la moyenne sur les mois de juillet-août (période sur laquelle la perméabilité est calculée) utilisée car elle estime la saturation en eau du sol à un temps t : les mesures passées n'ont pas d'impact sur les mesures présentes.

Parmi ces indicateurs, aucun ne permet de dégager des tendances aussi marquées que les précipitations cumulées, et certains, comme le SWI et le SSM, ne révèlent aucune tendance. Ces indicateurs mesurent la saturation en eau du sol ou une évapotranspiration théorique en supposant la présence de sol. Cependant, à la surface du cap Morgiou, le sol au sens pédologique est peu présent, la roche calcaire étant dominante. La mesure des précipitations, qui ne dépend pas du type de terrain, apparaît ainsi comme le meilleur indicateur pour évaluer la saturation en eau du massif.

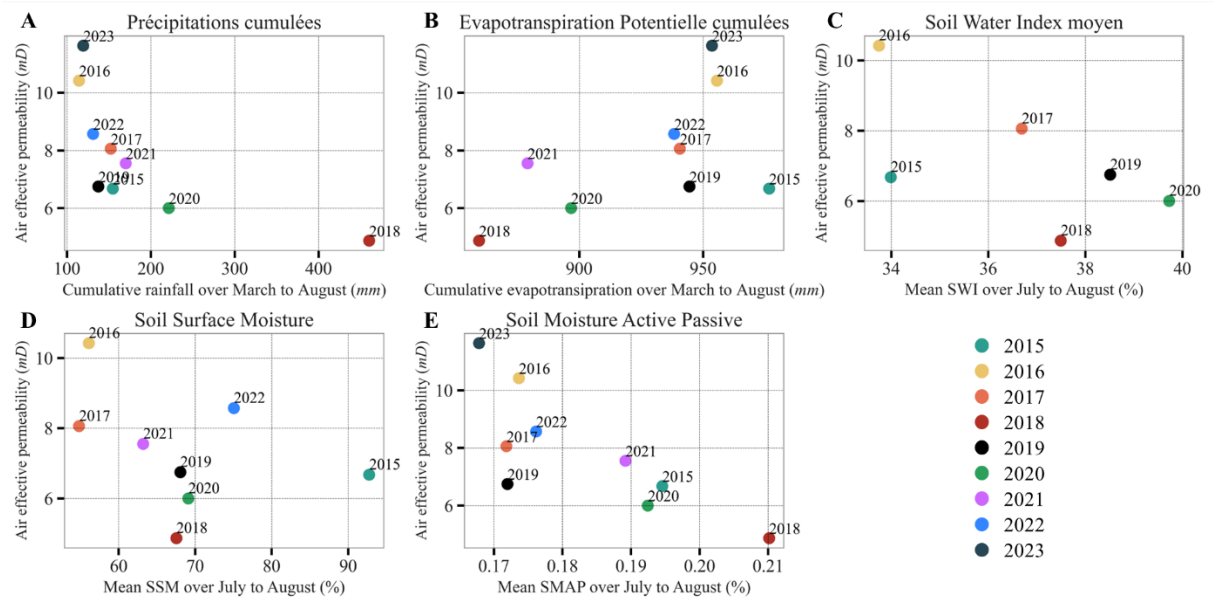


Figure III-14 : Perméabilité effective à l'air moyenne (mD) pour juillet et aout en fonction (A) des précipitations cumulées d'avril à août (mm) mesurées à la station de Cassis ; (B) de l'ETP cumulée de avril à août (mm) mesurée à station du Castellet ; (C) du SWI moyen sur juillet et août ; (D) du SSM moyen sur juillet et août ; (E) du SMAP moyen sur juillet à aout.

III.3.2.2.2 Choix des mois à utiliser

Les précipitations cumulées d'avril à août mesurées à la station météo de Cassis sont considérées au §III.2.6.3 pour expliquer les variations interannuelles de la perméabilité effective à l'air du massif. Pour arriver à ce choix, différentes périodes de précipitations ont été graphiquement comparées.

La Figure III-15 présente la perméabilité effective à l'air moyenne sur juillet-août en fonction des précipitations cumulées sur différentes périodes mesurées à la station météo de Cassis pour les années 2015 à 2023. Quinze périodes sont considérées. Cette figure montre que : (1) les précipitations des mois de juillet et août doivent être prises en compte mais ne sont pas suffisantes ; (2) les précipitations avant l'été, jusqu'au moins le mois d'avril, doivent être considérées et (3) les précipitations antérieures au mois de mars ne participent plus à l'apport d'information. Finalement, la Figure III-15 montre que les précipitations de mars à août sont les plus explicatives de la perméabilité effective à l'air moyenne sur juillet-août du massif.

Sur la Figure III-11, les précipitations cumulées d'avril à août sont présentées comme la meilleure explication de la perméabilité effective à l'air moyenne l'été. Ce choix a été fait car il présentait la meilleure tendance avec les données des années disponibles à ce moment-là (2015 à 2020). Les nouvelles données (2021 à 2023) montrent que les précipitations cumulées de mars à août présentent une tendance similaire avec une plus faible dispersion des points. Ce résultat ne remet pas en cause les conclusions présentées précédemment.

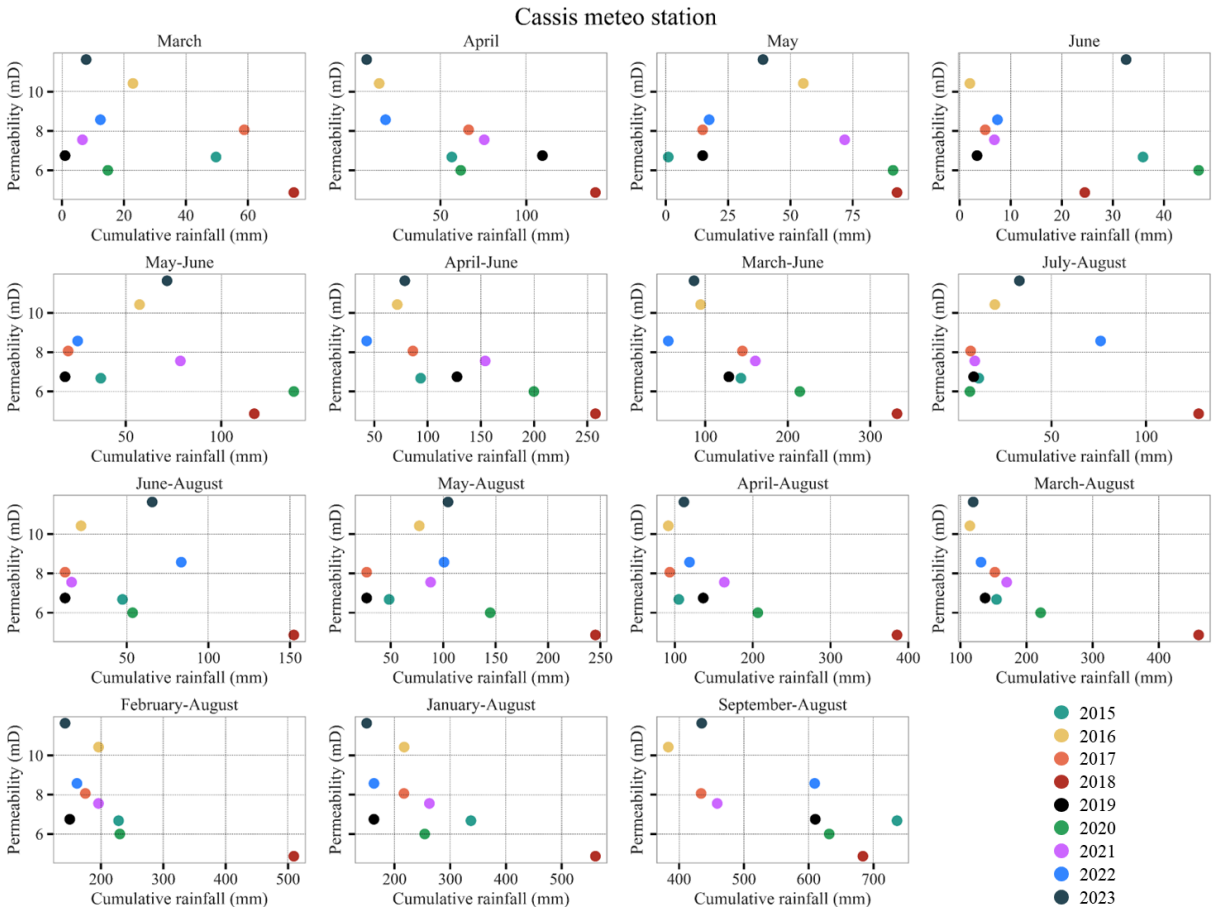


Figure III-15 : Perméabilité effective à l'air moyenne (mD) sur juillet-août en fonction des précipitations cumulées sur différentes périodes (mm) mesurées à la station météo de Cassis pour les années 2015 à 2023.

III.3.3 Aparté : 2017, la grotte en dépression

L'été, en l'absence d'entrée d'air, la pression de la grotte diminue. En 2017, une longue période sans entrée d'air (157 jours), associée à une perméabilité élevée du massif (Figure III-12), a entraîné une baisse considérable de la pression de l'air dans la grotte jusqu'à atteindre un point d'équilibre à la pression atmosphérique (Figure III-16A). La pression de l'air dans la grotte continue de réagir au forçage imposé par la marée (Figure III-16B) : la pression de l'air augmente avec la marée montante et diminue avec la marée descendante. Le point d'équilibre étant la pression atmosphérique, la marée descendante entraîne une légère dépression dans la grotte. Nous avons montré jusqu'ici que les plans d'eau dans la grotte sont poussés vers le bas sous l'effet de la surpression, mais dans ce cas, les plans d'eau sont tirés vers le haut sous l'effet de la dépression (Figure III-17).

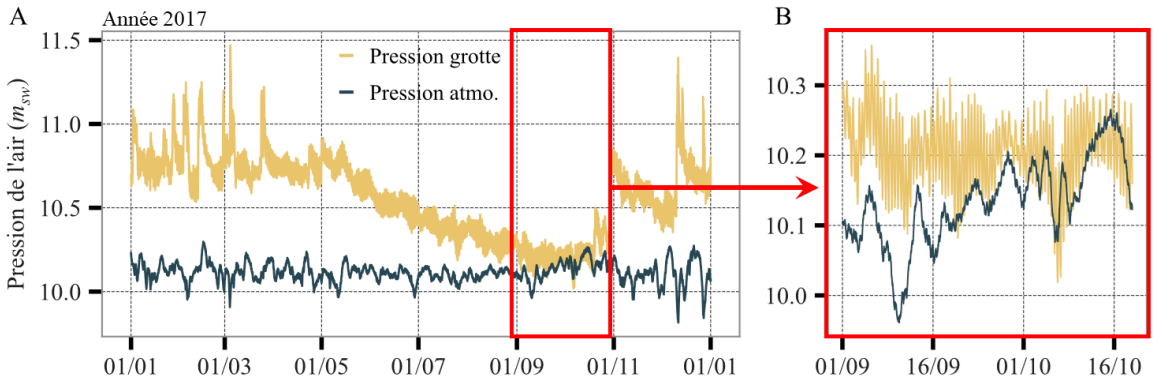


Figure III-16 : Pression de l'air dans la grotte (jaune) et pression atmosphérique (bleu) (A) mesurées pour l'année 2017 et (B) zoom sur la période du 01/09/2017 au 20/10/2017.

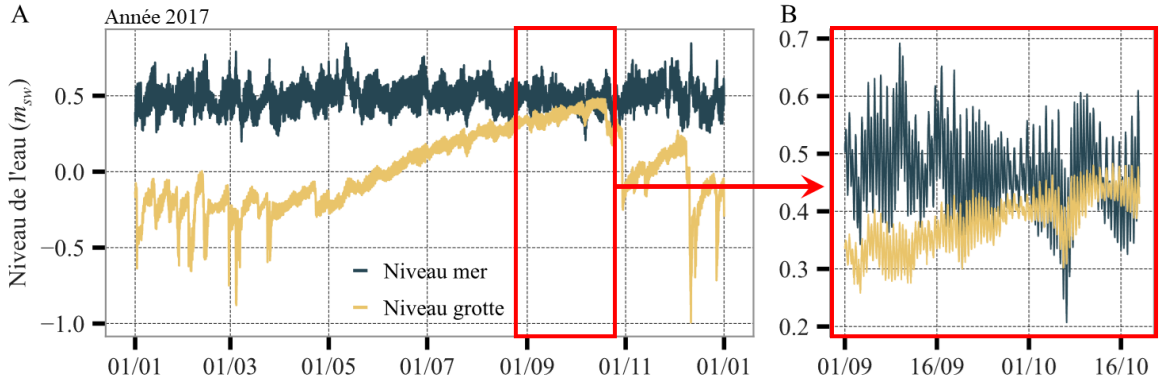


Figure III-17 : Pression de l'air dans la grotte (jaune) et pression atmosphérique (bleu) (A) mesurées pour l'année 2017 et (B) zoom sur la période du 01/09/2017 au 20/10/2017.

III.4 Conclusion

L'analyse détaillée des données de pression et de niveau d'eau, tant à l'intérieur qu'à l'extérieur de la grotte Cosquer, a révélé trois dynamiques distinctes à trois différentes échelles de temps : (1) des variations saisonnières, de l'automne au printemps, marquées par des événements de mise en pression ; (2) une baisse lente et progressive de la pression durant l'été ; et (3) des fluctuations dues à l'influence des marées.

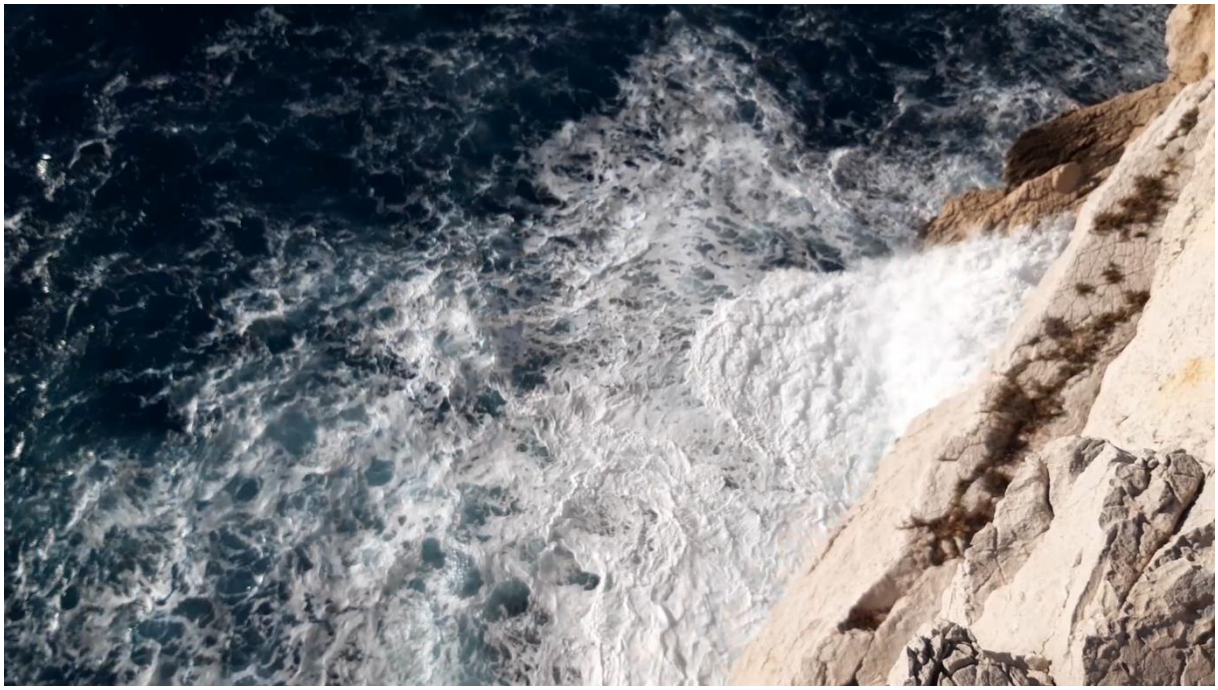
Ces différents comportements ont permis de calculer l'ensemble des volumes remplis d'air, conduisant à l'estimation des flux d'air entrant et sortant de la cavité, ainsi qu'à une première évaluation du renouvellement de l'air à l'intérieur de la grotte. De plus, la baisse progressive de la pression estivale a servi à calculer, pour chaque année, la perméabilité effective à l'air du massif rocheux. Une corrélation entre cette perméabilité et les précipitations a été établie, et les données récentes ont permis de renforcer ces résultats.

Dans un contexte de changement climatique, une augmentation des périodes de sécheresse est attendue, ce qui pourrait accroître la perméabilité du massif et entraîner une remontée plus rapide des niveaux d'eau, augmentant ainsi le risque d'ennoiement des œuvres préhistoriques. Cet accroissement de la perméabilité pourrait ne pas se limiter à la grotte Cosquer, mais toucher d'autres grottes ornées peu profondes, où de nouveaux flux d'air et échanges pourraient se mettre en place et déstabiliser leur climat. Des études

supplémentaires, portant sur l'influence des précipitations sur le fonctionnement de ces cavités, pourrait prévenir ces risques pour la conservation.

La faible perméabilité du massif permet à la grotte de maintenir une surpression durant plusieurs semaines. Cependant, une injection d'air extérieur dans la cavité est nécessaire pour entraîner ces mises en pression. Un lien entre la hauteur des vagues et l'augmentation de la pression dans la grotte a été brièvement dessiné au cours de cette étude. Toutefois, les conditions océanographiques favorisant ces injections d'air n'ont pas été définies et font l'objet du Chapitre IV.

Photo prise au-dessus du cap Morgiou par forte houle, 08/09/2022



Chapitre IV :
Impacts des conditions océanographiques sur l'hydroclimat de la grotte Cosquer

« La grande houle mugissait contre les falaises ; nous étions parfois presque entraînés contre les rochers par les vagues vertes ourlées d'écume. Nous longions la côte le plus près possible pour ne pas être entraînés par la mer démontée, toute blanche d'écume sous les rafales furieuses. »

Sir Ernest Shackelton, L'odyssée de l'Endurance (1919)

IV.1 Introduction

Dans le premier schéma conceptuel du fonctionnement hydroclimatique de la grotte Cosquer présenté au chapitre précédent, un lien entre le phénomène d'entrée d'air dans la grotte et la hauteur des vagues a brièvement été dessiné. Cependant, cette relation n'était fondée que sur une comparaison graphique qualitative entre les variations de la pression de l'air dans la grotte et celles de la hauteur significative des vagues.

Dans ce chapitre, l'objectif est de déterminer plus formellement les conditions océanographiques menant aux évènements de mise en pression de la grotte. Pour atteindre cet objectif, dans un premier temps, une définition de ce qu'est un événement de mise en pression est proposé et conduit à l'élaboration d'un algorithme d'identification de ces évènements dans les séries temporelles, permettant ainsi de découper ces dernières selon différentes catégories d'écoulements de l'air entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte.

Dans un second temps, ces catégories d'écoulements sont comparées aux conditions océanographiques, incluant la hauteur significative, la direction et la période des vagues ainsi que la hauteur de la mer, en employant des méthodes de statistiques descriptives. Ces résultats doivent permettre de mettre à jour le modèle conceptuel de la grotte.

Ce chapitre est un article rédigé en anglais qui sera prochainement soumis dans une revue et qui a pour titre : « *Oceanographic and hydroclimatic data explain groundwater level below the sea level in the coastal karst hosting the decorated Cosquer cave (SE France)* ».

IV.2 Oceanographic and hydroclimatic data explain groundwater level below the sea level in the coastal karst hosting the decorated Cosquer cave (SE France)

Hugo Pellet [1, 2], Pierre Henry [1], Stéphanie Touron [2], Bruno Arfib [1], Cyril Montoya[3,5], Delphine Lecouvreur[4], Luc Vanrell[6]

[1] Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France

[2] Laboratoire de Recherche des Monuments Historiques, Ministère de la Culture, Champs-sur-Marne, France

[3] Drac PACA (service régional de l'archéologie), Ministère de la Culture, Aix-en-Provence, France

[4] Drac PACA (Conservation Régionale des Monuments Historiques), Ministère de la Culture, Aix-en-Provence, France

[5] Aix Marseille Univ, CNRS, LAMPEA (UMR 7269), Aix-en-Provence, France

[6] Immadras, Marseille, France

Correspondence to: Hugo Pellet (hpellet@outlook.com), Bruno Arfib (arfib@cerege.fr)

Highlights :

- Pressure in the Cosquer cave still higher than atmospheric pressure.

- Wave height is the main parameter leading to the cave pressurization.
- Waves inducing karst pressurization depends on their height, direction and sea level.

Keywords : Coastal karst, paleolithic decorated cave, mediterranean sea, waves dynamic, sea level, cave climate, pressure, air bubbles, pressurization, airflow dynamics, climate change.

Abstract:

Paleolithic decorated caves are home to a priceless heritage, but their preservation depends on hydroclimatic conditions within the cave. In coastal areas, changing sea levels pose a further threat to caves, as the sea floods the karst and obliterates Paleolithic engravings and paintings. In this paper, we study the case of the Cosquer cave, a half-drowned coastal cave located in south-eastern France, home to Paleolithic archeological remains. This is a very special case, where the sea represents both a threat and an opportunity for the preservation of the archeological site. The cave is confined, drowned in its lower part, and embedded in a limestone massif with very low permeability in the unsaturated zone. Several times a year, mainly in autumn, winter, and spring, air flows through the karstic massif below sea level, raising the cave's air pressure above atmospheric pressure. These pressurization events, lasting a few hours to a few days, occur when waves form air bubbles along the cliffs. The resulting overpressure lowers the groundwater level for weeks, keeping it below sea level and temporarily keeping the lowest wall decorations emerged. However, the oceanographic conditions producing a pressurization event have not been described yet, although it's a key understanding to help for the conservation of the natural heritage hosted in the Cosquer cave. Based on nine years of *in situ* continuous monitoring, we use descriptive statistics to decipher oceanographic conditions for three identified behaviors in the pressure time series. We show that waves are the engine for the pressurization of the cave. The three main factor controlling air entrance are significant wave height, wave direction and seawater level. 90 % of air inflows coincide with significant wave heights exceeding 0,8 meter. Additionally, air inflows are more efficiently caused by SSW and SW waves than by waves from the SE-SSE direction. This difference is due to the coastline's overall shape and the orientation of local cliffs, which influence preferential wave heights and directions. Moreover, higher wave height is also required for higher sea level, to allow air bubbles to flow at a sufficient depth to below the sea-level to reach the open submerged fissures or karst paths. This study is a first step to establish the conceptual model of functioning of airflows regulating the water level of the cave. It gives the basement for further modelling and prediction, considering the current state of the natural hydrosystem or accounting for scenarios of climate change.

IV.2.1 Introduction

The Cosquer cave is a unique case of a paleolithic decorated cave embedded in a partially submerged coastal karst. Located in the Calanques National Park, nearby the city of

Marseille (SE France), the cave contains a wealth of representations, including marine animals such as penguins, seals and jellyfish, which are very rarely depicted in Paleolithic art (Clottes *et al.*, 1992b; Delporte *et al.*, 1994). The cave was visited during the last Ice Age, between 32500 and 19000 years BP (Clottes *et al.*, 1997; Valladas *et al.*, 2017). Back in this time, the sea level was about 120 m lower than today (Benjamin *et al.*, 2017) and the cave was accessible on foot (Figure IV-1A). The entrance was submerged between 10,000 and 8,000 years ago due to the rise in sea level that began 20,000 years BP, after the end of the last glacial maximum (Sartoretto *et al.*, 1995; Lambeck and Bard, 2000). Nowadays, the entrance is 37 m below the sea level and the cave is only accessible by scuba diving. A part of the cave extends below sea level and is filled with seawater, while another emerged part is filled with air and contains the prehistoric remains.

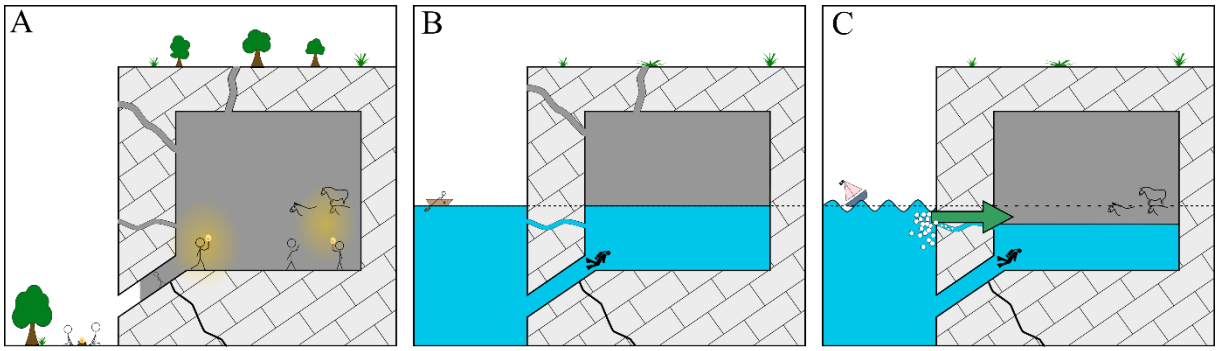


Figure IV-1: Sketch of coastal caves: (A) when the Cosquer cave was visited during prehistoric times, the sea level was 120 m lower than today and the cave was accessible on foot; (B) in regular submerged coastal karst with large connected voids, air pressure in the unsaturated zone is balanced with atmospheric pressure and the water table is equal to sea level; (C) in the case of the Cosquer cave, air pressure in the cave remains higher than atmospheric pressure and the water level in the cave is lower than sea level.

Coastal karsts have been extensively studied in recent years and remain an active field of research. The studies mainly focus on the potential for exploiting coastal karstic aquifers, which may constitute the only water resource for local populations (Fleury *et al.*, 2007; Bakalowicz, 2018; Wu *et al.*, 2023) or the risk of sinkhole development (Eppelbaum *et al.*, 2008; Basso *et al.*, 2013). Of all the studied cases, the air pressure in the unsaturated zone is equal to the atmospheric pressure and the level of the water table is equal to the sea level (Figure IV-1B). Although not extensively explored, it has been demonstrated that in some contexts air pressure within the unsaturated zone may vary with the tides (Jiao and Li, 2004; Kuang *et al.*, 2013). With the ascending tide, air pressure increases and propagates to the subsurface, where air exits through the ground. Conversely, during receding tides, air pressure decreases, resulting in the inflow of air into the vadose zone. The amplitude of air pressure variation is the greatest when rock permeability decreases particularly after heavy rainfalls, when water infiltration fills up rock porosity (Jiao and Li, 2004). This variation in air pressure occurs on a tidal time scale and is of the order of a few centimeters of salted water column (cm_{sw}).

The Cosquer cave is not only unique in terms of location and originality of its artworks, it is also unique in terms of hydroclimatic behaviour. As soon as its discovery became official in 1991, few divers accessing the site, reported that the air pressure in the cave was higher

than the outside atmospheric pressure, later confirmed by *in situ* monitoring (56 cm_{sw} above the atmospheric pressure on average, (Vouvé *et al.*, 1996; Arfib *et al.*, 2018; Pellet *et al.*, 2024). The overpressure of the air confined by the air-tight limestone massif pushes the water surface in the cave downwards. Consequently, the water level in the Cosquer cave is lower than the sea level (Figure IV-1C). Prehistoric remains at sea level are therefore temporarily protected from flooding. Air pressure in the cave increases as a result of massive air inflows into the cave during short periods, followed by a rapid pressure decrease with a positive net budget at the end. This phenomenon is called pressurization event (PE) and has been briefly describe in previous studies (Arfib *et al.*, 2018; Pellet *et al.*, 2024). First, *in situ* oceanographic observations (L. Vanrell, pers. com.), and then comparison of hydroclimatic data with oceanographic data have suggested a close relationship between PE and waves. Waves breaking and crashing against the cliff generate air bubbles in water (Hattori *et al.*, 1994; Leifer *et al.*, 2007; Plumerault *et al.*, 2012) and the current hypothesis is that waves force seawater and air bubbles into the limestone massif through shallow submarine fractures and karst conduits (Figure IV-1C). Then, the overpressured air stays in the cave, confined by the very low permeability massif surrounding the cave, and slowly flows out through the walls at a seasonal time scale (Pellet *et al.*, 2024). However, the oceanographic conditions leading to PE have not been described yet, although it's a key factor to predict the water level in the cave in the future and help for the conservation of the cultural heritage hosted in the Cosquer cave.

In this study, we aim to compare oceanographic with hydroclimatic data to assess the oceanographic conditions required to allow air to flow into the cave. First, the general hydroclimatic behaviour of the Cosquer cave is summarized. A definition for PE is introduced and a methodology, analog to runoff event identification in hydrology, is proposed to automate their identification. This methodology is based on the air quantity variation over a threshold. It is applied to nine years of hydroclimatic data (2015 to 2023) available at 5-minute interval. It is used to define three stages of airflow between the inside and outside of the cave: rapid air inflow (RAI), rapid air outflow (RAO) and negligible airflow (NA). The time series of hydroclimatic and oceanographic data are split according to these three stages and compared using simple statistics to identify the oceanographic conditions (wave height, direction, period and sea level, at a 3-hour interval) most likely to generate PE. Transition between airflow stages are used to discuss the location of connected voids in the limestone massif through which air enters the cave below the sea-level. Taken together, these new findings are used to update the conceptual model of the hydroclimatic functioning of the Cosquer cave.

IV.2.2 Case study and data

IV.2.2.1 Geomorphological environment of the Cosquer cave

The Cosquer cave sits in the Cap Morgiou peninsula in the Calanques massif, nearby Marseille in southeastern France, along the Mediterranean coast (Figure IV-2). The

coastline is indented by inlets, locally called calanques. The Cap Morgiou peninsula is 600 m long in the SE-NW direction (Figure IV-3A). The main lithology consists of white Cretaceous Urgonian limestone (Villeneuve *et al.*, 2019; Masse *et al.*, 2020), tight, fractured and karstified. Although karstified, the rock can be almost impermeable, since voids are clogged by clay and calcite deposits. Submarine groundwater discharges (SGD) have been identified in several calanques (Arfib and Charlier, 2016; Bejannin *et al.*, 2017; Tamborski *et al.*, 2020), but there is no SGD in the Cap Morgiou peninsula. There are no surface rivers either. The Cap Morgiou peninsula is open to the sea, but North, East and West land areas protect it from sea waves. To the East of the Calanques massif, the shoreline extends southwards to Cap Canaille. To the West, four main islands (Figure IV-2) form a line that dissipates waves height, as shown in Figure 2 (example chosen as representative of NW and W waves).

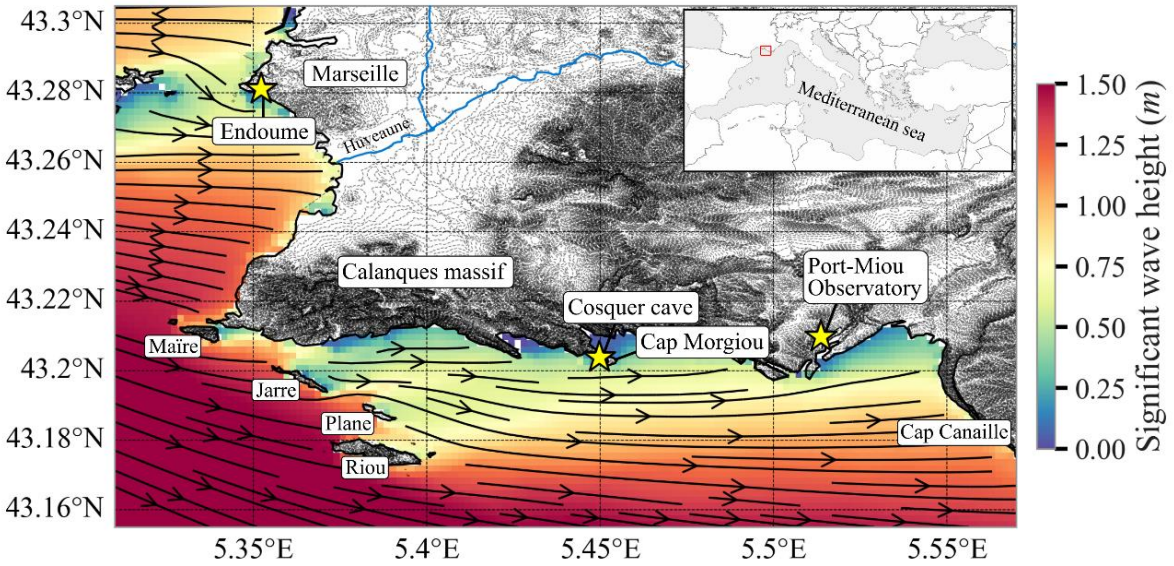


Figure IV-2: Topographic map of the Calanques massif region (SE France, IGN, 2021). Yellow stars show the location of in situ measurements (Cosquer cave, Endoume tide gauge, Port-Miou observatory). Oceanographic data from WW3 model (Météo-France and SHOM, 2022) are presented for day 15/01/2017: arrows give direction and colored pixels give significant wave height.

The peninsula is lined with 3 m to 80 m-high cliffs. The cave is located in the central part of the peninsula,, on the west side (Figure IV-3A). The cliffs on the cave side face the SW, and are locally oriented 131 °N. The line joining the southern point of the *Cap Morgiou* to the cave's cliff (named *Pointe de la Voile*) is oriented 139 °N. The main cave entrance is 37 m below the sea level. This submarine conduit is approximately 120 m long and runs up the dip to Room 1 of the cave (Figure IV-3B). The cave has two main chambers: Room 1 at the south and Room 2 at the north, connected by several passages between speleothems and collapsed blocks. Both rooms are partly flooded and pools connected to the sea cover almost half of the cave's footprint. Above the water level, the walls of the 2 rooms house the paleolithic artworks. To the north of Room 2 is the *Grand Puits*, a shaft rising up to 35 m above the water. Above the decorated rooms lies an upper karst conduit in a higher bedding plane that is connected on one side to the Grand Puits and on the other

side to a small pool of seawater. Water level in this small pool of seawater varies with waves as open karstic conduits and fissures at a shallow depth below sea-level allow seawater circulation through the rock into the cave (Figure IV-3B). Moreover, there is no conduit above sea-level allowing fast airflow or direct connection across the limestone massif, demonstrated by the air overpressure inside the cave (Vouvé *et al.*, 1996; Pellet *et al.*, 2024).

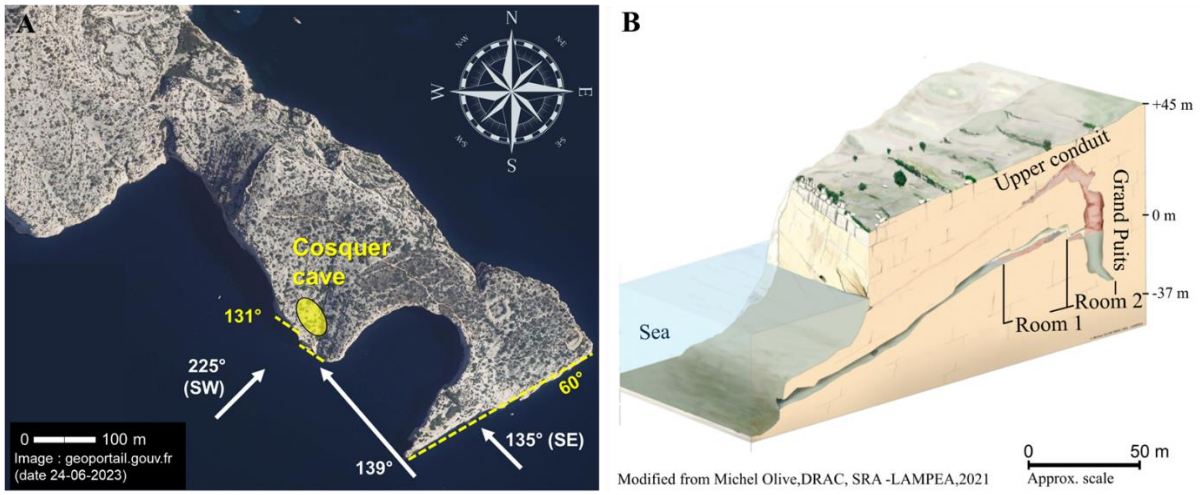


Figure IV-3 : (A) Aerial photography of the Cap Morgiou peninsula. Annotated lines highlight the main directions of the cliffs. Note that location of the Cosquer cave is approximative and not drawn by GIS. Image : https://www.geoportail.gouv.fr. (B) Schematic cross-section of the Cosquer cave. Modified from Olive and Vanrell, 2021.

IV.2.2.2 Hydroclimatic data

The two main parameters from the hydroclimatic surveys required for this study are air pressure in the cave and water pressure. Cave air pressure is measured with a STS DLN probe (resolution = 10 Pa, accuracy = ± 0,1 % of full-scale or ± 130 Pa), backed up by a second probe over periods of several months to validate the data. Probes are located in Room 1, hung on a stalagmite. Three CTD-Diver probes measure absolute pressure in water in Room 1 and Room 2 (resolution = 10 Pa, accuracy = ± 50 Pa). Height of water column above the sensor (h_w) are calculated from absolute pressure (P_w) by subtracting the air pressure above the water table (P_a), and converted to meters of salted water column (m_{sw}) using density of the Mediterranean Sea (Eq. (IV-1)). The salinity gradient of the water column is not known, water density is supposed constant and equal to the mean Mediterranean Sea density: ρ_{sea} = 1027 kg.m^{-3}.

$$h_w = \frac{P_w - P_a}{\rho_{sea}\, g} \qquad \text{(IV-1)}$$

Where g = 9,81 m.s^{-2} is the gravitational acceleration. P_w and P_a are expressed in Pa. Probes are factory calibrated. Measurement and time shift are checked with a control probe during *in situ* data collection (every 4 to 6 months). Data were continuously recorded from 02/10/2014 to 02/10/2023 at a 5-minute time-step, except a 3-month

period in 2021 without data (from 4/01/2021 to 30/03/2021). It constitutes a database of nine years.

Atmospheric pressure is measured outside the cave at the Port-Miou Observatory (SNO KARST, 2021), 5 km east of Cap Morgiou (Figure IV-2), with a Baro-Diver (resolution = 10 Pa, accuracy = ± 50 Pa) and a TD-Diver (resolution = 20 Pa, accuracy = ± 50 Pa) probes.

IV.2.2.3 Oceanographic data

Sea level is measured at the Port-Miou Observatory (Figure IV-2) with a Cera-Diver probe (resolution = 10 Pa, accuracy = ± 50 Pa) from 2014 to 2023 at a 5-minute time-step. Probes are moored in a large karst conduit connected to the sea (Arfib and Charlier, 2016; Jourde *et al.*, 2018), offering protection from marine storms and waves. The sea level is expressed in columns of seawater (m_{sw}) and with reference to the sea level measured at the French national observatory Endoume tide gauge (Figure IV-2, SHOM DOPS/HOM/MAC, 2018) using the average sea level over 5 years (2015-2021). We used data from the Port-Miou observatory due to several gaps in the Endoume tide gauge's measurements over the study period.

The nearest wave buoy is located at *Le Planier* (5,230 °E, 43,208°N, CEREMA, 2024), 27 km SW from the cap Morgiou, too far away to be used in this study. Therefore, we used wave data simulated by the model Wave Watch 3 (WW3) provided by the French Navy Hydrographic and Oceanographic Service (Météo-France and SHOM, 2022). The grid from which data is extracted covers an area ranging from 3,423 to 6,081 °E and from 43,02 °N to 43,56 °N with a resolution of 200 m. Data are available from 01/08/2015 to 02/10/2023 with a 3-hours time-step. Results of the model are :

- Wind and swell significant wave height (m), referred as significant wave height (H_s);
- Wind and swell wave from direction (°N), referred as wave direction (θ_s);
- Wave peak period (s), referred as wave period (P_s);

The documentation included with the model specifies that the significant wave height provided by the sea state forecast models corresponds to the estimate obtained from the zero-order moment of the spectral density. This estimate tends to be close to the significant wave height calculated conventionally from observations ($H_{1/3}$ = average value of the upper third of wave heights observed over a 30-minute period) (Météo-France and SHOM, 2022).

To validate that this model could be used instead of *in situ* measurements, a comparison has been done between the measurements from *Le Planier* wave buoy and the results of the WW3 model at the buoy location. Results showed a great waves predictability with Pearson's coefficient of $r(H_s) = 0{,}94$, $r(D_s) = 0{,}87$ and $r(P_s) = 0{,}72$. It confirms the use of the WW3 model output to carry out this study. In this study we used the cell located in front of the cliff behind which the cave is hosted in the limestone massif (5,448 °E, 43,202 °N).

IV.2.2.4 General hydroclimatic behaviour of the Cosquer cave

We focus on the variations in air pressure and water level in the Cosquer cave. Figure IV-4 shows one year of *in situ* hydroclimatic data (water level, air pressure) recorded in the Cosquer cave (Pellet *et al.*, 2024) and outside the cave at the Port-Miou observatory (Jourde *et al.*, 2018). Year 2017 is used as a representative example. Three distinct time scales of variations are identified:

(1) At the seasonal scale, cave air pressure slowly and continuously decreases from late spring to early autumn. The slow pressure decrease is caused by slow air outflow (SAO) through the low-permeability limestone massif. The resulting increase in cave water level is equivalent to the height of air pressure decrease, i.e. around 70 cm in 2017 between 01 May and 20 October 2017. The rising water can partially submerge Paleolithic remains near the pools, leading to permanent damage such as leaching of artworks (Figure IV-4b and c). From early autumn to late spring next year, cave air pressure is high and water level low (Figure IV-4a).

(2) A succession of rapid increases in cave air pressure is immediately followed by rapid pressure decreases and arises from October to May. This phenomenon, referred as pressurization event (PE), is due to a massive air inflow into the cave followed by rapid outflow and lasts tens of minutes to few days. PE are further described in the following section.

(3) Tide varies the sea level by about 15 cm (mean tide in this area of Mediterranean sea) and propagates into the cave. As the air in the cave is confined, the air pressure varies with tide (by about 9 cm_{sw}) and limits the water level variation into the cave (which varies by about 6 cm_{sw}). Because the air pressure variation in the cave for a given water level change depends on the total volume of air in the cave, we estimated in a previous work the air-filled cave volume, about 5000 m^3, from tide-related water level and pressure variations (Pellet *et al.*, 2024).

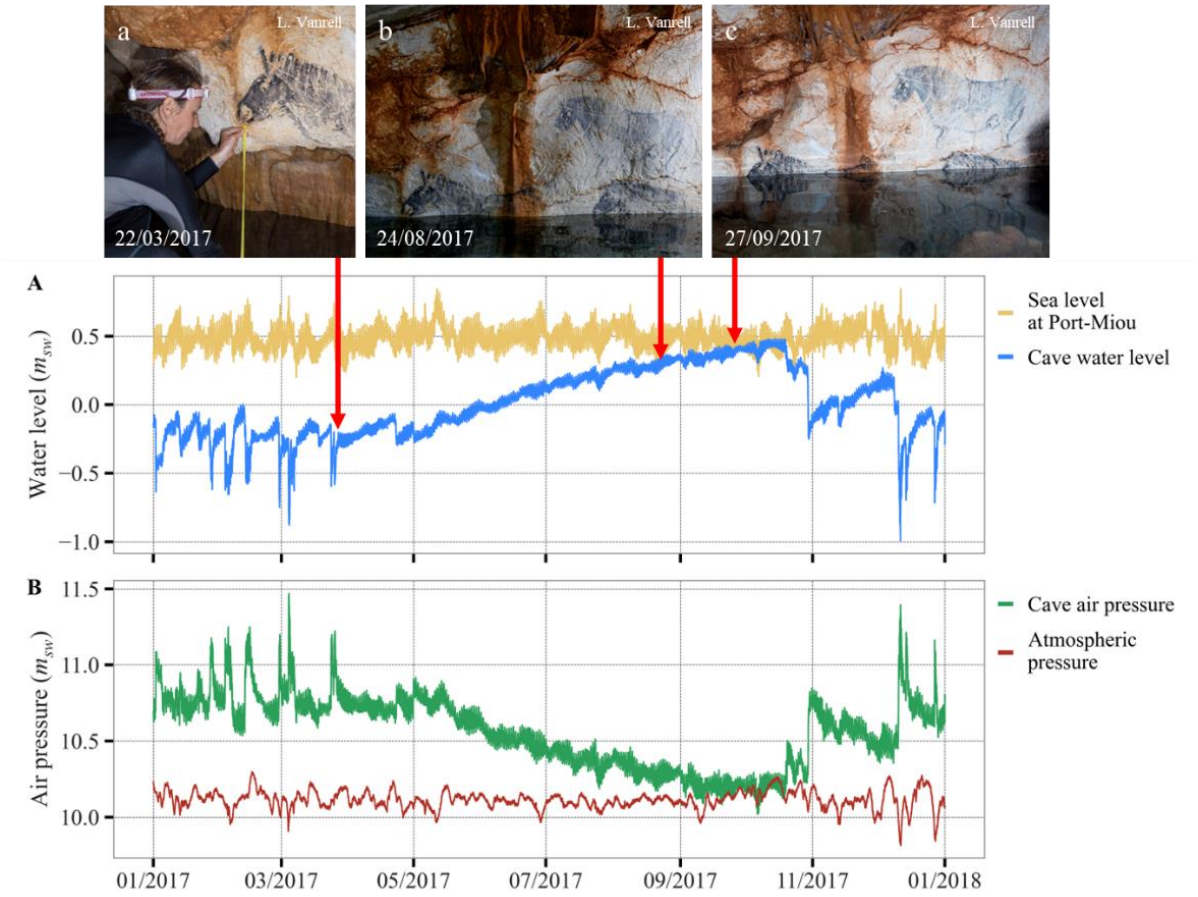


Figure IV-4: Air pressure, and water level time series recorded in the Cosquer cave and at the Port-Miou observatory for the year 2017: (A) water level in the Cosquer cave (blue) and sea level recorded at Port-Miou (yellow) expressed in columns of seawater (m_{sw}) and with reference to the sea level measured at the French national observatory Endoume tide gauge (SHOM and IGN, 1849); (B) air pressure in the cave (green) and the atmospheric pressure recorded at Port-Miou (red) expressed in columns of seawater (m_{sw}). The photos illustrate the impact of water level variations in the cave at different times of the year: (a) in winter when the water level is very low, (b) in midsummer when the water level rises and (c) at the end of summer when the water level is very high.

IV.2.3 Methods

IV.2.3.1 Identify pressurization events (PE)

Cave air pressure varies with tides, with global seawater level and with variation in air quantity in the cave (Pellet *et al.*, 2024). PE are associated with significant variations in the air quantity in the cave. A PE is defined as a massive inflow of outside air into the cave causing an increase in air pressure (Figure IV-5A). This increase may be followed by a rapid air outflow (Figure IV-5B), leading to a decrease in cave air pressure with, in almost all cases, a positive budget in air quantity at the end of the PE inside the cave. The PE ends when the airflow transitions from a rapid air outflow to a slow air outflow. The massive air inflow is clearly demonstrated by air pressure and water level datasets. Understanding how and when PE occur is the main goal of this paper. We already know that high waves breaking on the cliff of the coastal limestone massif can produce and force air bubbles to flow along submarine open fissures or karst conduits inside the massif during short

periods of time. We propose a workflow to identify PE and then apply statistics to infer oceanographic conditions leading to PE.

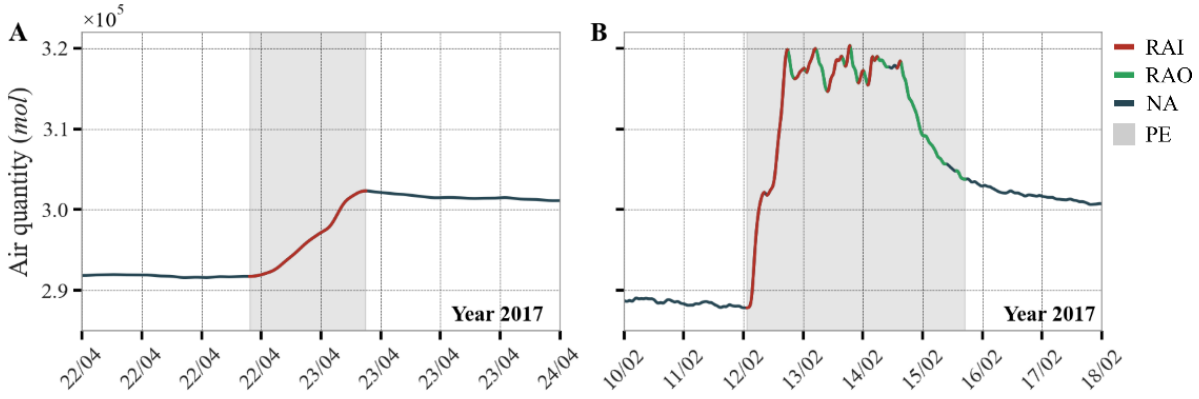


Figure IV-5: Examples of pressurization events (A) with a single rapid air inflow event (PE highlighted in grey, from 22/04/2017 to 23/04/2017) and (B) with multipeak air quantity variation (PE highlighted in grey, from 11/02/2017 to 15/02/2017). Different color lines separate the three stages of PE : rapid air inflow (RAI), rapid air outflow (RAO), and negligible airflow (NA).

Air quantity variation is thus used to identify PE. Air quantity n_a in the cave at time (t) is calculated from the ideal gas law, as proposed by Pellet and collaborators (2024) :

$$n_a(t) = \frac{P_a(t)V(t)}{RT_a(t)} \quad \text{(IV-2)}$$

Where P_a is the cave air pressure (Pa), V is the cave air-filled volume (m^3), R is the ideal gas constant ($J.K^{-1}.mol^{-1}$) and T_a is the cave air temperature (K). $V(t)$ varies with the cave water level:

$$V(t) = \left[V_0 + S_w\left(h_0 - h_w(t)\right)\right] \quad \text{(IV-3)}$$

Where V_0 = 5000 m^3 is the reference cave air-filled volume defined for a reference water level h_0 = 0,17 m (above the Endoume chart datum), h_w is the cave water level (m_{sw}) and S_w is the pool surface (m^2). The pool surface is assumed constant according to the geometry of the cave, and was calculated on a geo-referenced map using QGIS to be S_w = 847 m^2.

The rate of air exchange is calculated by numerical derivation of the n_a(t) time series smoothed over windows of 4 hours half-width. The derivation operator is calculated as the derivative of a Hann window:

$$\frac{dn_a}{dt}_{filt} = n_a(t) * \frac{dw(t)}{dt} \quad \text{(IV-4)}$$

Where

$$w(t) = 0{,}5 - 0{,}5\cos\left(\frac{2\pi t}{T-1}\right), 0 \le t \le T-1 \quad \text{(IV-5)}$$

Where T is the window width. T is 4 hours, corresponding to 48 time-steps of 5 minutes.

With analogy to runoff event identification (e.g. Tarasova *et al.*, 2018), airflow patterns within the cave are identified based on variations in air quantity over a threshold. Figure IV-5 shows two PE selected from year 2017 time series, very similar to discharge hydrograph, with the specificity that at the Cosquer cave the air quantity increases forming a peak which causes the water level to decrease (Figure 4). Three stages are defined as follows:

- Rapid air inflow (RAI): equivalent to the rising limb in Figure IV-5, it occurs during any time interval *I* where $\frac{dn_a}{dt}_{filt} > 0$, max $\left|\frac{dn_a}{dt}_{filt}\right| > \frac{dn_a}{dt}_{lim}$ on the interval;
- Rapid air outflow (RAO): equivalent to the falling limb in Figure IV-5, it occurs during any time interval *I* where $\frac{dn_a}{dt}_{filt} < 0$, max $\left|\frac{dn_a}{dt}_{filt}\right| > \frac{dn_a}{dt}_{lim}$ on the interval;
- Negligible airflow (NA): the rest of the time series is categorized as negligible airflow. It corresponds to intervals where the filtered airflow rate is always below the threshold. In practice, most of NA intervals correspond to intervals of slow air outflow (SAO) through the unsaturated zone of the rock formation surrounding the cave. In rare cases, RAI and RAO are balanced so that the airflow rate remains below the threshold for short periods. These periods are included in NA.

We have selected the airflow rate threshold $\frac{dn_a}{dt}_{lim}$ = 45 mol.s^{-1}; this value is determined above noise level and verifies that results are consistent with manual event picking.

PE can be simple or multipeak air quantity variation (e.g. Figure IV-5B). In case of multipeak, we introduced p_c, the time interval between two peaks, to discriminate between one event with multipeak and several single peak events following each other. If a NA period between peaks is shorter than p_c then the peaks belong to the same PE, conversely if a NA period is longer than p_c then it ends the PE. In practice, a short p_c leads to the identification of a large number of short PE, while a long cut-off period leads to the identification of fewer but longer PE. p_c is here equal to 6 h, determined empirically, based on the mean duration of a PE and set to produce results in accordance with manual picking. The PE identification is automated with an available python code.

IV.2.3.2 Airflow rate

Based on the air quantity calculated above, the net volumetric flow rate Q (m^3.s^{-1}) into the Cosquer cave (inflow positive) is calculated at standard pressure P_0 = 101325 Pa and temperature T_0 = 288,15 K:

$$Q = v_m \, Q_n = \frac{RT_0}{P_0} Q_n \qquad \text{(IV-6)}$$

where v_m is the air molar volume (m^3.mol^{-1}), Q_n the molar flow rate (mol.s^{-1}) and R = 8,314 J.K^{-1}.mol^{-1} the ideal gas constant.

IV.2.4 Results and discussion

IV.2.4.1 Pressurization events and airflow stages

Cave air quantity is presented for year 2017 in Figure IV-6, with PE highlighted in grey. A comparison with Figure IV-4 easily shows that pressure peaks align with air quantity peaks during PE. 28 PE are identified in 2017, occurring from January to May, and from October to next year. As previously described in the section dealing with the general hydroclimatic behaviour of the Cosquer cave, there is no or rare PE during summertime. However, there are succession of PE during fall, winter and spring time. PE can be an isolated event, or part of a series of PE separated by only few hours or days (e.g. December 2017).

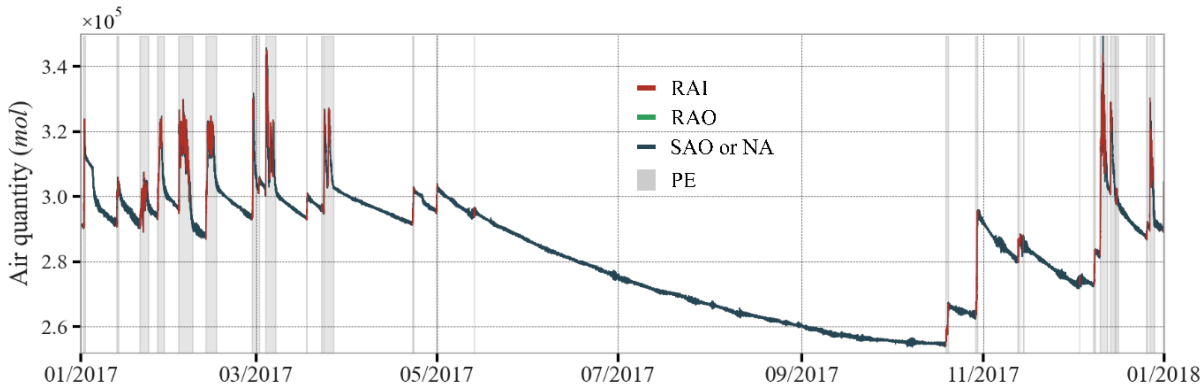


Figure IV-6: Time series of the calculated cave air quantity stored in the air-filled volume of the Cosquer cave, for year 2017. The different stages of pressurization events (PE) are identified : rapid air inflow (RAI) are drawn in red, rapid air outflow (RAO) are in green and negligeable airflow (NA) and slow air outflow (SAO) are in blue. PE are highlighted in grey.

From 02/10/2014 to 02/10/2023 (except lack of data from 4/01/2021 to 30/03/2021), we identified a total of 283 PE, for a total cumulative time of 344 days over the 3202 days available in the dataset. Taking the 6 years with a complete time series (2016 to 2020, and 2022), it gives an average of 32 PE per year, with a maximum of 39 events recorded in 2020 and a minimum of 28 events in 2017 (Figure IV-7A). Cumulative number of events per month in Figure IV-7B shows that PE occurrences increase over the autumn (September to December) and reach a maximum in winter (December to March), then decrease over the spring and is minimal in summer (June to August). While 2020 is the year with the most PE, the cumulative time of air inflow is barely higher than in 2022 the year with the fewest PE (Figure IV-7C). It suggests that in 2020, PE were more frequent but shorter. Conversely, the longest cumulative time of air inflow is in 2018, and implies fewer but longer PE. In the same way, PE in December are as frequent as in January, February and March but shorter on average (Figure IV-7B).

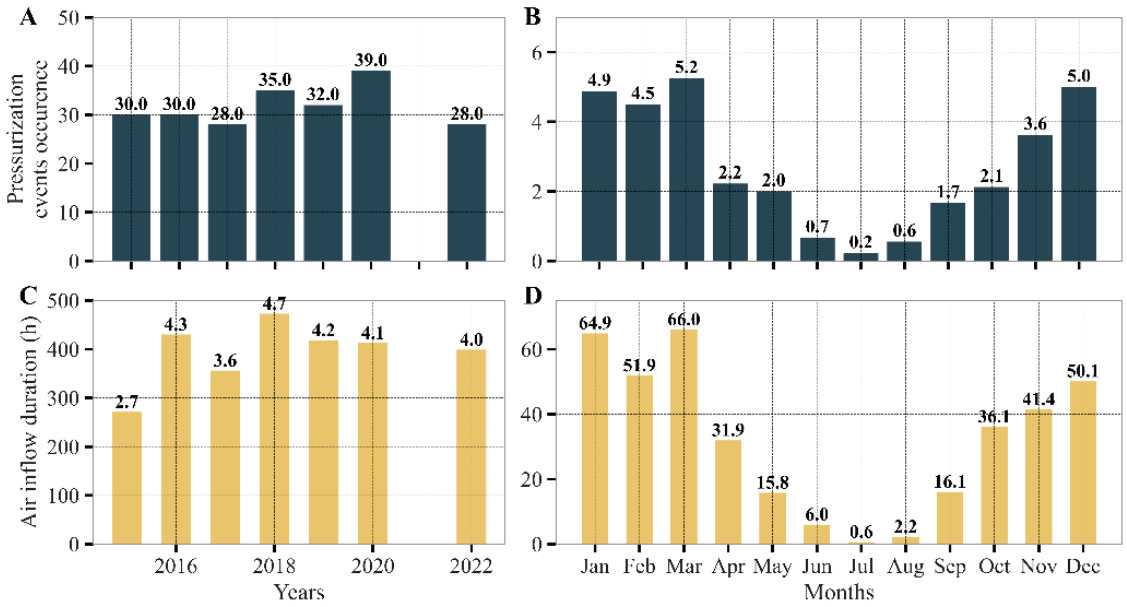


Figure IV-7 : (A) Number of pressurization events per year. (B) Average number of pressurization events per month for years 2015 to 2020 and 2022. (C) Cumulative time (in hours) of rapid air inflow per year (stage RAI only). (D) Average cumulative time (in hours) of air inflow per month (stage RAI only).

The average pressure increase during RAI is 0,10 m_{sw}, with a maximal increase of 0,98 m_{sw}. Despite we apply a window width of 4 hours on air quantity variation filter, the method presented in section IV.2.3.1 can identify shorter events with steep variations. These events are confirmed by manual identification on non-filtered time series. The duration of RAI varies, ranging from tens of minutes to a maximum of 21 hours, with an average of 4 hours. The airflow rates observed during the RAI can be very high, estimated at 27 $m^3.h^{-1}$ on average and 227 $m^3.h^{-1}$ at the maximum.

RAO follow most of the time RAI and decrease cave air pressure by an average of -0,07 m_{sw} (and up to -0,42 m_{sw}). These outflows are longer, ranging from tens of minutes to a maximum of 2,5 days, with an average of 5,5 hours. RAO rates are lower than RAI rates, with an estimated average of -15 $m^3.h^{-1}$ and a maximum reaching -86 $m^3.h^{-1}$. The RAO last until cave air pressure drop to a range between 10,7 to 10,9 m_{sw}. Below this level, airflow rate significantly decreases (-3 $m^3.day^{-1}$ on average) and shifts to a SAO stage (Figure IV-4B).

Finally, considering all the stages of the event, the net budget during PE is an air pressure increase of 0,09 m_{sw} in average and a maximum of 0,67 m_{sw}. The duration of the PE is generally around one day and can range from as short as 1,5 hours to up to 7 days in rare instances.

IV.2.4.2 Updating the Cosquer cave conceptual model: air inflows are powered by sea waves

External forcing is necessary to overcome the overpressure within the Cosquer Cave and enable air ingress. *In situ* observation suggested a correlation between oceanographic conditions and pressurization events. Notably, large bubble cloud in the sea are observed

along the cliff in front of the cave during rough sea, when waves move and crash against the cliffs. Wave height, direction, period and sea level are explored in this section for the previously defined RAI, RAO and NA stages inside the cave. In the following sections, boxplots are used to display results. Boxplot are created using python library matplotlib (Hunter, 2007), pandas (The pandas development team, 2024) and seaborn (Waskom, 2021). The box extends from the first quartile (Q1) to the third quartile (Q3) of the data, with a line at the median. The whiskers extend from the box to the farthest data point within 1,5 times the interquartile range (IQR) from the box. Data points beyond the whiskers are considered outliers.

IV.2.4.2.1 Effect of wave height

Significant wave height calculated from 01/08/2015 to 02/10/2023 range from 0,0 m to 4,0 m with a median of 0,3 m (*all data* on Figure IV-8). Most of the waves have a low significant height: 90 % are lower than 1,1 m. NA periods are characterized by a median significant wave height of 0,3 m, while 90 % of the waves are lower than 0,8 m (Figure IV-8).

RAI are associated with larger waves. The median significant wave height during RAI periods is 1,4 m, more than four times higher than the median significant wave height for all data. Furthermore, 90 % of RAI coincides with significant wave heights exceeding 0,8 meters (the 10th percentile). In contrast, only 18 % of all waves reach this threshold. These results highlight that wave height is a major parameter in the air inflow mechanism. A threshold of 0,8 m for significant wave height will be used in the following sections to investigate the influence of wave direction on air inflow.

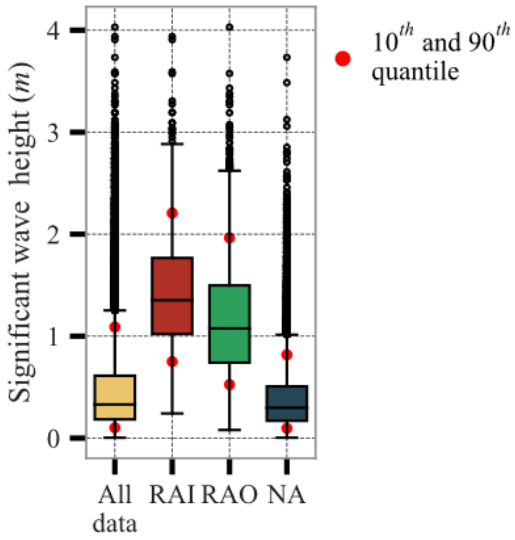


Figure IV-8: Box plot diagram showing distribution of significant wave height (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the cave (location S_1) for 4 groups: all data, rapid air inflow (RAI) during pressurization events (PE), rapid air outflow (RAO) during PE, remaining data out of PE periods (negligeable airflow (NA)).

Wave height depends on the season (Figure IV-9A). It is on average higher from October to April ($\overline{H_s}$ = 0,58 m) than from May to September ($\overline{H_s}$ = 0,35 m) and is the highest in

March ($\overline{H_s}$ = 0,64 m) and the lowest in August ($\overline{H_s}$ = 0,26 m). This monthly distribution of significant wave heights corresponds with the distribution of PE, which are most frequent from November to March and rare from June to August. Similarly, if we focus on the annual distribution of waves ≥ 0,8 m (Figure IV-9B), we notice that 2018, the year with the longest RAI duration (Figure 7), is also the year with the highest number of waves ≥ 0,8 m. Conversely, 2017 is the year with the lowest RAI duration and also the year with the lowest number of waves ≥ 0,8 m.

The median significant wave height observed during RAO is 1,1 m (Figure 8), slightly lower than observed during RAI. It shows that the RAO occur while the waves are still active on the cliff but can no longer overcome the cave's internal pressure or are not high enough to push air bubbles through the sumps but still sufficiently high to partially unflood the sumps, allowing air to flow rapidly out of the cave.

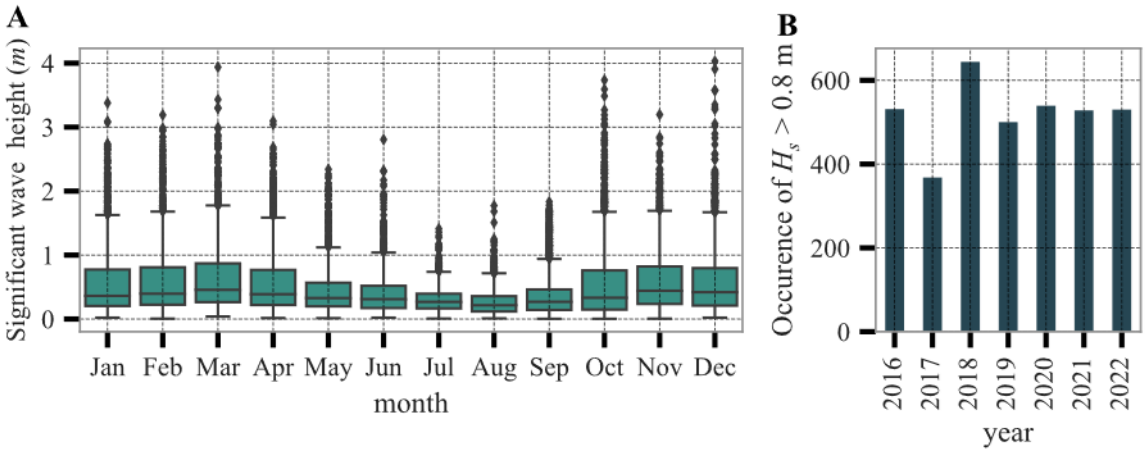


Figure IV-9 : (A) monthly significant wave height distribution (all data for years 2015 to 2023).(B) Number (one value per 3 hours) of waves with a significant height ≥ 0,8 m for years 2016 to 2022.

IV.2.4.2.2 Effect of wave direction

We propose to study the impact of the wave direction by selecting three groups of data, plotted in Figure IV-10 as rose diagrams: A) The first group uses all the dataset. B) The second group is a selection of waves with significant height H_s ≥ 0,8 m. This threshold, defined in previous section, corresponds to the most probable condition of wave height allowing air inflow events. C) The third group focuses only on waves during RAI periods, i.e. when PE occur.

Two dominant wave directions are observed in front of the Cosquer cave (Figure IV-10A): southwest (SW) waves, ranging from 210° to 240°N, account for 45 % of wave occurrences, and southeast (SE) to south-southeast (SSE), ranging from 135° to 165°N, account for 26 %.

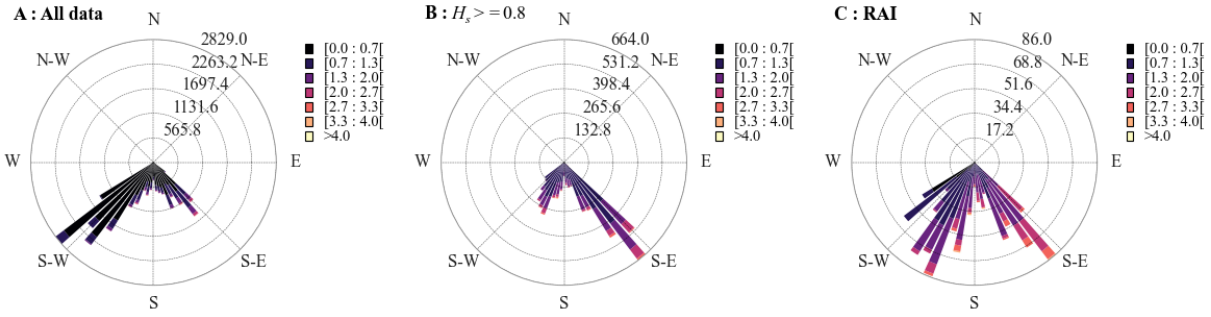


Figure IV-10: Rose diagram of wave direction (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the Cosquer cave (location S_1): (A) for all data; (B) for $H_s \geq 0{,}8$ m and (C) during rapid air inflow (RAI) of pressurization events (PE). The values in the diagrams represent the number of data points. The color range is H_s in meters.

Considering only waves with significant height $H_s \geq 0{,}8$ m (case B) the highest waves preferentially occur with SE-SSE (135° to 165°N) wave direction, accounting for approximately 48 % of occurrences, while S-SW waves (195° to 225°N) account for 28 % of occurrences. Comparison of Figure IV-10A and Figure IV-10B shows that the main direction in case A almost disappeared in case B, which means that waves with SW direction have usually low significant height.

Focusing on wave during RAI (case C), the dominant wave direction changes. SE-SSE waves drop from 48 % in case B to 33 % of occurrences in case C. In contrast, SW-WSW waves (225° to 240°N) increase from 4 % to 12 % and SSW waves (195 to 225 °N) increase from 28% to 35 % of occurrences during air inflows.

This first statistic description shows that significant wave height $H_s \geq 0{,}8$ m is not enough to produce PE. The wave direction also controls the occurrence of PE. The difference between wave direction in Figure IV-10B and Figure IV-10C implies that the SSW and SW directions are more efficient in causing air inflows, than waves coming from the SE-SSE direction. All the waves with $H_s \geq 0{,}8$ m and SE-SSE direction did not lead to PE.

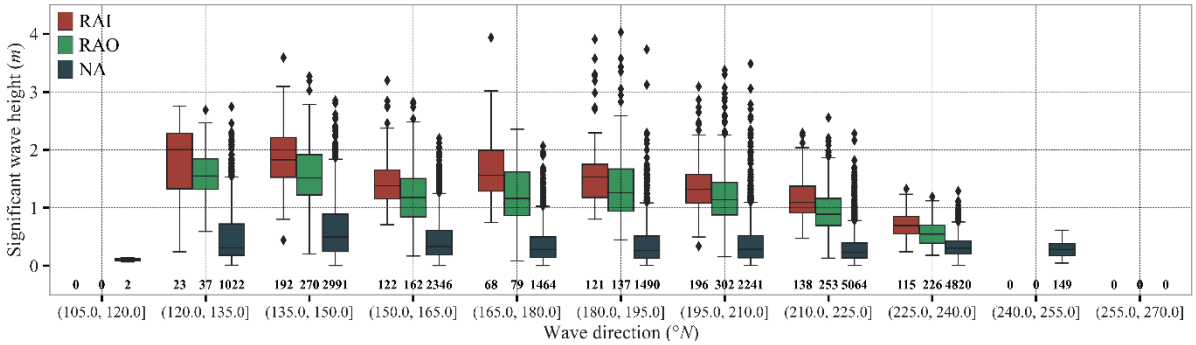


Figure IV-11: Box plot diagram showing distribution of significant wave height (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the cave as a function of wave direction classes for the 3 airflow groups: rapid air inflow (RAI) during pressurization events (PE), rapid air outflow (RAO) during PE, remaining data out of PE periods (negligeable airflow (NA)). Size of the sample for each category is indicated below (one data per 3 hours).

Moreover, the distribution of significant waves height during air inflows (Figure IV-11) also suggests dependance on wave direction. Waves leading to an air inflow have a higher median significant height when coming from SE (135° to 150 °N, median H_s = 1,89 m)

compared to those coming from SSW (195° to 210°N, median H_s = 1,53 m), SW (210° to 225°N, median H_s = 1,38 m) and WSW (225° to 240°N, median H_s = 1,61 m). PE can therefore occur with lower waves height for waves coming gradually from SE to WSW direction. This discrepancy can be explained by the Cap Morgiou peninsula shape (Figure IV-12). Waves with direction 105°N to 135°N are mitigated by the southern part of the peninsula. Above 139°N, waves can reach the west side of the central part of the peninsula by a straight line. Waves meet the cliff in front of the Cosquer cave, which have a local direction close to 131 °N. This geometric configuration makes the waves coming from the SE (135° to 150°N) propagate along the cliff, but they must have a greater height to generate air inflow into the cave. However, the higher frequency of occurrence of waves from SE with $H_s \geq 0{,}8$ m (Figure IV-10B) compensates for their lower air inflow efficiency, making them a significant contributor to the pressurization process (Figure IV-10C). Conversely, SSW to WSW waves crashing on the Cosquer cave cliff arrive more or less perpendicular to the cliff and are more efficient to force air flowing from the seawater inside the cave through submarine karst conduits.

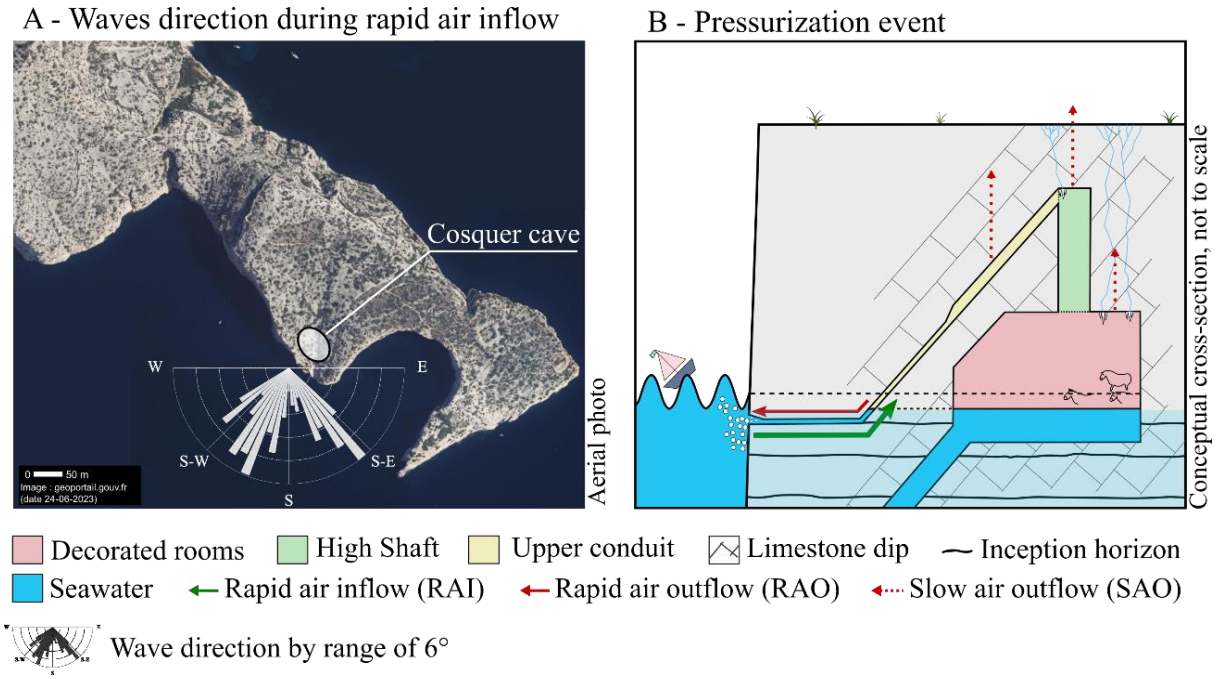


Figure IV-12 : Conceptual relationship between the oceanographic condition and the hydroclimatic functioning of the Cosquer cave. A: aerial photo (image geoportail.gouv.fr, date 24/06/2023) with the approximative location of the Cosquer cave, and a rose diagram showing the wave direction during rapid air inflow identified in this study (years 2015 to 2023, see Figure IV-10 for the complete figure). B: Conceptual cross-section (modified from Pellet et al., 2024).

IV.2.4.2.3 Effect of wave period

Wave period ranges from 1,7 s to 16,0 s, with a median of 5,7 s (*all data* on Figure IV-13). RAI are notably associated with longer wave period. NA periods are characterized by a median wave period of 5,5 s. The median wave period during RAI and RAO periods are respectively 7,5 s and 7,7 s, significantly higher than the wave period for all data. However, these results do not provide any evidence on the influence of the period on the

PE. The wind strength, duration, and fetch determine the resulting range of wavelengths (and so the period) and wave amplitudes in the waves, the more energy waves accumulate, the greater their height and period (Dhanak and Xiros, 2016). The longer wave period observed during RAI is therefore probably linked to more energetic waves rather than a real effect of wave period on PE.

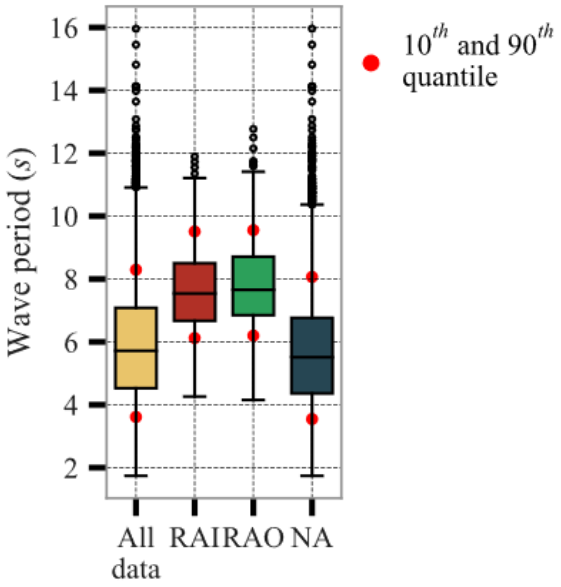


Figure IV-13 : Box plot diagram showing distribution of wave period (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the cave for 4 groups: all data, rapid air inflow (RAI) during pressurization events (PE), rapid air outflow (RAO) during PE, remaining data out of PE periods (negligeable airflow (NA))

IV.2.4.2.4 Effect of sea level

Various factors cause sea level variations, such as the inverted barometer effect, wind and storm, annual temperature variations or tides. Between 2015 and 2023, mean sea level is 0,52 m (above the Endoume chart datum in SE France, close to the case study, see location in Figure IV-2) and varies in the range 0,08 m to 1,05 m. Using the dataset (from 01/08/2015 to 02/10/2023), we categorized significant wave height by sea level's classes of range 0,13 m (Figure IV-14). Class 0,32 to 0,45 m is representative of low sea level, with a median significant wave height of 0,27 m (all data), ranging from 0,01 to 2,44 m. Class 0,69 to 0,81 m is representative of high sea level, with a median significant wave height of 0,88 m (all data), ranging from 0,04 to 4,03 m. First class 0,08 to 0,2 m has not enough data to be representative.

For the three previously described groups RAI, RAO and NA, waves height increases with sea level (Figure IV-14) as shown by the ascending trend between the box plots. The dependence of wave height on sea level can be attributed to meteorological conditions: high sea is caused by low-pressure systems, commonly associated with storms and rough sea in the region, resulting in high waves. Conversely, low seas are caused by anticyclonic conditions (low sea level by inverted barometer effect), which result in clear weather and calm sea (Lionello *et al.*, 2006).

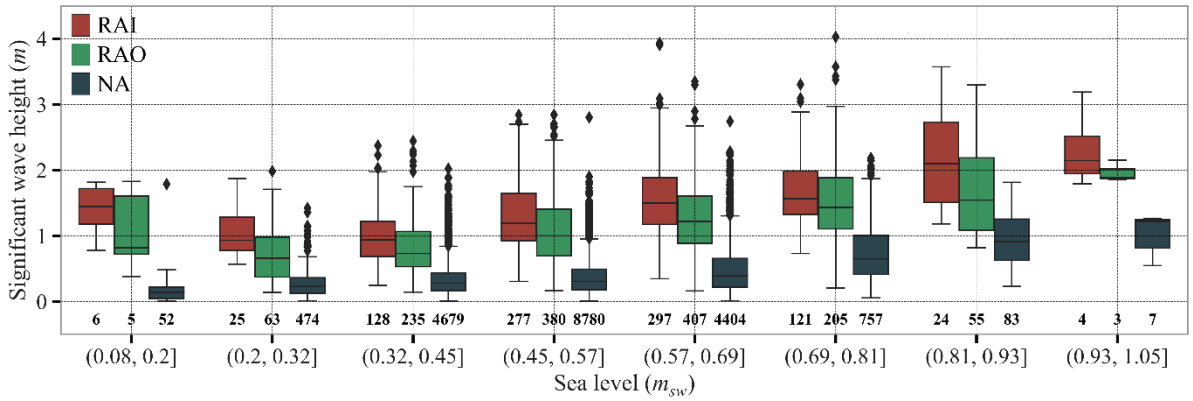


Figure IV-14: Box plot diagram showing distribution of significant wave height (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the cave as a function of sea level classes for the 3 airflow groups: RAI during PE, RAO during PE, remaining data out of PE periods (NA). Size of the sample for each category is indicated below (one data per 3 hours).

Figure IV-14 shows that as sea level rises the wave height required for RAI also increases. The median significant wave height increases from 0,93 meters during low sea level conditions to 1,57 m during high sea level conditions. Notably, the minimum wave height leading to RAI also significantly increases to 0,73 m during high sea states compared to 0,24 m during low sea states. These results indicate that these differences are not solely due to the general increase in significant wave height as sea level rises, and show that the highest the sea level is, the greatest the significant wave height is required to generate air entry into the cave. This likely relates to the location of the submerged fissures or karst passages, acting as sumps, where air in seawater flows through the limestone massif reaching the cave (Figure IV-12). The depth of the sumps naturally varies with changes in sea level. As sea level rises, air in seawater carried down by waves must flow deeper to pass the sumps, requiring higher waves. Other local effects, influencing the wave breaking process, may also be involved but have not been yet monitored neither modelled for the specific Cosquer cave and Cap Morgiou case studied (Bredmose *et al.*, 2015; Matsumoto *et al.*, 2024).

IV.2.4.2.5 Pressure threshold

The link between the sea level and the significant wave height to observe a PE has open the question of the depth of the submarine connection for air and seawater flows through the limestone massif. We already know that the karst network is well connected in the submarine part of the massif, allowing air to flow in and out during PE, but also seawater to reach the pools inside the cave and thus changing rapidly the water temperature (Pellet *et al.*, 2024). Coming back to the time series presented in Figure IV-4, we can observe two thresholds in the cave air pressure plot, and their mirrored values for the cave water level. The first air pressure threshold (#1) stands close to 10,7 m_{sw}, at the changing slope between RAO and SAO (Figure IV-6). The second air pressure threshold (#2) corresponds to the peak of the PE, in the range 11,2 to 11,5 m_{sw}.

The air inflow into the cave, forced by the waves, is limited by the maximum air pressurization of the cave (threshold #2). Remember that as the air pressure increases, it

acts like a piston pushing down on the water surface, lowering the water level in the cave. When the water level is low enough, cave air can quickly flow out through open fissures and karst conduits that would instead be filled with water, like sumps. At the beginning of a pressurization event, air inflow exceeds outflow, leading to a rise in cave air pressure. Once the inflow rate slows down or ceases entirely, the pressure within the cave rapidly falls back down. The rapid air outflow persists from several hours to days after pressurization peak, until fissures and conduits are flooded again by the rising water level in the cave. The cave air maximum pressure after rapid air outflows (threshold #1) is therefore controlled by the minimum depth of these sumps. The air maximal overpressure (calculated by subtracting the external atmospheric pressure from the absolute air pressure in the cave) during a pressurization event ranges from 1,0 to 1,6 m_{sw}. This provides an estimation of the minimum depth below the sea level of sumps large enough to let the flow out without limitation. The air overpressure transition from RAO to SAO (threshold #1) ranging around 0,4 to 0,8 m provides an estimation of the shallowest open fissures. Above this depth, there is no more connection wide enough to let air through quickly.

IV.2.5 Conclusion

The Cosquer Cave is characterized by a specific seasonal pattern of air pressure fluctuations. The air-filled volume of the cave has a pressure higher than the atmospheric pressure, leading to lower the groundwater level in the pools connected to the sea. The cave acts as a confined volume, with a slow air outflow through the walls, and events recharging the cave with air flowing from outside to inside the cave through the submerged fissured or karst conduits below the sea level. Air inflow events, named pressurization events (PE), induce rapid increases in air pressure during a few hours (4 hours in average), followed by a quick pressure drop due to air leakage with a net gain in air at the end of events. We developed an algorithm to identify and quantify these PE. They occur primarily from autumn to spring, with almost none during summer, for an average of 32 events per year. The main hypothesis is that PE are driven by external oceanographic conditions that force air bubbles through shallow submarine karstic cracks and conduits (Figure IV-12).

Four oceanographic factors – wave height, period, direction, and sea level – were examined to explain air inflows into the Cosquer Cave:

- Wave height is a major parameter. Our results demonstrate that air inflow systematically occurs when waves are high. Median significant wave height is 1,4 m during air inflow compared with 0,3 m the rest of the time. Furthermore, 90 % of air inflow coincides with significant wave heights exceeding 0,8 meters. In contrast, only 18 % of all waves reach this threshold ;
- The direction of incoming waves plays a significant role in air inflow. Waves from the SW-SSW directions and facing the Cosquer cliff (western side of the Cap Morgiou peninsula) are the most efficient in forcing air into the cave (median significant wave height of 1,38 m). Waves from SE-SSE direction and propagating

parallel to the cliff, are less efficient. However, their greater height (median: 1,89 m) and their higher frequency of occurrence makes SE-SSE waves an important contributor to air inflow ;

- There is no evidence that the wave period has an effect on PE;
- A rise in sea level increases the minimum height of the waves required for air inflow into the cave.

These findings have resulted in an update of the conceptual model of the cave's hydroclimatic functioning. PE help to temporarily keep the water level in the cave low, offering protection to the paleolithic remains located near sea level. However, the maximum air pressure threshold shows that it is not possible to force the water level in the cave below an overpressure of 1,0 to 1,6 m (compared to the external atmospheric pressure), otherwise the air rapidly outflows back through the submerged open fissures or karst conduits.

In the previous study Pellet *et al.* (2024), we showed that the water level in the cave rises during the summer depending on the air permeability of the rock, which varies according to the water saturation of the limestone massif above sea level. In this new study, we show that the water level in the cave also depends on the oceanographic conditions that generate the pressurization events. In the future, in the context of climate change, the maximum water level in the cave may increase if there are no more PE to recharge the cave with air. Indeed, rising sea level (IPCC, 2023) will increase the maximum level reached at the end of the slow air outflow period, usually in September or October. Oceanographic conditions are a key parameter controlling the distribution of PE throughout the year. Further work is needed to model wave evolution in the future (Bricheno and Wolf, 2018) and to estimate the expected changes in pressurization in the Cosquer cave. Our study also shows that there are many other unknowns. For example, the mode of production of the air bubbles entering through the submerged karst has not been studied, and visual observations from the cliffs cannot distinguish whether these are trains of air bubbles in the sea or pockets of air trapped by breaking waves. As far as archaeological conservation is concerned, our future efforts will focus on studying the transport of air in the cave between the various spaces, through temperature (De Freitas *et al.*, 1982; Lacanette *et al.*, 2023) and radon measurements (Gregorič *et al.*, 2014; Sainz *et al.*, 2018), in order to predict the local hydroclimatic conditions and their effect on the decorated walls.

Acknowledgement

We would like to thank the Ministry of Culture through the DRAC PACA (Service Régional de l'Archéologie – M. X. Delestre, Conservation Régionale des Monuments Historiques – Ms D. Lecouvreur), which supported this study by authorizing access to the cave and funded the fieldwork and some of the measurement devices. This study was also supported by Aix-Marseille University (AMU) and the Laboratoire de Recherche des

Monuments Historiques (LRMH, Ministère de la Culture) who founded the PhD scholarship of M. H. Pellet.. This work received support from the French government under the France 2030 investment plan, as part of the Initiative d'Excellence d'Aix-Marseille Université - A*MIDEX - Institute for Mediterranean Archaeology ARKAIA (AMX-19-IET-003This work was carried out within the framework of the Port-Miou observation site, part of the KARST observatory network (www.sokarst.org) initiative from the INSU/CNRS, which aims to strengthen knowledge-sharing and promote cross-disciplinary research on karst systems. This study was also performed in the frame of the interdisciplinary research team Equipe Grotte Cosquer (PCR 2022-2023). We thank the Conservatoire du Littoral, the Calanques National Park, Cassis city and Météo-France. We thank the DRASSM (Ministry of Culture) and the Immadras diving team for their help in field studies. This work is dedicated to M. Patrice Cabanel, he was an outstanding cave diver and field support. We also thank Sophie Viseur and Badih Ghattas (AMU) for helpful discussions.

IV.3 Conclusion

La comparaison des données hydroclimatiques avec les données océanographiques a permis de mettre en évidence les interrelations complexes entre les différents paramètres océanographiques conduisant à l'entrée d'air dans la grotte. Parmi les quatre paramètres étudiés, la hauteur des vagues est apparue comme le principal moteur des événements de mise en pression. Cependant, une hauteur de vague seuil ne peut pas être définie, celle-ci dépendant de la direction des vagues et de la hauteur de la mer.

La pression de l'air dans la grotte est le principal facteur contrôlant le niveau d'eau et donc celui de l'ennoiement des œuvres proches du niveau de la mer. Modéliser le niveau d'eau dans la grotte est donc nécessaire pour anticiper les problèmes de conservation. Les relations établies dans ce chapitre entre les conditions hydroclimatiques et océanographiques vont permettre dans le chapitre suivant d'établir un modèle prédictif des évènements de mises en pression et par extension des niveaux d'eau dans la grotte.

Panneau des pingouins, 24/07/2018. Photo S. Touron



Chapitre V :

Modélisation des niveaux d'eau dans la grotte et effets du réchauffement climatique

« Le sens de l'existence, l'émerveillement, la découverte, la curiosité, les secrets et l'ordre de la nature, son spectacle, tout cela, nous le perdons. Jour après jour, arbre après arbre, profit après profit, la vie s'amenuise. »

Eliott Schonfeld, Amazonie (2020)

V.1 Introduction

La mise en pression de la cavité est le phénomène majeur permettant de maintenir un niveau d'eau bas dans la grotte et ainsi de préserver les artéfacts archéologiques situés à proximité des plans d'eau. Nous avons démontré au Chapitre IV que les évènements de mise en pression (PE) dépendent essentiellement des conditions océanographiques extérieures, telles que la hauteur et la direction des vagues et le niveau de la mer.

Actuellement, la collecte des données hydroclimatiques permettant d'identifier les PE nécessite une intervention humaine pour accéder aux sondes de mesure *in situ*. Cependant, la grotte Cosquer est un environnement difficile d'accès et les interventions sont rares. Établir un modèle capable de prédire les PE à partir des données océanographiques accessibles en ligne permettrait de poursuivre le suivi climatique même en l'absence d'intervention sur site.

De nos jours, de nombreux modèles de machine learning (ML) sont disponibles parmi lesquels se trouvent, entre autres, le *Support Vector Machine*, le *Naive Bayes* ou encore les réseaux neuronaux. Les Forêts aléatoires ou *Random Forest* (RF) est un autre modèle de ML proposé par Breiman (2001) et devenu très populaire ces dernières années. Ses bonnes performances, sa polyvalence et son fonctionnement intuitif (Crisci *et al.*, 2012) ont permis de l'appliquer dans de nombreux domaines, que ce soit la prédiction de production électrique (Abumohsen *et al.*, 2024), de décès (Özen, 2024) ou les précipitations journalières (Das *et al.*, 2017; Hengl *et al.*, 2018). Pour ces raisons, c'est ce modèle RF qui est employé dans ce chapitre.

En l'absence de PE, notamment sur de longues périodes comme l'été, le niveau d'eau dans la grotte remonte progressivement, constituant une menace majeure pour la conservation des œuvres. Modéliser la remontée des plans d'eau permettrait d'anticiper le niveau d'eau dans la grotte et prendre les mesures de conservation adéquates. Dans ce cas, le modèle utilisé est un modèle physique basé sur la résolution d'une équation différentielle du premier ordre.

La grotte Cosquer est particulièrement exposée au changement climatique (CC) et à la montée du niveau de la mer. Les méthodes développées dans ce chapitre sont alors exploitées pour explorer les effets du CC sur l'hydroclimat de la grotte Cosquer, en particulier sur les niveaux d'eau dans la grotte.

Dans ce chapitre, deux modèles sont proposés : (1) un modèle statistique de prédiction des PE basé sur les RF et (2) un modèle physique de remontée du niveau d'eau dans la grotte. Les performances de ces deux modèles sont tout d'abord évaluées. Les modèles sont ensuite explorés dans le cadre du CC.

V.2 Méthodes

V.2.1 Prédiction des évènements de mise en pression

V.2.1.1 Les forêts aléatoires

V.2.1.1.1 A la base, les arbres de décisions

Les arbres de décisions ou arbres CART (pour *Classification And Regression Trees*), introduits par Breiman (1984), sont une méthode d'apprentissage automatique supervisée non paramétrique. Cet algorithme permet aussi bien de traiter le cas de la régression, de la classification binaire ou multiclasse, ou de mélanger les variables explicatives quantitatives et qualitatives.

L'idée fondamentale derrière les CART est de diviser l'espace des variables explicatives en rectangles multidimensionnels (Figure V-1B) et d'utiliser sur chacun d'eux un prédicteur simple (Crisci *et al.*, 2012). Le principe des CART est de diviser en deux, de façon séquentielle, l'espace des variables d'entrées (Figure V-1A) de façon à ce que chaque sous-partie soit plus homogène que la précédente (Maumy-Bertrand *et al.*, 2018). La découpe se fait selon une règle binaire sur les variables explicatives. Pour les variables continues, cette coupure est de la forme : $\{X \leq d\} \cup \{X > d\}$ où d est un seuil de la variable X. Dans le cas des variables catégorielles, la coupure est de la forme : $\{X \in d\} \cup \{X \notin d\}$ où d est une partie de l'ensemble des valeurs possibles pour la variable X. À chaque nœud de l'arbre est recherchée la meilleure découpe parmi toutes les possibilités. La découpe choisie est celle qui maximise l'homogénéité des sous-parties, c'est-à-dire qui minimise une fonction de coût. Dans le cas où la variable de sortie Y est continue, on parle d'arbre de régression et on cherche à minimiser dans chaque sous-partie la déviance, une grandeur homogène à la variance. Dans le cas où la variable de sortie Y est discrète, on parle d'arbre de classification et l'on cherche à minimiser la pureté de chaque sous-partie, dont les critères les plus courants sont l'entropie et le critère de Gini (Maumy-Bertrand *et al.*, 2018). À chaque nœud de l'arbre est associée une variable de sortie : la moyenne des variables de sorties présentes dans le nœud en régression ou le nom de la classe majoritaire des observations présentes dans le nœud en classification. On appelle feuilles de l'arbre les nœuds qui ne peuvent plus être découpés. Un arbre avec un grand nombre de feuilles conduit à une faible erreur de modélisation (voire à un sur-apprentissage des données) mais à une forte erreur statistique. À l'inverse, un arbre avec peu de feuilles conduit à une faible erreur statistique mais à une forte erreur de modélisation (qui conduit à un sous-apprentissage des données). L'étape de l'élagage consiste alors à trouver le meilleur sous-arbre intermédiaire en ajoutant un terme au critère d'homogénéité qui dépend du nombre de feuilles et pénalise la complexité de l'arbre (Maumy-Bertrand *et al.*, 2018).

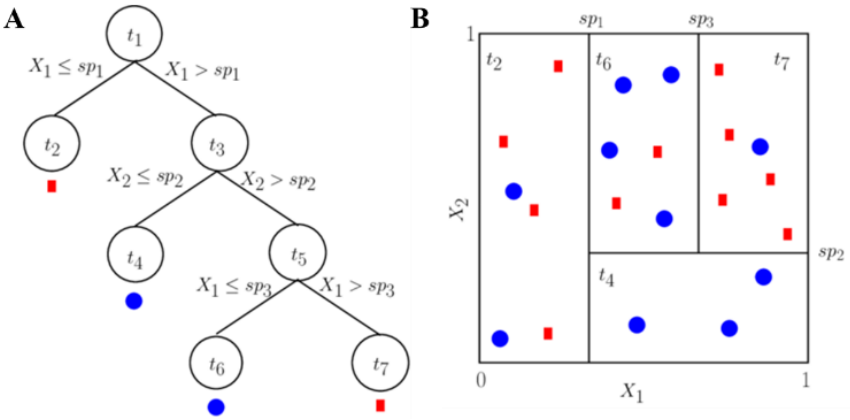


Figure V-1 : exemple d'un CART (A) et de sa représentation dans l'espace (B), image de Poterie (2018).

Les principaux avantages des CART sont leur polyvalence dans la gestion de données complexes et de différentes natures, leur résistance aux valeurs aberrantes ou manquantes et la facilité de compréhension des résultats (Crisci *et al.*, 2012). Le défaut majeur, intrinsèque aux CART est leur instabilité : une légère perturbation de l'échantillon d'entrainement peut conduire à d'importants changements du modèle.

Pour pallier à ce problème des techniques d'agrégation ont été développées : elles exploitent la variabilité des arbres en combinant un ensemble d'arbres aléatoirement perturbés. Parmi ces méthodes, on retrouve le *bagging* (Breiman, 1996), le *boosting* (Freund and Schapire, 1996) ou le *random subspace* (Tin Kam Ho, 1998). Mais la plus utilisée aujourd'hui est la forêt aléatoire ou *random forest* (Breiman, 2001).

V.2.1.1.2 Random Forest : principes de bases

Le principe de base de la méthode *Random Forest* (notée RF) introduit par Breiman (2001) est d'agréger les prédicteurs d'une collection de CART afin d'obtenir le prédicteur de la forêt aléatoire (Figure V-2). En régression, le prédicteur de la forêt est la moyenne des prédictions individuelles des arbres. En classification, il est obtenu par vote majoritaire parmi les prédictions individuelles des arbres. Pour exploiter la variabilité des arbres, des perturbations de deux natures sont introduites :

- Chaque arbre est réalisé sur un échantillon dit *bootstrap*, obtenu en tirant aléatoirement n observations avec remise dans le jeu d'entrainement de taille n observations, chaque observation ayant une probabilité $1/n$ d'être tirée ;
- À chaque nœud, m variables sont tirées au sort aléatoirement sans remise parmi les p variables du jeu de données. Chaque variable a la même probabilité $1/p$ d'être tirée. La découpe du nœud est faite parmi les m variables tirées au sort. Le nombre m de variables sélectionnées à chaque nœud est généralement $\sqrt{p}$ ou $\log_2(p)$. Cette étape accélère le calcul et limite le *curse of dimensionality* (ou fléau de la dimension, menant à un surajustement du modèle aux données d'entrainement, donc une mauvaise généralisation du modèle).

Dans les RF, il n'y a pas d'étape d'élagage, les arbres sont développés au maximum.

Les remarquables performances des RF, tant sur leur rapidité que sur leur efficacité, en ont fait une méthode de choix pour traiter des problèmes dans de nombreux domaines tels que l'écologie (Cutler *et al.*, 2007; Hinze *et al.*, 2023), la chimie (Keller and Evans, 2019; Palmer *et al.*, 2007), la météorologie (Das *et al.*, 2017; Pang *et al.*, 2017) ou l'industrie (Vamsi *et al.*, 2018).

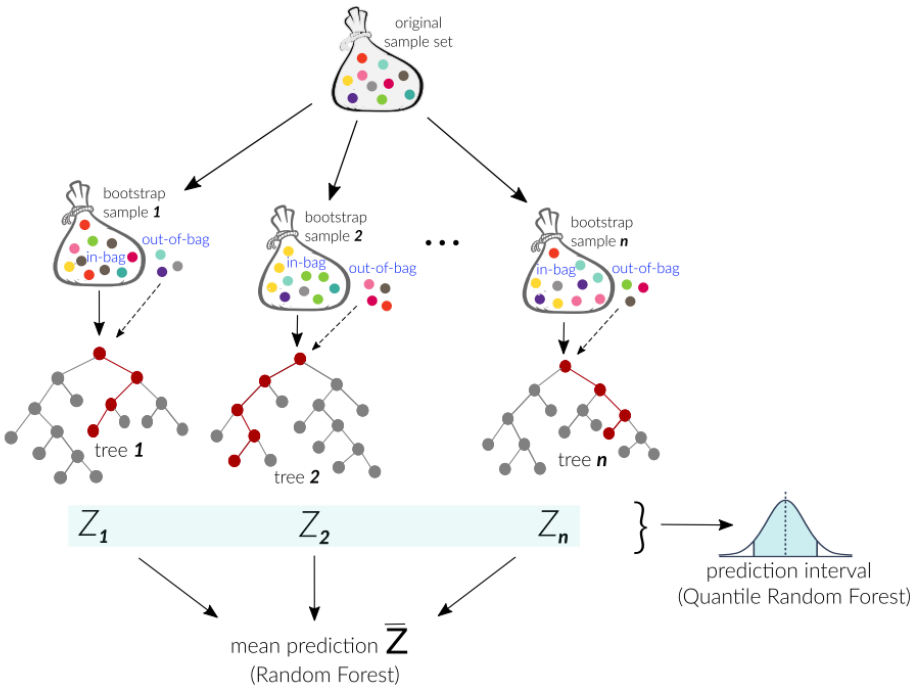


Figure V-2 : Schéma de la méthode Random Forest (RF). Les arbres de régression sont construits sur la base d'un grand nombre d'échantillons bootstrap. Chaque arbre est construit en divisant les ensembles de données à chaque nœud en utilisant des variables candidates sélectionnées de manière aléatoire et se termine lorsque le critère d'arrêt est atteint. L'estimation moyenne des arbres de régression constitue la prédiction finale de la forêt. Image de Carranza et al. (2021)

Note : *Out-Of-Bag Score* (*OOB Score*)

Une RF est entrainée à partir d'une agrégation d'échantillons du jeu d'entrainement (dit *bootstrap*), où chaque nouvel arbre est ajusté à partir d'un échantillon *bootstrap* différent. Les observations non utilisées pour l'élaboration d'un arbre sont appelées des éléments *Out-Of-Bag* (*OOB*, Figure V-2). Le *OOB Score* est le score moyen obtenu pour chaque arbre calculé en utilisant les prédictions des arbres qui ne sont pas contenues dans leur échantillon *bootstrap* respectif. Le *OOB Score* peut notamment être utilisé pour estimer la taille de la forêt à utiliser pour un problème donné.

V.2.1.2 Jeu de données

Au chapitre précédent, il a été démontré que les conditions océanographiques, à savoir la hauteur significative (H_s en m) et la direction (θ_s en °N) des vagues ainsi que la hauteur de la mer (H_{mer} en m_{sw}), jouent un rôle essentiel dans l'explication des évènements de mise en pression (PE). Ces événements, pouvant être longs, les conditions océanographiques passées peuvent influer sur les conditions hydroclimatiques à t_0. Pour cette raison, les données sur une période allant jusqu'à 12 heures dans le passé sont prises en compte, ce

qui, pour un pas de temps de 3 heures, correspond aux quatre dernières valeurs. De plus, la pression atmosphérique (P_{atm} en m_{sw}), qui peut refléter les conditions océanographiques, est également incluse comme variable explicative. Au total, 21 variables sont considérées dans la construction du modèle et sont résumées dans la Table V-1. Les données vont du 01/08/2015 au 01/09/2023 et sont au pas de temps de 3 h, soit un total de 20776 observations.

N°	Variables	Descriptions	N°	Variables	Descriptions
1	H_s (t_0)	Hauteur significative des vagues	12	H_{mer} (t_{-1})	Niveau de la mer (-3h)
2	H_s (t_{-1})	Hauteur significative des vagues (-3h)	13	H_{mer} (t_{-2})	Niveau de la mer (-6h)
3	H_s (t_{-2})	Hauteur significative des vagues (-6h)	14	H_{mer} (t_{-3})	Niveau de la mer (-9h)
4	H_s (t_{-3})	Hauteur significative des vagues (-9h)	15	H_{mer} (t_{-4})	Niveau de la mer (-12h)
5	H_s (t_{-4})	Hauteur significative des vagues (-12h)	16	P_{atm} (t_0)	Pression atmosphérique
6	θ_s (t_0)	Direction des vagues	17	P_{atm} (t_{-1})	Pression atmosphérique (-3h)
7	θ_s (t_{-1})	Direction des vagues (-3h)	18	P_{atm} (t_{-2})	Pression atmosphérique (-6h)
8	θ_s (t_{-2})	Direction des vagues (-6h)	19	P_{atm} (t_{-3})	Pression atmosphérique (-9h)
9	θ_s (t_{-3})	Direction des vagues (-9h)	20	P_{atm} (t_{-4})	Pression atmosphérique (-12h)
10	θ_s (t_{-4})	Direction des vagues (-12h)	21	n_{jour}	Numéro du jour de l'année
11	H_{mer} (t_0)	Niveau de la mer			

Table V-1 : Listes des variables explicatives pour la construction du modèle random forest.

Ces variables doivent permettre de prédire les PE. Au Chapitre IV, les flux d'air entrant et sortant de la grotte ont été classés en trois phases distinctes : (1) les entrées rapides d'air (notées RAI), (2) les sorties rapides d'air (notées RAO) et (3) les lentes fuites de l'air (notées SAO). Les RAI et RAO formant les PE.

Afin de simplifier la modélisation du problème, deux simplifications sont faites. D'abord, une réduction à deux catégories : les RAI et RAO sont regroupées pour rendre la classification binaire :

- Il y a un évènement de mise en pression (noté PE) et regroupe les phases RAI et RAO ;
- Il n'y a pas d'évènement de mise en pression (noté $\overline{PE}$) et regroupe le reste des observations.

Ensuite, un sous-échantillonnage des prédictions est réalisé. Les prédictions se font initialement au pas de temps de 3 heures, et sont ensuite sous-échantillonnées à un pas de un jour. Si au moins un PE est prédit au cours de la journée, cette journée est étiquetée comme PE. Sinon, elle est étiquetée comme $\overline{PE}$. Ces simplifications sont faites après la prédiction du modèle.

V.2.1.3 Implémentation des RF

Le modèle RF est implémenté en utilisant la méthode *RandomForestClassifier* de la librairie Python *Scikit-Learn* dans sa version 1.4.2 (Pedregosa *et al.*, 2011). La méthode comporte un certain nombre d'hyperparamètres à renseigner comme le nombre d'arbres n_{tree}, le critère de découpe d'un nœud (critère de Gini ou entropie), le nombre de variables m à chaque nœud ($\sqrt{p}$ ou $\log_2(p)$, avec p le nombre de variables) ou encore le nombre

minimum d'échantillons dans une feuille n_{leaf}. Ces hyperparamètres sont ajustés grâce à la librairie Optuna (Akiba *et al.*, 2019) qui permet d'explorer les différentes combinaisons de ces paramètres. La sensibilité aux hyperparamètres est ensuite évaluée en calculant la *sensibilité* (définie au §V.2.1.5) pour chaque configuration, l'objectif étant de trouver la combinaison d'hyperparamètres maximisant ce critère. Avec une *sensibilité* maximale de 0,67, les hyperparamètres retenus sont :

- n_{tree} = 1400 ;
- critère de découpe = critère de Gini ;
- $m = \log_2(p)$;
- n_{leaf} = 1.

V.2.1.4 Importance et sélection des variables

La multiplication des variables explicatives entraine une augmentation de la complexité du modèle qui, généralement, améliore le modèle mais peut également le dégrader. L'évaluation des performances du modèle en fonction des variables explicatives aide à sélectionner les variables les plus pertinentes.

Le modèle RF permet de mesurer l'importance de chacune des variables dans les résultats du modèle. L'importance des variables est la fraction des décisions prises dans la forêt en utilisant une variable donnée (Keller and Evans, 2019). Dans un but d'interprétation, cela permet de révéler les variables d'entrée fortement reliées à la variable de sortie. Dans un but de prédiction, cela permet de sélectionner un sous-ensemble de variables suffisant pour prédire au mieux la variable de sortie. La sélection des variables satisfaisant ces deux objectifs se fait en deux étapes (Maumy-Bertrand *et al.*, 2018) : classement puis sélection des variables.

L'étape de classement est faite en générant un modèle RF avec l'ensemble des variables explicatives (listées dans la Table V-1). Ces variables sont ensuite triées par ordre d'importance dans le modèle (Figure V-3). La hauteur significative des vagues, identifiée comme principal moteur des entrées d'air dans la grotte au Chapitre IV, est également la variable la plus importante du modèle, suivie par le numéro du jour dans l'année, puis la direction des vagues et la hauteur de la mer. La forte importance des variables H_s (t_{-1}) à H_s (t_{-4}) peut être expliquée par les évènements de mise en pression longs, pouvant durer plus de 12 h.

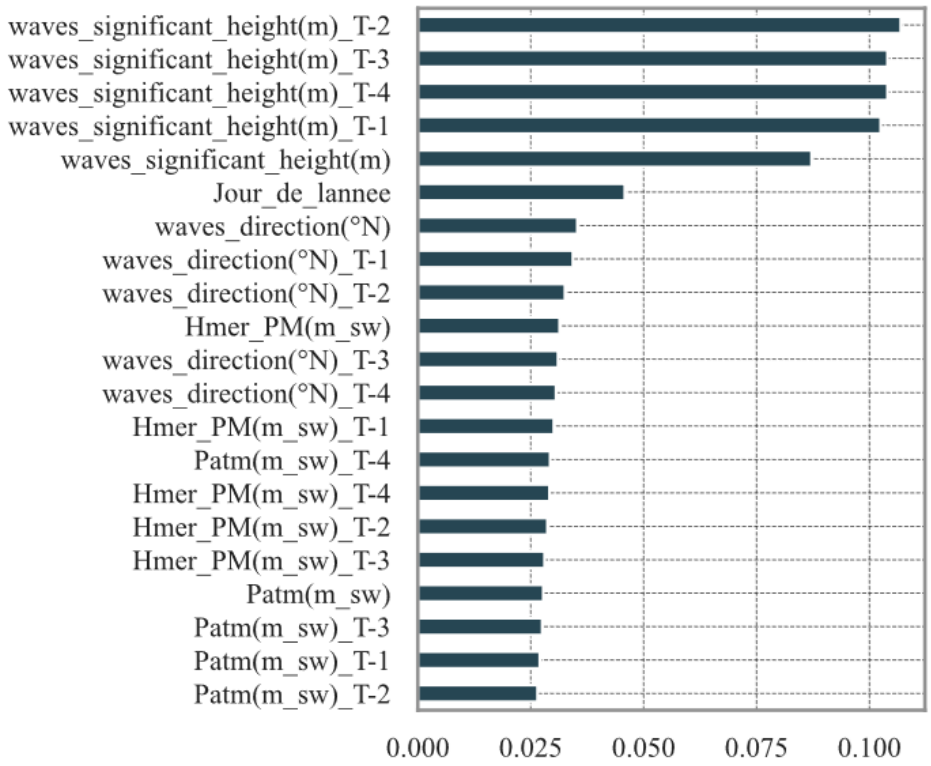


Figure V-3 : Classement par ordre d'importance dans le modèle de l'ensemble des 21 variables explicatives retenues.

L'étape de sélection se fait en introduisant les variables par ordre d'importance. Autant de modèles que de variables sont entrainés : le premier modèle est entrainé uniquement avec la variable la plus importante, le deuxième modèle avec les deux variables les plus importantes, et ce, jusqu'à ce que l'ensemble des variables soient introduites.

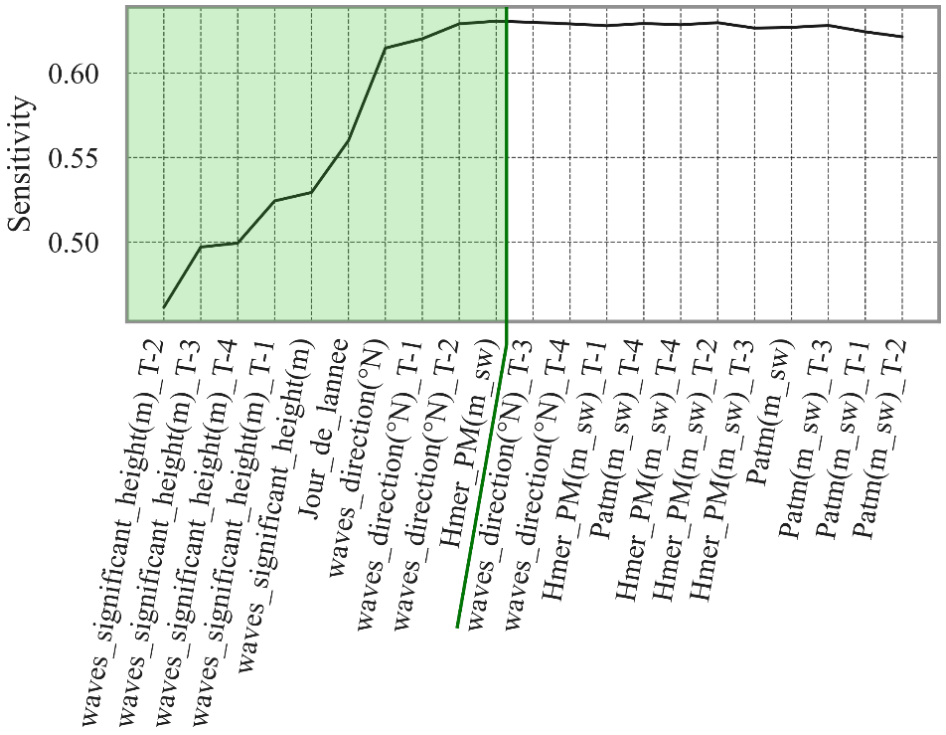


Figure V-4 : Sensibilité moyenne du modèle en fonction de l'introduction séquentielle des variables.

V.2.1.5 Critères d'évaluation des performances des RF

Le jeu de données est divisé en trois parties distinctes pour assurer l'entraînement et l'évaluation des RF : (1) le jeu d'entraînement, constitué de 75 % des observations entre 2015 et 2020, soit 10444 observations tirées aléatoirement. Ce jeu de données est utilisé pour l'apprentissage du modèle. (2) Le jeu de test, composé des 25 % restants des observations de la même période (2015-2020), ce jeu permet de tester la capacité du modèle à faire des prédictions sur des données qu'il n'a pas encore vues. (3) Le jeu d'évaluation contient les données de 2021 à 2023 et sert à évaluer la performance du modèle sur une période indépendante.

Chaque arbre de la forêt aléatoire est entraîné sur un échantillon *bootstrap* du jeu d'entraînement, ce qui signifie que les observations sont sélectionnées aléatoirement avec remplacement. Une fois que le modèle de RF est entraîné, les prédictions réalisées sur les jeux de test et d'évaluation sont comparées aux observations réelles pour évaluer sa capacité à prédire correctement la variable de sortie, c'est-à-dire les jours où se produisent des événements de mise en pression (PE) ou non ($\overline{PE}$).

La matrice de confusion (Maumy-Bertrand *et al.*, 2018) est utilisée pour évaluer les performances de classification des modèles (Figure V-5). Chaque colonne de la matrice contient les classes prédites par le modèle tandis que chaque ligne contient les classes réelles. Les résultats sont classés en quatre catégories :

- Les vrais positifs (ou True Positive, noté TP) : l'observation et la prédiction sont vraies ;
- Les vrais négatifs (ou True Negative, noté TN) : l'observation et la prédiction sont fausses ;
- Les faux positifs (ou False Positive, noté FP) : la prédiction est vraie alors que l'observation est fausse ;
- Les faux négatifs (ou False Negative, noté FN) : la prédiction est fausse alors que l'observation est vraie.

La matrice de confusion a pour avantage de visualiser rapidement le type d'erreur commis. À partir de cette matrice peut être calculé un certain nombre de métriques pour évaluer le modèle :

- La précision : proportion de prédictions de classes positives qui appartiennent réellement à la classe en question ;
- La sensibilité (ou rappel) : proportion de prédictions positives pour une classe donnée par rapport à toutes les instances réelles de cette classe ;
- La spécificité : proportion des vrais négatifs correctement identifiés ;
- L'exactitude : proportion totale des prédictions correctes ;
- Le F1-score : moyenne harmonique de la précision et de la sensibilité.

Chacune de ces métriques est comprise entre 0 et 1, 1 étant un modèle parfait. Les formules de ces différentes métriques sont résumées dans la Figure V-5.

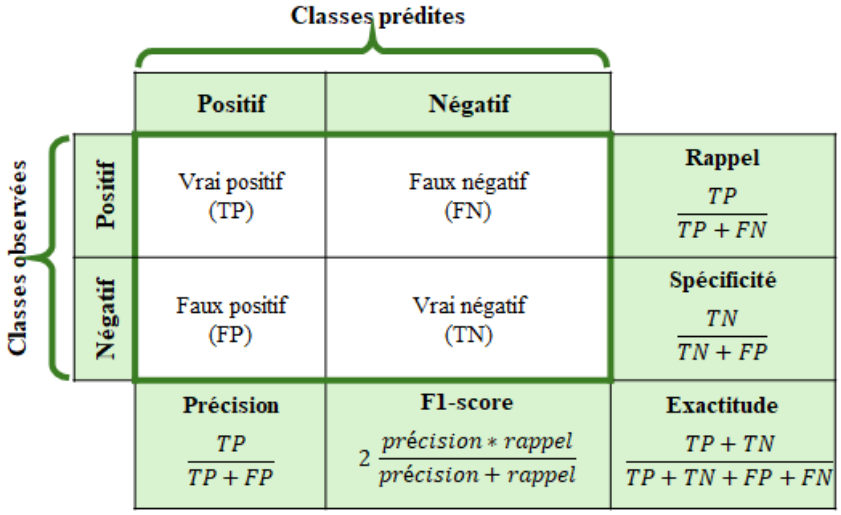


Figure V-5 : Schéma d'une matrice de confusion et des différentes métriques calculables à partir des résultats de la matrice.

V.2.2 Remontée des plans d'eau

V.2.2.1 Modèle de remontée des plans d'eau

L'été, en l'absence de mise en pression de la grotte, l'air fuit en continu au travers du massif rocheux. La baisse de pression qui en résulte entraîne une remontée des niveaux d'eau dans la grotte. Une méthode est proposée ici pour modéliser la remontée des plans d'eau durant ces périodes de lente baisse de la pression.

On note Q_n (mol.s^{-1}) le flux de quantité d'air entrant et sortant de la grotte :

$$Q_n = \frac{dn(t)}{dt} \tag{V-1}$$

Avec $n(t)$ (mol) la quantité d'air dans la grotte au cours du temps qui se calcule comme (voir Chapitre III) :

$$n(t) = \frac{P_a}{RT_a}\left[V_0 + S_w\left(h_0 - h_w(t)\right)\right] \tag{V-2}$$

Où P_a est la pression de l'air dans la grotte (Pa), T_a la température de l'air dans la grotte (K), R = 8,314 J.K^{-1}.mol^{-1}, S_w = 847 m^2 la surface des plans d'eau dans la grotte, $h_w(t)$ le niveau d'eau dans la grotte (m$_{sw}$), h_0 un niveau d'eau de référence dans la grotte (m$_{sw}$) avec $h_0 = \overline{h_s} = 0{,}52\ \mathrm{m_{sw}}$, où h_s est le niveau de la mer (par rapport au zéro hydrographique d'Endoume) et V_0 le volume d'air de référence dans la grotte pour $h_w(t) = h_0$. La différence entre le niveau marin moyen et la hauteur d'eau dans la grotte $\Delta h(t)$ est exprimée en fonction de la différence de pression de l'air entre l'intérieur et l'extérieur de la cavité pour une pression atmosphérique de référence P_0 = 101325 Pa supposée constante :

$$\left(h_0 - h_w(t)\right) = \Delta h(t) = \frac{\Delta P(t)}{\rho_{sea} g} \tag{V-3}$$

Où ρ_{sea} = 1027 kg.m^{-3} est la densité de l'eau de mer et g = 9,81 m.s^{-2} est l'accélération gravitationnelle. En considérant le massif comme un milieu poreux de section A (m^2) et de longueur L (m), le flux d'air sortant par le massif peut être calculé par la loi de Darcy (voir Chapitre III) :

$$Q_n = -\frac{k_a}{RT\mu_a(T)} \frac{A}{L} P_0 \Delta P \tag{V-4}$$

Où k_a est la perméabilité effective à l'air du massif (m^2), T la température du gaz (K), $\mu_a(T)$ la viscosité dynamique de l'air, P_0 = 101325 Pa la pression atmosphérique de référence. T est prise à la température annuelle moyenne de l'air dans la grotte, soit environ 18 °C. Dans ce cas, $\mu_a(T) = \mu_a$ = 1,81 10^{-5} Pa.s. Pour simplifier la notation, la transmissivité effective à l'air λ_a (m^3) est introduite :

$$\lambda_a = k_a \frac{A}{L} \tag{V-5}$$

La pression de l'air dans la grotte P_a est la somme de la pression atmosphérique et d'une surpression :

$$P_a = P_0 + \Delta P \tag{V-6}$$

En combinant les Eq. (V-2), (V-3) et (V-6) on obtient :

$$n(t) = \frac{P_0 + \Delta P}{RT} \left[V_0 + \frac{S_w}{\rho_{sea} g}\ \Delta P\right] \tag{V-7}$$

$$n(t) = \frac{P_0}{RT}\left[V_0 + \frac{S_w}{\rho_{sea} g}\ \Delta P + \frac{V_0}{P_0}\Delta P + \frac{S_w}{\rho_{sea} g} P_0 \left(\frac{\Delta P}{P_0}\right)^2\right] \tag{V-8}$$

Les termes de second ordre sont supposés petits et sont donc négligés :

$$n(t) = \frac{P_0}{RT}\left[V_0 + \frac{V_0}{P_0}\Delta P + \frac{S_w}{\rho_{sea} g}\Delta P\right] + \mathrm{o}\left(\frac{\Delta P}{P_0}\right)^2 \tag{V-9}$$

L'Eq.(V-9) est développée :

$$n(t) = \frac{P_0 V_0}{RT} + \frac{V_0}{RT}\frac{P_0}{P_0}\Delta P + \frac{P_0 V_0}{RT}\frac{S_w}{\rho_{sea} g}\frac{P_0}{P_0}\frac{\Delta P}{V_0} \tag{V-10}$$

L'Eq. (V-10) est dérivée :

$$\frac{dn(t)}{dt} = \frac{V_0}{RT}\frac{d\Delta P}{dt} + \frac{P_0 S_w}{RT\rho_{sea} g}\frac{d\Delta P}{dt} \quad \text{(V-11)}$$

$$\frac{dn(t)}{dt} = \frac{V_0}{RT}\left[1 + \frac{P_0 S_w}{\rho_{sea} g V_0}\right]\frac{d\Delta P}{dt} \quad \text{(V-12)}$$

Les Eq. (V-4) et (V-12) sont combinées et donnent :

$$-\frac{\lambda_a}{RT\mu_a} P_0 \Delta P = \frac{V_0}{RT}\left[1 + \frac{P_0 S_w}{\rho_{sea} g V_0}\right]\frac{d\Delta P}{dt} \quad \text{(V-13)}$$

L'Eq. (V-13) peut s'écrire sous la forme d'une équation différentielle du premier ordre :

$$\frac{d\Delta P}{dt}\left[\frac{V_0}{P_0} + \frac{S_w}{\rho_{sea} g}\right] + \frac{\lambda_a}{\mu_a}\,\Delta P = 0 \quad \text{(V-14)}$$

Où on note :

$$B_1 = \left[\frac{V_0}{P_0} + \frac{S_w}{\rho_{sea} g}\right] \quad \text{(V-15)}$$

$$B_2 = \frac{\lambda_a}{\mu_a} \quad \text{(V-16)}$$

$$\alpha = \frac{B_2}{B_1} \quad \text{(V-17)}$$

Finalement, l'Eq. (V-14) peut se réécrire :

$$\frac{d\Delta P}{dt} + \alpha \Delta P = 0 \quad \text{(V-18)}$$

La solution de cette équation différentielle du premier ordre est de la forme $\Delta P(t) = ae^{-\alpha t} + c$

avec $a = \Delta P(t_0)$, *ΔP(t₀)* est la différence de pression initiale entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte au début de la période de lente baisse de pression, et $c = P_0$.

$$\Delta P(t) = \Delta P(t_0)\, e^{-\alpha t} + P_0 \quad \text{(V-19)}$$

Le niveau d'eau dans la grotte varie de façon symétrique par rapport à la pression de l'air dans la grotte. L'Eq. (V-19) peut être réécrite pour modéliser la variation de la différence de hauteur d'eau entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte :

$$\Delta h_w(t) = -\Delta h_w(t_0)\, e^{-\alpha t} \quad \text{(V-20)}$$

Où $\Delta h_w(t_0)$ est la différence de niveau d'eau entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte à $t = 0$, noté t_0. Finalement, la variation du niveau d'eau au cours du temps lors des lentes baisses de pression estivales peut s'écrire :

$$h_w(t) = -\Delta h_w(t_0)\, e^{-\alpha t} + h_w(\infty) \tag{V-21}$$

Où $h_w(\infty)$ est le niveau d'eau dans la grotte à l'équilibre. L'équilibre est atteint lorsque $h_w(t) = h_{sea}(t)$. $h_{sea}(t)$ n'étant pas connue, on considère l'équilibre $h_w(\infty) = \overline{h_{sea}}$.

V.2.2.2 Estimation de la perméabilité du massif

La perméabilité effective à l'air du massif k_a (m^2) est le paramètre qui gouverne la vitesse de remontée des plans d'eau dans la grotte (Eq. (V-16) et Eq. (V-17)). La perméabilité a été précédemment calculée au cours des mois de juillet et août pour les années 2015 à 2023 (voir §III.3.1.4) et a montré une corrélation forte avec les précipitations cumulées de mars à août mesurées à la station météo de Cassis, notées p (mm). Pour prédire l'évolution des niveaux d'eau, la perméabilité en fonction des précipitations est modélisée par une fonction inverse :

$$k_a(p) = \frac{a}{p^b} + c \tag{V-22}$$

Où *a, b, c* sont des paramètres à ajuster. La méthode *curve_fit* de la bibliothèque *scipy* (Virtanen *et al.*, 2020) a été utilisée pour déterminer les valeurs optimales des paramètres a, b et c, ainsi que leur matrice de covariance. Cette matrice de covariance fournit une mesure de la précision de l'ajustement, où les éléments diagonaux de cette matrice correspondent à la variance des paramètres optimisés. En notant $\sigma(x)$ l'écart-type du paramètre x, les intervalles de confiance à 95% des paramètres sont définis par :

$$a \in [a - 2\sigma(a);\ a + 2\sigma(a)] = [a_{min}; a_{max}]$$

$$b \in [b - 2\sigma(b);\ b + 2\sigma(b)] = [b_{min}; b_{max}]$$

$$c \in [c - 2\sigma(c);\ c + 2\sigma(c)] = [c_{min}; c_{max}]$$

Ces intervalles permettent de définir une enveloppe d'incertitude pour la perméabilité estimée :

$$k_{a,min}(p) = \frac{a_{min}}{p^{b_{min}}} + c_{min} \tag{V-23}$$

$$k_{a,max}(p) = \frac{a_{max}}{p^{b_{max}}} + c_{max} \tag{V-24}$$

Le modèle de perméabilité et son enveloppe d'incertitude sont présentés sur la Figure V-6. Le modèle présente une erreur absolue moyenne de $0{,}71.10^{-15}$ m^2 soit une erreur moyenne inférieure à 10 %. Le critère de Nash de 0,80 et le KGE de 0,85 (voir §V.2.2.6

pour les critères d'évaluation) confirme la bonne adéquation entre le modèle choisi et les données.

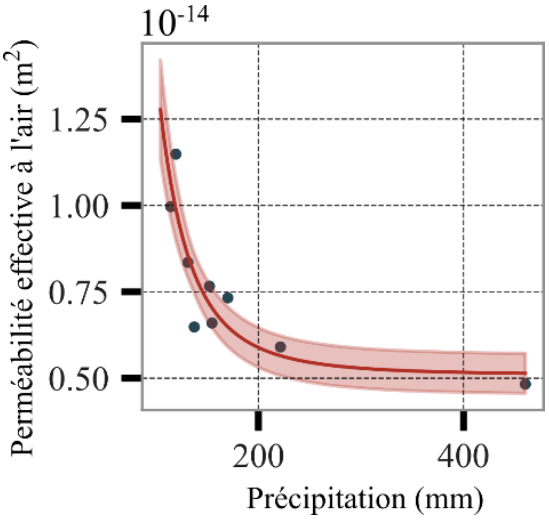


Figure V-6 : Perméabilité effective à l'air (m²) moyenne sur les mois de juillet-août calculée de 2015 à 2023 (points bleus) tracée en fonction des précipitations cumulées de mars à août mesurées à la station météo de Cassis. Le modèle de la perméabilité effective à l'air et sa courbe enveloppe sont tracés en rouge.

V.2.2.3 Incertitudes sur la remontée des plans d'eau

La prédiction du niveau d'eau dans la grotte est soumise à plusieurs incertitudes, principalement liées à la perméabilité effective à l'air du massif (calculée précédemment) et au niveau d'équilibre de l'eau dans la grotte. Le niveau d'eau dans la grotte est à l'équilibre lorsque $h_w(t) = h_w(\infty) = h_{sea}(t)$, or $h_{sea}(t)$ n'est pas connu. Pour quantifier cette incertitude, nous considérons l'écart-type du niveau marin sur la période de juin à août, période caractérisée par des variations relativement faibles ($\sigma(h_{sea})$ = 0,077 m). Nous estimons que le niveau d'eau à l'équilibre dans la grotte se situe à 95% dans l'intervalle de confiance suivant :

$$h_w(\infty) \in \left[\overline{h_{sea}} - 2\sigma(h_{sea}); \overline{h_{sea}} + 2\sigma(h_{sea})\right] = [h_{w,min}(\infty); h_{w,max}(\infty)] \quad \text{(V-25)}$$

Aussi, le niveau d'eau variant continuellement sous l'effet des marées, une incertitude persiste sur le niveau d'eau initial dans la grotte $h_w(0)$. On considère alors le niveau d'eau minimum $h_{w,min}(t_0)$ et maximum $h_{w,max}(t_0)$ dans la grotte à t_0. Dans ce cas, $h_w(t_0) \in [h_{w,min}(t_0); h_{w,max}(t_0)]$.

Deux autres sources d'incertitudes sont également considérées : P_0 et V_0. L'incertitude de V_0 a été calculée au §III.2.5.1 et $U(V_0) = 83$ m³. L'incertitude sur P_0 est donnée par l'écart-type de la pression atmosphérique $\sigma(P_{atm})$ = 716 Pa.

Finalement, l'enveloppe d'incertitude sur la remontée des plans d'eau l'été est défini comme :

$$h_w(t) \in [h_{w,min}(t); h_{w,max}(t)] \quad \text{(V-26)}$$

Où

$$h_{w,max}(t) = -\Delta h_{w,max}(t_0)\, e^{-\alpha_{max}\, t} + h_{w,max}(\infty) \qquad \text{(V-27)}$$

Avec $\Delta h_{w,max}(t_0) = h_{w,max}(\infty) - h_{w,max}(t_0)$

Et

$$h_{w,min}(t) = -\Delta h_{w,min}(t_0)\, e^{-\alpha_{min}\, t} + h_{w,min}(\infty) \qquad \text{(V-28)}$$

Avec $\Delta h_{w,min}(t_0) = h_{w,min}(\infty) - h_{w,min}(t_0)$

Pour évaluer l'importance des différentes sources d'incertitudes, elles sont intégrées séquentiellement dans le calcul de la remontée du niveau d'eau en été dans l'ordre suivant : k_a, $h_w(\infty)$, $h_w(t_0)$, V_0, P_0. Pour illustrer l'effet de chacune des sources d'incertitudes, la remontée des plans d'eau de 2018 est utilisée comme exemple (Figure V-7). La principale incertitude est celle liée au niveau d'eau à l'équilibre, suivie par celle liée à la perméabilité. Les incertitudes de V_0 et P_0 sont négligeables par rapport aux autres sources mais, seront malgré tout, prises en compte par la suite.

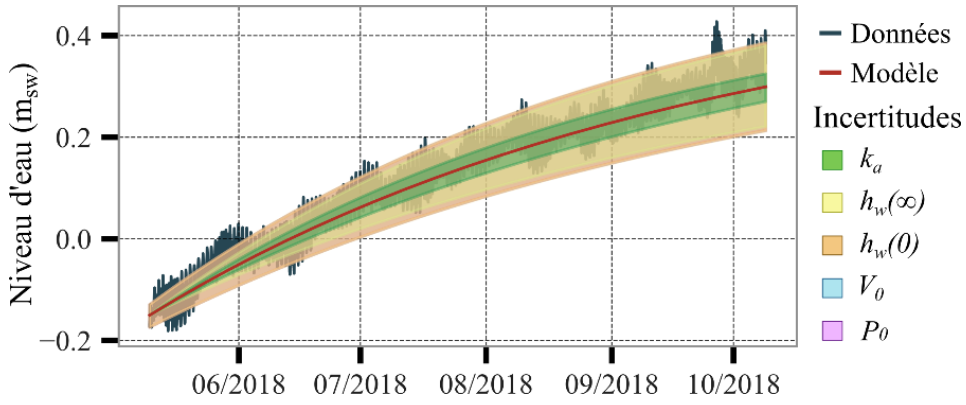


Figure V-7 : Remontée des plans d'eau du 10/05/2018 au 09/10/2018. L'effet des différentes sources d'incertitudes sur le modèle (rouge) est mis en évidence en les introduisant séquentiellement k_a, $h_w(\infty)$, $h_w(0)$, V_0, P_0.

V.2.2.4 Scénarios de précipitations

Le calcul de la perméabilité effective à l'air du massif durant l'été nécessite de connaître les précipitations cumulées p de mars à août à la station météo de Cassis (Eq. (V-22)). Dans une optique de prédiction, les précipitations ne sont connues que jusqu'au présent, noté t_0. Ces précipitations connues sont notées p_{t0} (mm). Dans ces conditions, quatre scénarios sont construits pour estimer les précipitations à $t > t_0$: (1) l'été est pluvieux, (2) l'été est humide, (3) l'été est sec et (4) il ne pleut pas l'été.

Dans le cas (1), un été très pluvieux est défini comme étant le percentile 90 (Knapp *et al.*, 2015) des précipitations cumulées entre t_0 et le 31 août des 32 dernières années (1991 à 2023). Cette valeur est notée p_{90}. Les précipitations cumulées p pour une année pluvieuse sont alors $p = p_{t0} + p_{90}$. Dans le cas (2) d'un été humide, la médiane des précipitations cumulées entre t_0 et le 31 août des 32 dernières années (1991 à 2023). Cette valeur est

notée p_{50}. Les précipitations cumulées p pour une année pluvieuse sont alors $p = p_{t0} + p_{50}$. Dans le cas (3), un été sec est défini comme étant le percentile 10 (Knapp *et al.*, 2015) des précipitations cumulées entre t_0 et le 31 août. Cette valeur est notée p_{10}. Les précipitations cumulées p pour une année sèche sont alors $p = p_{t0} + p_{10}$. Enfin dans le cas (4), il ne pleut pas l'été et $p = p_{t0}$.

V.2.2.5 Choix du niveau d'eau initial

Afin de prédire la remontée des plans d'eau, il est nécessaire de connaître le niveau d'eau initial $h_w(t_0)$ dans la grotte. Dans le cas où une intervention dans la grotte a lieu au cours de l'été, $h_w(t_0)$ peut être mesuré par des intervenants, t_0 pouvant être pris à n'importe quelle date suivant le dernier évènement de mise en pression connu.

Dans le cas où aucune intervention n'a lieu au cours de l'été, $h_w(t_0)$ et t_0 sont inconnus. Dans ce chapitre, un modèle prédictif des évènements de mise en pression à partir des conditions océanographiques est développé. Ce modèle est utilisé pour déterminer la date du dernier évènement de mise en pression soit t_0. $h_w(t_0)$ est alors égale au niveau d'eau moyen dans la grotte après un évènement de mise en pression sur la période 2015-2023, soit -0,17 m_{sw} par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume.

V.2.2.6 Critères d'évaluation du modèle de remontée des plans d'eau

L'objectif d'un modèle est de reproduire du mieux possible les données observées. Des critères de qualité des modèles doivent être mis en place pour évaluer ses performances. Quatre critères sont considérés pour estimer la qualité des modèles par rapport aux données :

- L'erreur moyenne absolue *MAE* (Mean Absolute Error) :

$$MAE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}|y_i - \widehat{y_i}| \qquad \text{(V-29)}$$

Où y_i est l'observation et $\widehat{y_i}$ est la prédiction.

- L'erreur moyenne absolue en pourcentage *MAPE* (Mean Absolute Percentage Error) :

$$MAE = \ 100 * \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}|(y_i - \widehat{y_i})/y_i| \qquad \text{(V-30)}$$

- Le coefficient de corrélation linéaire de Pearson *r* :

$$r(y,\hat{y}) = \frac{\sum_{i=0}^{N-1}(y_i - \bar{y})\left(\widehat{y_i} - \bar{\hat{y}}\right)}{\sqrt{\sum_{i=0}^{N-1}(y_i - \bar{y})^2} * \sqrt{\sum_{i=0}^{N-1}\left(\widehat{y_i} - \bar{\hat{y}}\right)^2}} \qquad \text{(V-31)}$$

Où $\bar{y}$ est la moyenne des observations et $\bar{\hat{y}}$ est la moyenne des prédictions.

- Le critère de Nash ou *NSE* (Nash-Sutcliffe Efficiency, Nash and Sutcliffe, 1970) :

$$NSE(y,\hat{y}) = 1 - \frac{\sum_{i=0}^{N-1}(y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=0}^{N-1}(y_i - \bar{y})^2} \quad \text{(V-32)}$$

Le NSE est traditionnellement utilisé pour estimer les capacités de prédictions d'un modèle hydraulique. Le NSE est compris entre -∝ et 1 (1 étant la valeur idéale). Pour un NSE inférieur à 0, la moyenne des valeurs observées est un meilleur indicateur que le modèle calibré. Pour un NSE = 0, les résultats fournis par le modèle sont aussi précis que la moyenne des valeurs observées. En général, le modèle peut être considéré comme fiable lorsque le NSE est supérieur à ~0,75 (Jeannin *et al.*, 2021).

- Le *KGE* (Kling-Gupta Efficiency, Gupta *et al.*, 2009) :

$$KGE(y,\hat{y}) = 1 - \sqrt{(r(y,\hat{y}) - 1)^2 + (\beta(y,\hat{y}) - 1)^2 + (\gamma(y,\hat{y}) - 1)^2} \quad \text{(V-33)}$$

Avec β le ratio de biais :

$$\beta = \frac{\mu_{\hat{y}}}{\mu_y} \quad \text{(V-34)}$$

Et γ le ratio de variabilité :

$$\gamma = \frac{\sigma_{\hat{y}}/\mu_{\hat{y}}}{\sigma_y/\mu_y} \quad \text{(V-35)}$$

Le *KGE* a été développé plus récemment pour corriger des problèmes inhérents au *NSE* (Knoben *et al.*, 2019), prenant en compte une distance normalisée entre les courbes observées et prédites. Le *KGE* peut prendre des valeurs allant de 0 à 1. Un modèle peut être considéré comme très bon lorsque KGE ≥ 0,85 et mauvais pour un KGE ≤ 0,25 (Jeannin *et al.*, 2021).

V.3 Résultats et discussions

V.3.1 Prédiction des évènements de mise en pression

V.3.1.1 Evaluation du modèle

Une fois le modèle RF entraîné, le jeu d'évaluation, couvrant la période de 2021 à 2023, a été utilisé pour prédire les événements encore non observés par le modèle. Les résultats sont d'abord résumés sous la forme d'une matrice de confusion (Figure V-8), où les lignes représentent les observations et les colonnes, les prédictions. Le modèle parvient à prédire correctement 70 % des PE, tandis que dans 30 % des cas, il prédit à tort l'absence de PE (notée $\overline{PE}$). À l'inverse, dans 97 % des cas, $\overline{PE}$ est correctement prédit, et seulement dans 3 % des cas, le modèle prédit un PE alors qu'il n'y en a pas. Ainsi, le modèle se trompe rarement lorsqu'il n'y a pas d'événement de mise en pression, mais il commet 30 % d'erreurs lorsqu'un tel événement se produit. Cela aboutit à une précision globale de 0,96

et un F1-score de 0,70. Bien que la précision globale soit excellente, le taux de succès sur les PE, à 70 %, souligne un déséquilibre entre les classes PE et $\overline{PE}$, cette dernière étant sur-représentée. C'est pourquoi le F1-score constitue une métrique plus pertinente dans ce contexte.

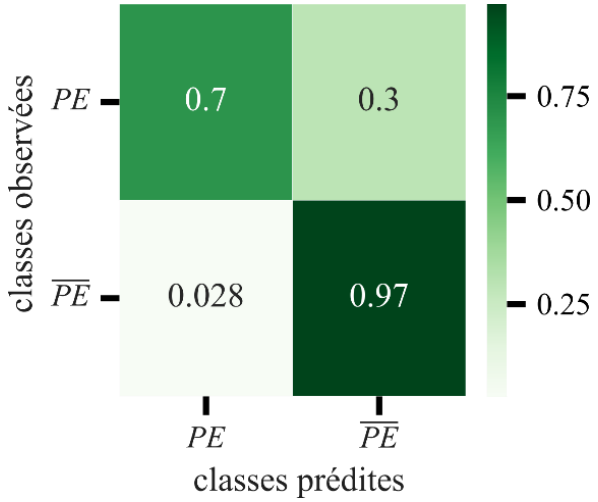


Figure V-8 : Matrice de confusion normalisée entre les évènements de mise en pression prédits et observés

Entre le 1er mars 2021 et le 1er septembre 2023, 137 jours de PE ont été observés, contre 118 jours prédits. La Figure V-9 présente chaque jour de PE sous forme de barres colorées (bleu pour les observations et rouge pour les prédictions). Elle montre que les périodes à haute fréquence de PE sont bien captées par le modèle, et qu'il est rare de prédire un PE en l'absence d'événement observé, ce qui corrobore les résultats de la matrice de confusion. L'examen détaillé des résultats de la Figure V-9 permet d'identifier les cas entraînant des erreurs :

- Les faux-positifs, c'est-à-dire les prédictions de PE non observés, se produisent dans deux cas : d'une part, lorsque les vagues sont théoriquement assez hautes pour entraîner un PE mais qu'il n'a pas lieu ; d'autre part, lorsque les vagues restent hautes juste avant ou après un PE, conduisant à un léger décalage entre la prédiction et l'observation.
- Les faux-négatifs surviennent généralement lorsque le modèle prédit des événements plus courts que ceux observés, ou lorsqu'un décalage d'un jour existe entre la prédiction et l'observation. Les faux-négatifs sont également fréquemment associés à des PE très courts associés à des vagues de faible hauteur.

Notons toutefois que le modèle est parfois capable de prédire des PE dans des conditions où la hauteur significative des vagues est faible, comme lors de l'événement du 07/01/2023, où les vagues étaient inférieures à 0,5 m. En revanche, le modèle n'a pas su prédire trois PE entre le 16/12/2022 et le 06/01/2023, alors que les vagues dépassaient 1 m, une erreur difficile à expliquer.

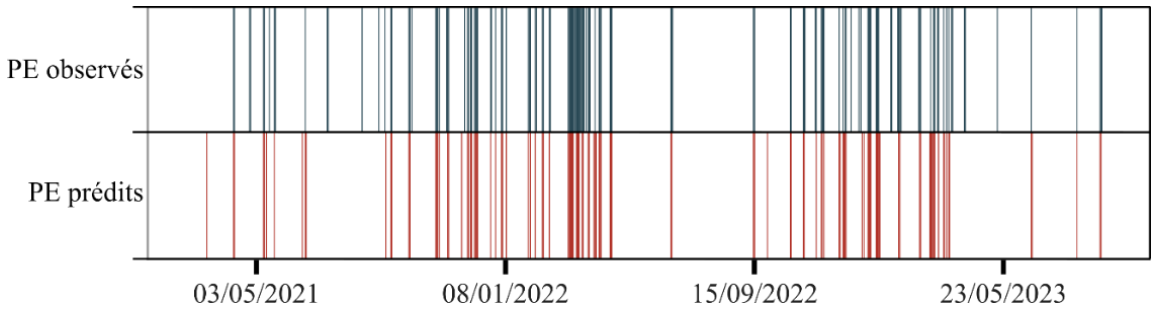


Figure V-9 : Comparaison des jours où des évènements de mise en pression (PE) ont été observés (en bleu) et des évènements de mise en pression prédits pour les années 2021 à 2023.

Bien que le modèle semble simple en apparence, il est souvent complexe de retracer le processus menant à une prédiction. Pour vérifier la cohérence entre le modèle physique et le modèle statistique, les probabilités qu'un PE soit prédit (d'après le modèle) sont tracées en fonction de différentes conditions océanographiques (Figure V-10 à Figure V-12). Dans les Figure V-10 et Figure V-12, la direction des vagues est fixée à 200 °N, et pour la Figure V-11, la hauteur de la mer est maintenue à 0,52 m, la moyenne du niveau marin.

La Figure V-10 montre une augmentation de la probabilité de prédiction d'un PE en fonction de la hauteur des vagues, avec une diminution de cette probabilité à mesure que le niveau de la mer s'élève, pour des vagues entre 0,5 et 1,1 m. Ce même résultat est confirmé par la Figure V-12, qui illustre la baisse nette de probabilité de prédiction d'un PE lorsque le niveau marin s'élève, en accord avec les conclusions du Chapitre IV.

Enfin, au Chapitre IV, nous avons mis en évidence des directions de vagues favorables à l'entrée d'air dans la grotte, notamment depuis le sud-ouest. La Figure V-11 montre un changement de probabilité d'occurrence d'un PE en fonction de la direction des vagues, surtout pour les vagues de faible amplitude. Cependant, pour les vagues de forte amplitude, cet effet directionnel s'estompe.

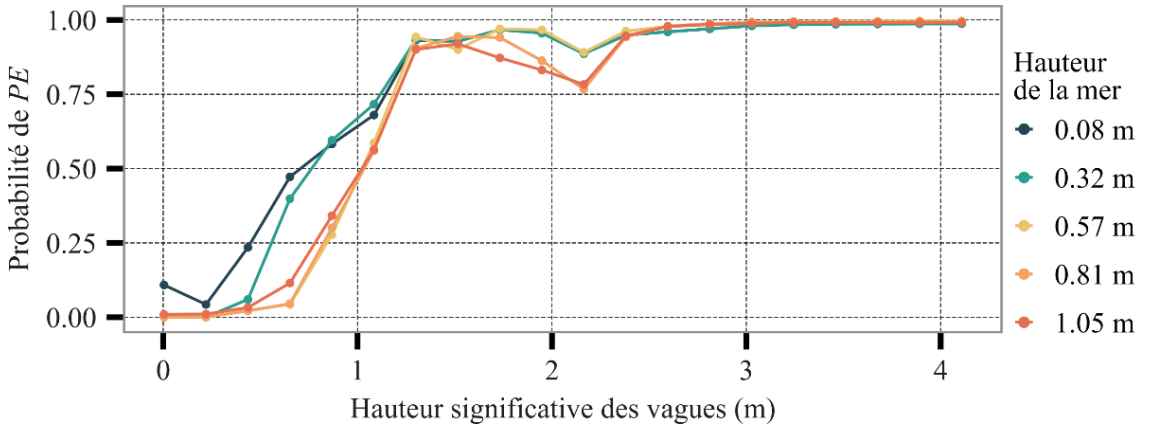


Figure V-10 : Probabilité d'un évènement de mise en pression (PE) en fonction de la hauteur des vagues pour différentes hauteurs du niveau marin.

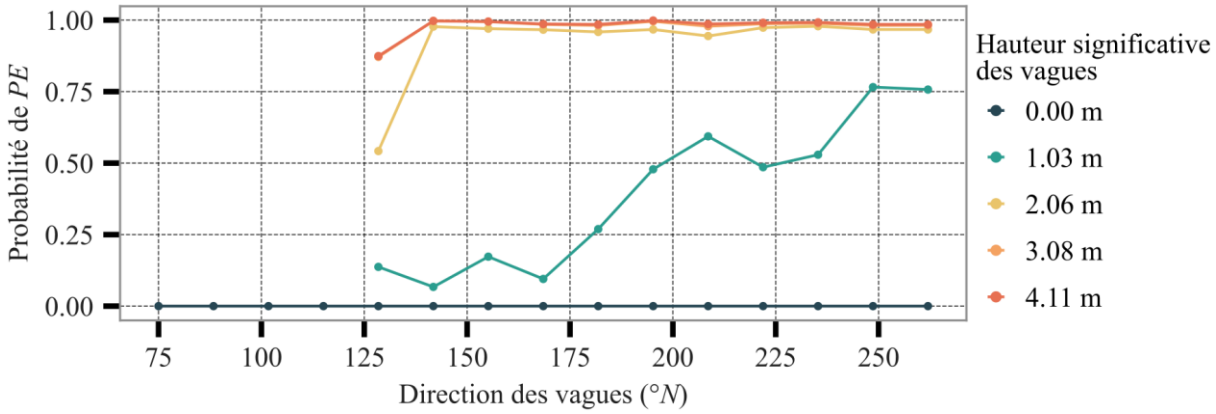


Figure V-11 : Probabilité d'un évènement de mise en pression (PE) en fonction de la direction des vagues pour différentes hauteurs significatives des vagues.

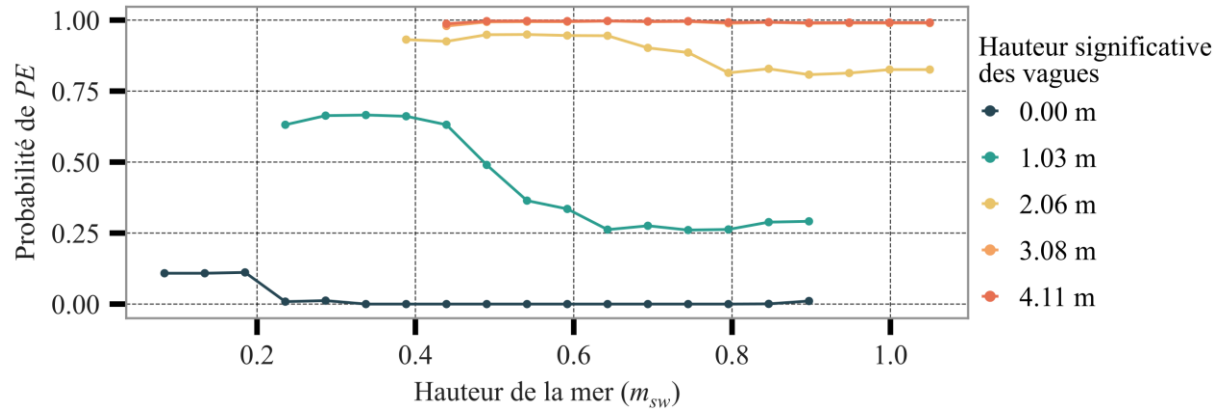


Figure V-12 : Probabilité d'un évènement de mise en pression (PE) en fonction de la hauteur du niveau marin pour différentes hauteurs significatives des vagues.

V.3.2 Remontée des plans d'eau

V.3.2.1 Évaluation du modèle

Le niveau d'eau dans la grotte est prédit à partir de l'Eq. (V-21) pour les années 2015 à 2023 (Figure V-13). Pour chaque année, la perméabilité est déduite à partir des précipitations cumulées réelles de mars à août. Le niveau d'eau initial dans la grotte est pris à la fin du dernier évènement de mise en pression à la fin du printemps/début de l'été et marque le t_0 du modèle. Le modèle est arrêté le jour avant le premier évènement de mise en pression au début de l'automne. Dans l'ensemble, les prévisions des niveaux d'eau reproduisent correctement les données. L'écart absolu moyen entre la dernière mesure de la série et la dernière valeur du modèle est de 3,7 cm, soit une erreur de seulement 8 % par rapport à l'amplitude moyenne de remontée des plans d'eau l'été (48,3 cm). Cette erreur est d'ailleurs équivalente à l'amplitude des marées dans la grotte (~5 cm, Chapitre III). Indépendamment de la marée, le modèle peut avoir tendance à sous-estimer la hauteur d'eau finale, comme en 2017, 2020 ou 2021, mais reste néanmoins couvert par le bandeau d'incertitude.

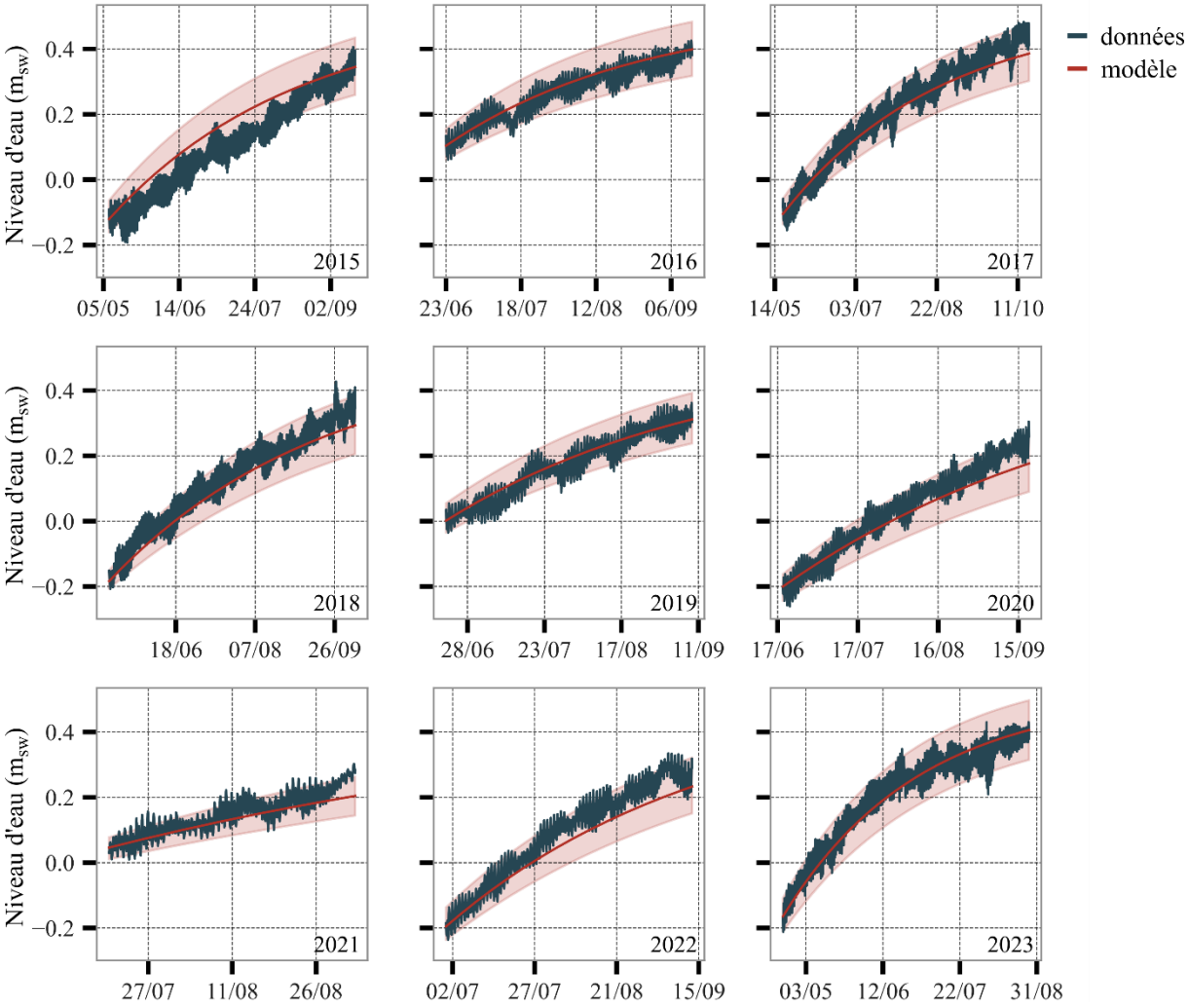


Figure V-13 : Données (bleu) et modèle (rouge) de remontées estivales des plans d'eau pour les années 2015 à 2023. Le bandeau d'incertitude du modèle est en rouge.

Des critères de qualité sont appliqués pour évaluer le modèle de chaque année et sont résumés dans la Table V-2. Pour l'ensemble des années, le NSE est ≥ 0,75 (0,88 en moyenne), suggérant une bonne adéquation du modèle avec les données. Cependant, en prenant le KGE comme critère, l'ajustement du modèle est moyen en 2015 (0,46) et mauvais en 2020 (0,18) et 2022 (0,19). Particulièrement marqué en 2015 et en 2020, la remontée des plans d'eau tend plus vers une droite qu'une exponentielle, se traduisant par une surestimation du modèle la majeure partie de l'été en 2015 et une sous-estimation du modèle en 2020. En 2022, une explication peut venir de la remontée soudaine des plans d'eau à la fin de l'été avant de rebaisser. La variabilité entre les observations et les prédictions est prise en compte dans le calcul du KGE, or, ce type de fluctuations ne peut pas être pris en compte par le modèle et se traduit par une baisse du critère. Cependant, dans l'ensemble des cas, l'erreur moyenne absolue reste faible, ne dépassant pas 5,6 cm (et correspondant à l'amplitude moyenne des marées dans la grotte au cours de l'été, voir Chapitre III).

	r	NSE	KGE	RMSE	MAE	MAPE (%)
2015	0,97	0,85	0,46	2,5	0,055	4,7
2016	0,95	0,9	0,94	0,091	0,026	2,1
2017	0,98	0,96	0,92	0,94	0,031	2,5
2018	0,98	0,88	0,54	2,3	0,049	4,1
2019	0,96	0,86	0,84	1,1	0,036	3,0
2020	0,98	0,92	0,18	0,87	0,037	3,0
2021	0,91	0,79	0,82	0,19	0,029	2,3
2022	0,98	0,85	0,19	1,5	0,056	4,7
2023	0,98	0,91	0,86	0,75	0,045	3,6

Table V-2 : Synthèse des critères de performance du modèle d'élévation du niveau d'eau dans la grotte pour les années 2015 à 2023.

V.3.2.2 Exemple d'application du modèle à la prédiction du niveau d'eau dans la grotte

Dans cette partie, nous appliquons la méthodologie développée précédemment pour prédire les niveaux d'eau dans la grotte à la fin de l'été. Deux scénarios sont explorés : (1) une mission a eu lieu au cours de l'été et le niveau d'eau dans la grotte est connu pour cette date et (2) le niveau d'eau dans la grotte n'est pas connu. Deux années sont utilisées en exemple : 2019 et 2023. Dans chacun des scénarios, on supposera être le 1er juillet de l'année. La plupart des périodes estivales de remontée des plans d'eau se terminant au cours du mois de septembre, la projection du niveau d'eau est faite jusqu'au 1er Octobre.

Les précipitations cumulées sont alors connues du 1er mars au 1er juillet. En 2019, p_{t0} = 128,6 mm et en 2023, p_{t0} = 86,4 mm. Entre le 1er juillet et le 1er septembre, un été pluvieux correspond à p_{90} = 77,7 mm, un été humide à p_{50} = 32,5 mm et un été sec à p_{10} = 6,8 mm. Ces valeurs servent de base à l'estimation de la perméabilité effective à l'air moyenne du massif pour quatre scénarios distincts. Cette approche multi-scénarios permet d'encadrer les prédictions du niveau d'eau dans la grotte. Ainsi, le scénario de sécheresse conduit à une estimation haute du niveau d'eau, tandis qu'un scénario d'été pluvieux aboutit à une estimation basse.

Afin de réduire l'erreur sur les prédictions, les incertitudes les plus contraignantes ont été prises en compte, c'est-à-dire le calcul de l'incertitude haute pour le scénario de sécheresse et de l'incertitude basse pour le scénario d'été pluvieux, élargissant ainsi la marge de prédiction. L'ensemble des résultats est donné avec et sans ces incertitudes : l'intervalle des résultats entre les scénarios limites (été pluvieux et sècheresse) est dans certains cas très important et pourrait donc être considéré comme suffisant.

Les prédictions de remontée des plans d'eau selon les quatre scénarios de précipitations considérés sont présentées dans le cas (1), où le niveau d'eau est connu (Figure V-14A et B) et dans le cas (2) où le niveau d'eau n'est pas connu (Figure V-14C et D). Le niveau marin moyen et son écart-type (pointillés et bande bleue) sont tracés comme repère du niveau limite des plans d'eau dans la grotte.

En 2019, le niveau d'eau initial au 1er juillet est de 0,05 m_{sw} et le niveau au 1er octobre est de 0,29 m_{sw}, ce qui fait partie de la moyenne basse des niveaux d'eau observés dans la grotte à la fin de la période de remontée des plans d'eau dans la grotte. En 2023, le niveau d'eau initial au 1er juillet est de 0,26 m_{sw}, un niveau d'eau extrêmement élevé pour cette date et a atteint un niveau d'eau maximal de 0,48 m_{sw} au 17 septembre.

En 2019, dans le cas (1) où le niveau d'eau dans la grotte au 1er juillet est connu, le niveau d'eau prédit au 1er octobre est compris entre 0,22 m_{sw} et 0,45 m_{sw} (Figure V-14A). En ignorant les incertitudes, le niveau d'eau est compris entre 0,30 m_{sw} et 0,37 m_{sw}. Dans le cas (2), le dernier évènement de mise en pression prédit à partir des conditions océanographiques s'est produit le 16/06/2019. La hauteur initiale du plan d'eau est fixée à -0,17 m_{sw}, soit une hauteur d'eau très inférieure à la hauteur d'eau réelle ce jour-là (-0,04 m_{sw}). Le niveau d'eau prédit au 1er octobre est compris entre 0,17 m_{sw} et 0,41 m_{sw} (Figure V-14C).

En 2023, le niveau d'eau dans la grotte au 1er juillet était extrêmement haut (0,26 m_{sw}). Cette année-là, les plans d'eau dans la grotte ont atteint un niveau maximal de 0,49 m_{sw}, atteignant le niveau record de 2017 (0,48 m_{sw}). Dans le cas où le niveau au 1er juillet est connu (cas (1)), le modèle prédit un niveau d'eau entre 0,33 m_{sw} et 0,58 m_{sw} (entre 0,41 m_{sw} et 0,50 m_{sw} en ne considérant pas les incertitudes, Figure V-14B). Dans le cas (2), le dernier évènement de mise en pression avant la remontée du niveau d'eau s'est produit le 15/04/2023. Ce jour-là, la hauteur des plans d'eau était de -0,24 m_{sw}, plus basse que la hauteur d'eau initiale de -0,17 m_{sw} choisie par défaut. Le niveau d'eau prédit dans ce scénario est alors compris entre 0,30 m_{sw} et 0,59 m_{sw} (ou 0,38 m_{sw} et 0,51 m_{sw} en ne prenant pas en compte les incertitudes, Figure V-14D).

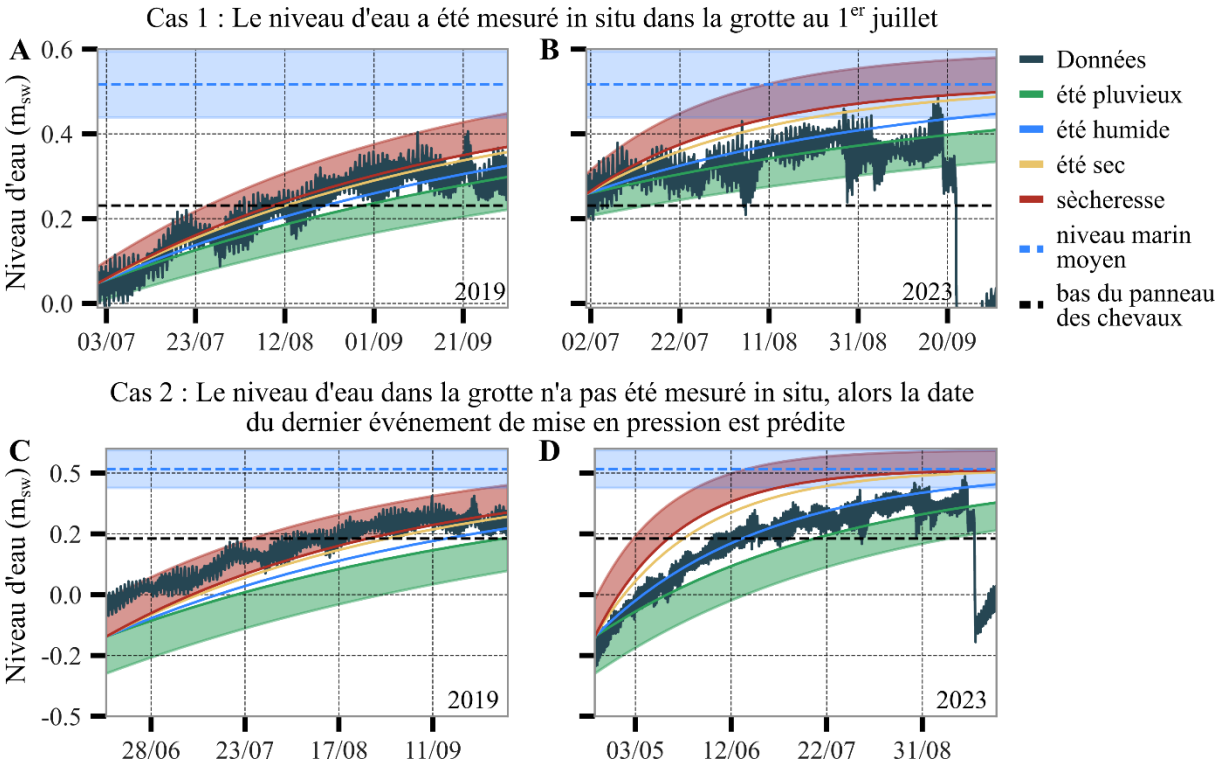


Figure V-14 : Comparaison de la modélisation de la montée des plans d'eau avec l'incertitude selon différents scénarios de précipitations : été pluvieux (vert), été humide (bleu), été sec (jaune), sècheresse totale (rouge) et ce, pour les années 2019 (A et C) et 2023 (B et D). Deux cas différents sont considérés : (1) le niveau d'eau est connu au 1er juillet et (2) le niveau d'eau n'est pas connu au 1er juillet.

V.3.2.3 Limites du modèle

Il faut retenir que l'objectif de la méthode n'est pas de prédire un niveau exact des plans d'eau, mais une gamme de niveaux d'eau probable selon différents scénarios. Cette approche s'est avérée efficace pour borner la montée des niveaux d'eau observés, quelle que soit la configuration choisie. L'intervalle de la prédiction est d'autant plus important que p_{t0}, la pression de l'air dans la grotte à t_0, est faible, la différence relative entre un scénario d'été pluvieux et un scénario de sècheresse étant plus importante lorsque p_{t0} est élevée. L'été 2019 fut sec : 8,8 mm de pluie sont tombées entre le 01/07 et le 31/08. Les mesures suivent bien le scénario « été sec » jusqu'au 10/09 où la courbe s'infléchi (probablement due à la forte houle survenue ce jour) et finit par correspondre à une année humide voire pluvieuse (A et C). Avec 33 mm de précipitations cumulées entre le 01/07 et le 31/08, l'été 2023 fut humide. Tout au long de la remontée du niveau d'eau (Figure V-14B et D) les données suivent correctement le scénario « été humide » jusqu'à la fin de l'été où elles tendent à suivre le scénario « été pluvieux ». Ce changement est à attribuer à une série de petits évènements de mise en pression qui se sont produit à la fin du mois d'août.

Malgré l'ampleur de cet intervalle, le modèle montre qu'en 2019, la probabilité d'atteindre un niveau d'eau en équilibre avec le niveau marin était très faible au 01/10, indépendamment de la connaissance du niveau initial. En revanche, en 2023, la forte pente simulée indique, sans ambiguïté, un niveau d'eau très élevé à la fin de l'été en l'absence d'entrée d'air dans la grotte.

Au Chapitre III, il a été montré comment les précipitations impactent la remontée des niveaux d'eau en faisant varier la perméabilité du massif. Ici, cet effet sur la vitesse de remontée des plans est particulièrement visible : en 2023, en l'absence de pluie (« sècheresse »), le bas du panneau des chevaux (0,23 m_{sw}) serait atteint le 16/05, alors que dans le cas d'un été pluvieux, ce même niveau n'est atteint que deux mois plus tard, le 17/07.

Du point de vue de la conservation, une surestimation des niveaux d'eau est préférable, car elle peut déclencher des actions de sauvegarde préventives, contrairement à une sous-estimation de ces niveaux.

La date de fin du modèle et le niveau d'eau initial sont des paramètres cruciaux dans ce contexte. Par exemple, en utilisant le 1er octobre comme date de fin, la remontée des plans d'eau de 2019 n'a pas été entièrement prédite. Le niveau d'eau a continué d'augmenter jusqu'au 14 octobre, atteignant un maximum de 0,44 m_{sw}. Bien que de tels événements de remise en pression tardive de la cavité soient rares, il incombe à l'utilisateur d'évaluer l'intérêt de repousser la date de fin du modèle. À l'inverse, en 2023, les événements de mise en pression sont survenus plus tôt, entraînant une baisse des niveaux dès le 17/09.

Pour réduire cette incertitude, une veille des conditions océanographiques couplée à l'application du modèle de prédiction des PE pourrait être envisagée. Cela permettrait éventuellement d'ajuster la date de fin du modèle de remontée des plans d'eau.

En l'absence d'intervention dans la grotte, le modèle repose largement sur la prédiction des PE et l'utilisation d'un niveau d'eau initial par défaut. Cela peut entraîner des surestimations ou sous-estimations des niveaux d'eau initiaux et par conséquent des prédictions. De plus, la prédiction des événements de mise en pression peut générer des faux négatifs (et mener à une surestimation du niveau d'eau) et des faux positifs (menant à une sous-estimation), ce qui peut s'avérer problématique dans le dernier cas.

L'utilisation de la prédiction des PE ne devrait donc être considérée que comme un outil de suivi après une intervention ou comme une solution de secours. Elle ne devrait pas se substituer à l'organisation de missions *in situ* régulières. Les variations des niveaux des plans d'eau constituant la principale menace pour les œuvres proches de l'eau, leur prédiction est cruciale pour mettre en place des actions de conservation opportunes. Ces missions permettent également d'améliorer le suivi de la grotte et de limiter les pertes de données liées à d'éventuelles pannes de sondes.

V.3.3 Effets du changement climatique

V.3.3.1 Impact du changement climatique sur les conditions océanographiques en Méditerranée

Les conséquences du réchauffement climatique sur les conditions océanographiques sont nombreuses, la plus évidente étant l'élévation du niveau marin. Ce phénomène résulte principalement de la fonte des glaciers, de la dilatation thermique des océans et des changements dans le stockage d'eau continentale. Les projections du GIEC pour le marégraphe d'Endoume à Marseille[6], basées sur le scénario SSP5-8.5 (scénario le plus pessimiste), prévoient une élévation de 0,72 m (valeur médiane) à l'horizon 2100 par rapport au niveau moyen de 1995-2014 (IPCC, 2021).

L'impact du changement climatique sur l'évolution des vagues est moins étudié, particulièrement à l'échelle locale (Rusu, 2024). Dans le Golfe du Lion, une tendance à la hausse de la hauteur des vagues semble se dessiner au cours des 20 dernières années (De Leo *et al.*, 2024) mais aucun consensus ne se dégage. C'est aussi vrai pour la tendance des valeurs extrêmes où certains résultats divergent (De Leo *et al.*, 2020; Caloiero *et al.*, 2022). À l'échelle du bassin méditerranéen, De Leo *et al.* (2021) anticipent une baisse de la hauteur significative des vagues de 5 % en moyenne à l'horizon 2100 pour un scénario RCP8.5, alors qu'une augmentation de la puissance du vent à l'horizon 2100 est prédite par Lira-Loarca *et al.* (2021), suggérant une augmentation de la hauteur des vagues (la direction n'est cependant pas précisée). La saisonnalité a également une grande importance. Rusu (2024) suggère une augmentation de la hauteur significative des vagues

[6] https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool?psmsl_id=61&data_layer=scenario

en hiver de l'ordre de 1 à 2 % et une baisse de -5 % en été, alors qu'aucune tendance en été n'est relevée par De Leo *et al.* (2024).

La direction des vagues est un aspect souvent négligé dans les études. Les résultats de De Leo *et al.* (2024) suggèrent un léger décalage des vagues vers l'est en moyenne, en accord avec les résultats de Androulidakis *et al.* (2015) qui montrent un décalage de 1,5 % des vents d'ouest vers l'est à l'horizon 2100 (scénario A1B), les vents du nord et du sud restant inchangés.

Aparté : *Un point sur les scénarios climatiques*

L'évaluation des impacts futurs du changement climatique repose sur l'utilisation de scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (GES). Ces scénarios ont évolué au fil du temps pour refléter l'amélioration de notre compréhension des systèmes climatiques et socio-économiques.

Les scénarios SRES (pour *Special Report on Emissions Scenarios*) sont introduits dans le 3e rapport du GIEC (2000) et se basent sur des hypothèses de développement socio-économique et technologique. Ils sont notés A1, A2, B1, B2. Par exemple, un scénario A1 représente un monde à forte croissance économique avec une utilisation intensive de combustibles fossiles, tandis que B1 décrit une transition vers une économie de services et d'information avec des technologies plus propres.

Les scénarios RCP (pour *Representative Concentration Pathways*) sont adoptés pour le 5e rapport du GIEC (Van Vuuren *et al.*, 2011). Ces scénarios, notés RCP 2.6, 4.5, 6,0 et 8.5, se concentrent sur les trajectoires de concentration de GES et leurs forçages radiatifs résultants en 2100. Cette approche permet une analyse plus directe des impacts climatiques potentiels. Le RCP8.5, par exemple, représente un scénario à fortes émissions avec un forçage radiatif de 8,5 W/m^2 en 2100.

Les scénarios SSP (*Shared Socio-economic Pathways*) sont utilisés dans le 6e rapport du GIEC (Riahi *et al.*, 2017) et combinent les approches SRES et RCP. Ces scénarios notés par exemple SSP1-2.6, SSP2-4.5 ou SSP5-8.5, intègrent des narratifs socio-économiques détaillés avec des trajectoires de forçage radiatif, offrant ainsi une représentation plus complète des futurs possibles. Cette approche permet une meilleure exploration des options d'atténuation et d'adaptation dans divers contextes de développement.

Bien que conceptuellement différents, des liens entre les scénarios peuvent être faits : par exemple, le scénario SRES A1 est proche du RCP8.5 et du SSP5-8.5, représentant tous un futur à fortes émissions.

V.3.3.2 Utiliser le modèle Random Forest pour prédire la fréquence des évènements de mise en pression future ?

En l'absence de modèle numérique public fournissant des prédictions locales futures de l'état de la mer compatibles avec nos données d'entraînement, nous avons adopté la méthode proposée par Banno et Kuriyama (2014). Cette approche consiste à ajuster les

valeurs moyennes des paramètres en ajoutant les tendances futures aux données historiques. Nous avons appliqué cette méthode à la hauteur de la mer et des vagues. Pour la hauteur de la mer, l'élévation future est simplement ajoutée aux données actuelles. Concernant la hauteur des vagues, les données sont multipliées par un coefficient (supérieur ou inférieur à 1) pour simuler respectivement une augmentation ou une diminution de leur hauteur. En première approximation, la saisonnalité de la variation n'est pas considérée et la direction des vagues est supposée identique à aujourd'hui. La prédiction est réalisée sur l'ensemble des données couvrant la période 2015 à 2023.

La Figure V-15 présente le nombre de PE prédits en fonction de l'élévation du niveau marin. Une élévation de 0,1 m entraîne une réduction de 8 % du nombre de PE prédits par rapport aux conditions actuelles, tandis qu'une élévation de 0,2 m entraîne une baisse de 12,5 %. Au-delà de 0,4 m, le nombre de PE prédits se stabilise, alors qu'une diminution continue était attendue. Cette stabilisation est due à la limitation du modèle RF qui ne peut pas prédire de valeurs hors des plages de données d'entraînement. Pour de faibles élévations, la proportion de données en dehors de la plage d'entraînement reste faible (seulement 0,1 % pour une élévation de 0,1 m) et cette limitation est négligeable. Pour des élévations plus importantes la proportion de données en dehors de la plage d'entraînement augmente considérablement, atteignant 22 % pour une élévation de 0,4 m et jusqu'à 98 % pour une élévation de 0,72 m (scénario horizon 2100), ce qui dégrade significativement la qualité des prédictions.

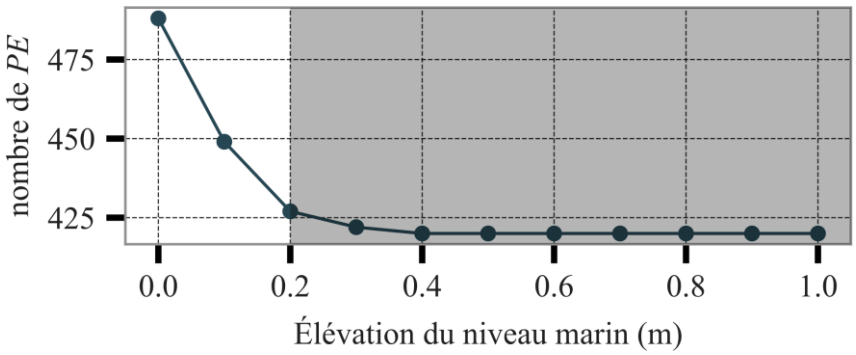


Figure V-15 : Évolution du nombre d'évènements de mise en pression (PE) prédits pour les années 2015 à 2023 en fonction de l'élévation du niveau marin. Zone grise : Résultats non validés, hors des limites d'entrainement du modèle random forest.

Concernant la variation de la hauteur moyenne des vagues (Figure V-16), une diminution de 5 % se traduit par une baisse de 21 % du nombre de PE prédits, et une diminution de 10 % se traduit par une baisse de 33 %. À l'inverse, une augmentation de la hauteur des vagues a un impact limité sur le nombre de PE prédits : une augmentation de 5 % de la hauteur des vagues n'entraîne qu'une hausse de 0,4 % des PE, et une augmentation de 10 % conduit à une augmentation modérée de 6 %.

Cette asymétrie entre l'effet de la baisse et de l'augmentation de la hauteur des vagues pourrait s'expliquer par l'hypothèse qu'un grand nombre de PE sont déclenchés par des vagues de hauteur modérée. Ainsi, une légère diminution de leur hauteur ferait passer ces vagues sous le seuil critique, réduisant le nombre de PE. À l'inverse, une augmentation de

5 % de la hauteur des vagues ne serait pas suffisante, dans la majorité des cas, pour dépasser ce seuil et déclencher un PE. Cependant, cette explication reste une hypothèse et mériterait des investigations plus approfondies pour être confirmée.

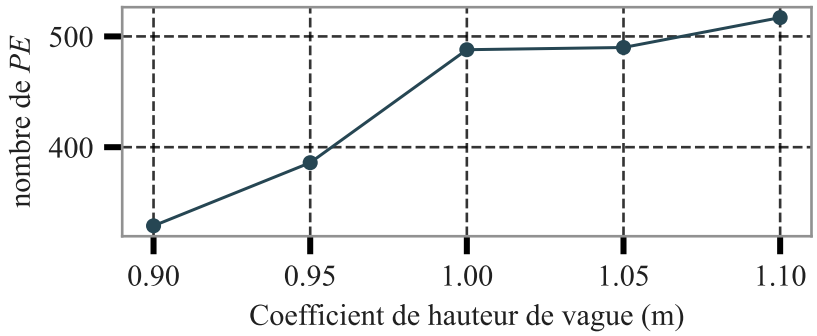


Figure V-16 : Évolution du nombre d'évènements de mise en pression (PE) prédits en fonction de la variation de la hauteur des vagues.

Les tendances fournies par ces résultats vont dans le même sens que celles intuitées au Chapitre IV mais ne permettent pas d'aller au-delà d'une consolidation. Les effets du changement climatique sur les niveaux d'eau dans la grotte sont discutés après.

V.3.3.3 Limites des prédictions du modèle Random Forest

Le modèle RF a fourni des résultats satisfaisants pour prédire les jours où des PE se sont produits, mais il reste une marge d'amélioration. Le modèle repose fortement sur les données issues du modèle du SHOM, qui modélise l'état de la mer. Bien que ce modèle soit efficace, il n'est qu'un modèle parmi d'autres, et il serait pertinent de comparer les résultats obtenus avec différents modèles océanographiques.

Le modèle RF est largement utilisé pour des prévisions à court et long terme, avec des performances solides dans divers domaines (Das *et al.*, 2017; Bojer and Meldgaard, 2021; Dudek, 2022; Dahan *et al.*, 2024). Cependant, une limitation majeure réside dans leur incapacité à prédire des événements n'appartenant pas au jeu d'entraînement (Hengl *et al.*, 2018), ce qui, dans le contexte du CC, est une contrainte importante.

Si les algorithmes "classiques" de machine learning (RF, gradient boosting, naïve Bayes…) sont très performants en classification (Crisci *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2018; Theerthagiri, 2025), des approches basées sur le deep learning, telles que les réseaux neuronaux récurrents (RNN), les temporal convolution networks (TCN), ou encore les long-short-term memory (LSTM), pourraient permettre de mieux traiter les séries temporelles (Luo *et al.*, 2024; Zhang *et al.*, 2024). Appliqués au cas de la grotte Cosquer, ces modèles pourraient non seulement améliorer la prédiction des événements de mise en pression, mais aussi offrir une meilleure estimation des niveaux d'eau dans la grotte.

Cependant, il convient de noter que ces modèles d'apprentissage automatique, y compris ceux basés sur des réseaux neuronaux, ont des capacités d'extrapolation limitées. Bien qu'ils puissent fournir des résultats qualitativement corrects dans des scénarios légèrement en dehors du domaine d'entraînement (Xu *et al.*, 2021), leur utilisation pour

prédire les effets à long terme de l'élévation du niveau de la mer reste contraignante. De plus, le déferlement des vagues est influencé par des facteurs ultra-locaux, tels que le profil de la falaise (Bredmose *et al.*, 2015; Matsumoto *et al.*, 2024), qui ne sont pas pris en compte par ces modèles. Une compréhension approfondie des processus de déferlement des vagues sur le cap Morgiou et des mécanismes de transfert d'air vers la grotte est donc indispensable pour mieux évaluer l'impact du changement climatique sur les phénomènes de mise en pression.

V.3.3.4 Ennoiement de la grotte dans un contexte de changement climatique

La méthode du modèle RF ne permet pas de modéliser correctement la fréquence des PE dans un contexte de remontée du niveau de la mer. Cependant, en s'appuyant sur les éléments développés au cours de ce chapitre et des précédents, les effets du changement des conditions océanographiques sur le niveau d'eau dans la grotte peuvent être anticipés.

V.3.3.4.1 Effets de la hauteur et de la direction des vagues

La hauteur des vagues constitue le paramètre principal permettant de déclencher les PE, ce qui permet de maintenir bas le niveau d'eau dans la grotte (voir Chapitre IV). Ce mécanisme est cependant influencé par la hauteur de la mer : à mesure que le niveau marin s'élève, la profondeur des siphons qui permettent le transfert de l'air vers la grotte augmente. En conséquence, nous pouvons nous attendre à ce que des vagues de plus en plus hautes soient nécessaires pour générer les PE à l'avenir.

Toutefois, aucune des études actuelles ne prévoit une augmentation significative de la hauteur des vagues dans le golfe du Lion. Au contraire, certaines projections ne montrent aucune tendance significative ou anticipent une légère baisse de la hauteur moyenne des vagues dans cette région (De Leo *et al.*, 2021 ; 2024). Si ces scénarios se concrétisent, il est probable que la fréquence des PE diminue progressivement avec le temps. Le modèle RF construit précédemment a permis de mettre en évidence dans une certaine mesure la baisse de la fréquence des PE avec la baisse de la hauteur des vagues et de l'élévation du niveau marin, ces deux phénomènes se combinant. Le modèle n'a cependant pas permis de déterminer l'horizon à partir duquel l'air ne pourra plus rentrer dans la grotte. Ce dernier reste à déterminer.

Par ailleurs, la direction des vagues joue également un rôle important dans les PE et certaines orientations de la houle sont plus favorables aux PE que d'autres (Chapitre IV). Toutefois, peu d'études ont abordé l'évolution des directions du vent et, par conséquent, des vagues dans le contexte du changement climatique, en particulier dans le golfe du Lion. Les rares recherches disponibles (De Leo *et al.*, 2024) suggèrent peu de changements significatifs à ce niveau et d'avantage d'études à l'échelle locale seront nécessaires pour mieux évaluer l'impact potentiel de ces changements.

V.3.3.4.2 Effets de la montée du niveau marin

Depuis le début du suivi climatique en octobre 2014, le niveau marin moyen en méditerranée est monté d'environ 3 cm (MedECC, 2020). Cette élévation, bien plus faible que l'amplitude annuelle du niveau marin (~1 m), n'a pas eu d'impact sur l'évolution de la fréquence des évènements de mise en pression (Chapitre IV). À court terme, les changements du niveau marin sont donc trop lents pour affecter le fonctionnement de la cavité.

Le niveau d'eau le plus bas dans la grotte en surpression est déterminé par la présence des siphons, qui imposent une limite inférieure invariable. Pour abaisser les plans d'eau dans la grotte au niveau des siphons, une pression supérieure ou égale à la profondeur de ces siphons doit être exercée, soit aujourd'hui, entre 1,0 et 1,6 m_{sw} (soit la pression observée au cours des évènements de mise en pression). Cependant, comme dit précédemment, la montée du niveau marin entraîne une augmentation de la profondeur de ces siphons, nécessitant une hausse proportionnelle de la pression de l'air pour maintenir le même niveau d'eau. Par exemple, une élévation de 0,23 m du niveau marin d'ici 2050 (scénario SSP5-8.5) nécessitera une pression de 1,2 à 1,8 m_{sw}. Pour préserver naturellement le niveau d'eau actuel dans la grotte, garantissant la conservation des œuvres encore visibles proches des plans d'eau, une augmentation de la fréquence et de l'intensité des PE sera nécessaire. Ces conditions sont en contradiction avec l'attente d'une baisse de la fréquence des PE.

Un effet de l'augmentation de la pression de l'air dans la grotte est l'augmentation des débits d'air sortant à travers le massif calcaire. En effet, l'écart de pression entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte sera plus grand et par conséquence de la loi de Darcy, le débit sortant augmentera. Ainsi, pour un même niveau d'eau initial, la montée des plans d'eau sera plus rapide dans le futur qu'aujourd'hui. Pour illustrer cet effet, nous nous basons sur le modèle de remontée des plans d'eau développé dans ce chapitre. Pour chacun des scénarios, seul le niveau de la mer est changé, le niveau d'eau initial restant le même pour chacun des scénarios (-0,24 m_{sw} par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume). La remontée estivale de l'année 2023 est pris en exemple (Figure V-17). Cette année, 133 jours ont été nécessaires pour que le niveau d'eau passe de -0,24 à 0,40 m_{sw} avec une perméabilité moyenne de 11,5 mD. Dans le cas d'une élévation du niveau marin de 0,10 m, 130 jours seraient nécessaires pour observer la même variation du plan d'eau et le niveau maximum passerait alors à 0,52 m_{sw}. Pour une élévation de 0,23 m, 88 jours seraient nécessaires (avec un niveau maximum de 0,64 m_{sw}) et seulement 34 jours pour une élévation de 1,01 m (avec un niveau maximum de 1,30 m_{sw} atteint le 27/08).

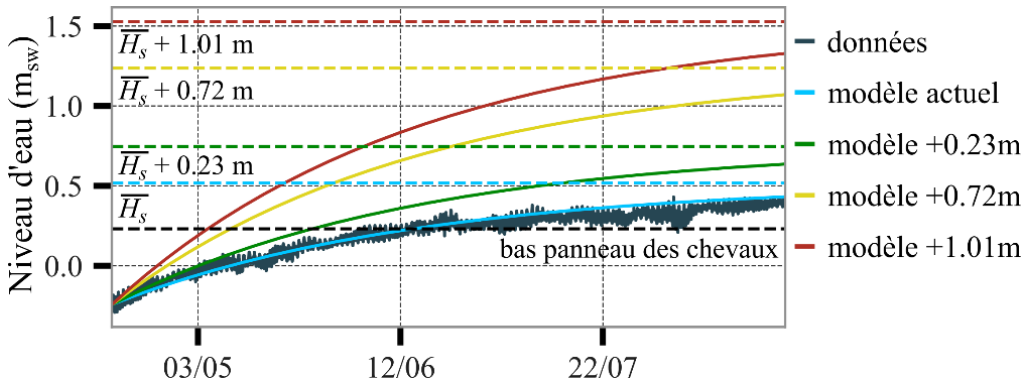


Figure V-17 : Modèles de remontée des plans d'eau dans la grotte entre le 16/04/2023 et le 27/08/2023 pour différents scénarios d'élévation du niveau de la mer : le modèle actuel (bleu clair), modèle pour une élévation de 0,23 m du niveau de la mer (vert), une élévation de 0,72 m (jaune) et une élévation de 1,01 m (rouge). Les données sont en bleu. Les pointillés indiquent le niveau marin moyen selon les différents scénarios. Le bas du panneau des chevaux est matérialisé par des pointillés noirs.

Le panneau des chevaux est l'un des témoins des effets des variations des niveau d'eau dans la grotte sur la conservation des restes paléolithiques. En 2023, il a été partiellement submergé durant environ 84 jours (durée de la courbe bleue au-dessus des pointillés noirs sur la Figure V-17). Pour une élévation du niveau marin de 1,01 m, la durée de l'ennoiement monterait à 114 jours (durée de la courbe rouge au-dessus des pointillés noirs sur la Figure V-17). Cette estimation est valable dans le cas où la fréquence des évènements de mise en pression reste inchangée. Cependant, l'augmentation des périodes de sècheresses dans le bassin méditerranéen (MedECC, 2020) et la baisse attendue de la fréquence des PE due à l'augmentation du niveau marin tendent à anticiper une augmentation de la durée des périodes estivales sans PE, exposant les œuvres à des périodes d'ennoiement significativement plus longues qu'aujourd'hui. La montée du niveau marin n'a pas seulement un impact sur les durées, mais également sur les amplitudes d'ennoiement de la grotte. Pour se figurer l'impact du niveau marin sur le panneau des chevaux, les niveaux d'eau dans la grotte, niveaux marins actuels ainsi que les projections aux horizons 2050, 2100 et 2130 sont représentés sur la Figure V-18.

Des périodes sans mises en pression longue, une remontée plus rapide des plans d'eau dans la grotte et un niveau d'eau maximum plus élevé entraîneraient une accélération de la dégradation des artéfacts situés proche du niveau marin actuel qu'ils soient sur les sols de la grotte ou sur les parois. Cela aboutirait, entre autre, à la disparition des deux chevaux du bas d'ici 2050 et à la disparition complète du panneau à l'horizon 2100.

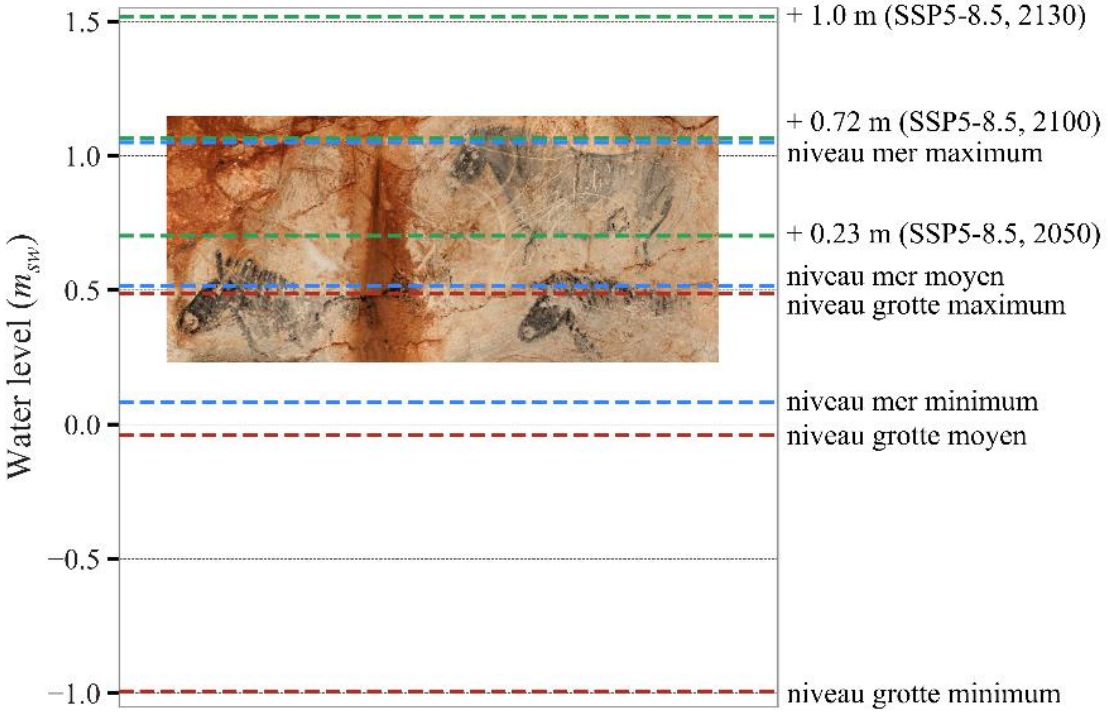


Figure V-18 : Hauteur d'eau minimale, moyenne et maximale dans la grotte mesurées entre 2014 et 2024 (pointillés rouges), niveau de la mer actuel minimal, moyen et maximal (pointillés bleus) et niveau de la mer médian pour un scénario climatique SSP5-8.5 aux horizons 2050, 2100 et 2130 (pointillés verts). Le panneau des chevaux est placé à l'échelle.

V.4 Conclusion

L'ampleur de la logistique et les coûts des missions rend difficile la collecte régulière de données, ce qui justifie le recours à des modèles pour suivre les dynamiques hydroclimatiques et évaluer les risques de conservation. Dans ce chapitre, deux modèles ont été développés : un modèle statistique basé sur les forêts aléatoires pour prédire les événements de mise en pression à partir des données océanographiques, et un modèle physique de remontée des plans d'eau en l'absence de ces événements. Chacun de ces modèles a présenté des résultats satisfaisants, mais évidemment chacun a ses limites.

Une piste d'amélioration du modèle de prédiction des évènements est l'intégration d'autres modèles de vagues pour comparer les résultats ou l'ajout de données supplémentaires, comme des données météorologiques. Également, d'autres modèles prédictifs basés sur des réseaux de neurones pourraient être explorés. Pour le modèle de remontée des plans d'eau, l'incertitude liée au niveau initial de l'eau et aux précipitations reste une difficulté majeure sans solution immédiate. En attendant la possible mise en place d'une télémétrie permettant de suivre le niveau d'eau réel de la grotte à partir de l'extérieur, ces modèles prédictifs demeurent actuellement les seuls outils pour anticiper les risques de conservation liés à la montée des eaux. En associant les deux modèles, c'est-à-dire en appliquant le modèle de remontée des plans d'eau après chaque prédiction d'un PE, il serait possible d'estimer le niveau dans la grotte tout au long de l'année. L'association des deux algorithmes n'a pas été testée. Un tel modèle serait limité par la

connaissance de la perméabilité du massif tout au long de l'année, du niveau d'eau réel après chaque évènement et de la bonne prédiction des évènements.

Ces modèles, associés à nos connaissances préalables du système ont conduit à explorer les effets du changement climatique sur la grotte, en particulier sur les niveaux d'eau. Il est certain que l'élévation du niveau marin va se répercuter sur le niveau d'eau dans la grotte. Pour maintenir le niveau d'eau actuel, la pression de l'air devra augmenter proportionnellement à l'élévation du niveau marin. Une montée plus rapide et plus élevée du niveau d'eau augmentera la durée et l'amplitude des périodes d'inondation des œuvres, risquant de conduire à la disparition totale du panneau des chevaux, par exemple, d'ici 2100. Ce phénomène serait amplifié d'une part par la réduction des événements de mise en pression, causée par la montée des eaux et la baisse de la hauteur des vagues, et d'autre part par l'intensification des périodes de sécheresse qui augmente la perméabilité à l'air du massif calcaire et augmente ainsi le débit de fuite de l'air de la grotte.

Pour mieux anticiper les effets du changement climatique sur les événements de mise en pression, il serait pertinent d'approfondir la compréhension des mécanismes d'entrée d'air dans la grotte, sous quelles formes ces « bulles d'air » atteignent la grotte, par exemple en développant un modèle physique de mécanique des fluides

Salle des lustres, 02/10/2023. Photo : S. Touron.



Chapitre VI :
Microclimat de la grotte Cosquer

« Et les plus infimes variations, autour de lui, étaient enregistrées. La plus subtile modification du taux d'humidité, une chute de température d'une fraction de degré, l'avance d'un insecte sur le toit de l'abri, la lente montée de l'aube dans le fragment de ciel poudré d'étoiles. »

Franck Herbert, Dune, Tome 1 (1965)

VI.1 Introduction

Dans les milieux souterrains, la température et l'humidité sont naturellement régulées et varient généralement peu (Peyraube *et al.*, 2016; Houillon *et al.*, 2017; Sainz *et al.*, 2018). La stabilité de ces environnements réduit considérablement les risques d'altération des parois et pourvoit aux grottes des propriétés conservatoires uniques (Mangin *et al.*, 1999; Bourges *et al.*, 2006a; Guerrier *et al.*, 2019).

Les circulations d'air dans les massifs karstiques influencent fortement la distribution spatiale et temporelle de plusieurs paramètres climatiques souterrains tels que la température de l'air et des parois, l'humidité relative et la concentration en CO_2 et, par conséquent, sur les processus de dissolution-précipitation de la calcite ou la formation de films de condensation (Quindos *et al.*, 1987; Bourges *et al.*, 2014; Gázquez *et al.*, 2022; Gabrovšek, 2023). Les infiltrations d'eau douce d'origine météorique peuvent également entraîner des variations d'humidité et apporter du CO_2 naturellement présent dans le sol. Particulièrement dans le contexte de grottes ornées, la connaissance du climat naturel des grottes est d'un intérêt majeur pour comprendre l'ensemble des processus physiques qui affectent et ont affecté les vestiges archéologiques jusqu'à leur découverte (Lacanette *et al.*, 2023).

Les mouvements d'air, présents dans toutes les grottes, sont généralement provoqués par des différences de densité de l'air, notamment sous l'influence des variations de température. Dans les climats tempérés, où l'amplitude thermique annuelle extérieure est supérieure à 20 °C, ces variations thermiques constituent la principale cause de différences de densité (Gabrovšek, 2023). Ces mouvements d'air peuvent se produire entre l'intérieur et l'extérieur de la cavité (appelés respiration souterraine) ou entre deux zones au sein de la grotte, par convection naturelle (Lismonde, 2002; Gabrovšek, 2023). Ces écoulements d'air peuvent aussi être modifiés par la géométrie de la grotte, comme le nombre d'entrées, les différences d'altitude entre elles, ou encore la configuration des passages (De Freitas *et al.*, 1982). Ces flux d'air sont particulièrement marqués à l'entrée des grottes et décroissent en intensité avec la distance jusqu'à devenir imperceptibles au plus profond des cavités (De Freitas *et al.*, 1982; Bourges and Enjalbert, 2020; Kukuljan *et al.*, 2021). Dans les puits verticaux, ces mouvements peuvent prendre la forme de grandes cellules convectives (Perrier *et al.*, 2002; Demezhko *et al.*, 2017).

Pour mieux comprendre ces dynamiques climatiques et aérologiques souterraines, des suivis *in situ* sont nécessaires. Les paramètres les plus couramment surveillés sont la température, l'humidité relative et la pression de l'air, souvent complétées par la mesure de la température de la roche pour identifier d'éventuelles dérives thermiques du massif (Bourges and Enjalbert, 2020) ou pour évaluer les phénomènes de condensation sur les parois (Houillon, 2016). Des anémomètres peuvent être utilisés pour mesurer la vitesse et la direction des flux d'air (De Freitas *et al.*, 1982; Malaurent and Vouvé, 2003; Lartiges *et al.*, 2024) et des mesures de CO_2 permettent d'évaluer les processus de précipitation/dissolution de la calcite. Pour étudier plus spécifiquement les phénomènes d'évapo-condensation, des instruments supplémentaires comme des pièges à

condensation (de Freitas and Schmekal, 2006), des témoins de condensation, des hygromètres ou des compteurs de gouttes dans le cas de la mesure de l'infiltration peuvent être installés.

La mesure continue de la concentration d'activité radon dans l'air est un outil fréquemment utilisé pour évaluer le renouvellement de l'air dans les grottes : des variations dans les niveaux de radon permettent d'identifier les périodes d'échanges entre l'air intérieur et extérieur, mais aussi d'évaluer la circulation de l'air dans les différentes zones de la grotte (Przylibski, 1999; Gregorič *et al.*, 2011; Perrier *et al.*, 2024).

Les problématiques abordées dans ce chapitre sont nombreuses et interconnectées. Tout d'abord, les variations spatiales et temporelles de la température de l'air, de la roche, et de l'eau sont explorées. Ces résultats, couplés aux données de température de la mer, de conductivité électrique (CE) de l'eau et des périodes de précipitations (la pluie s'infiltrant dans le massif), permettent de caractériser l'influence de ces dernières sur les plans d'eau dans la grotte et de mettre en évidence les périodes de renouvellement de l'eau des plans d'eau. Cette analyse ouvre la voie à l'exploration des différents mouvements convectifs qui se développent dans l'air de la cavité. L'étude de ces mouvements aide à identifier les périodes où la condensation sur les parois est la plus susceptible de se produire.

Enfin, l'effet des entrées d'air sur l'atmosphère des zones ornées est examiné à travers des mesures ponctuelles et continues de la concentration en radon. Cela permettra de mieux comprendre les cycles de renouvellement de l'air dans ces espaces et leur influence sur le microclimat souterrain, un élément crucial pour la conservation des œuvres présentes dans la grotte.

Pour des raisons administratives et organisationnelles, les données des sondes installées au cours de ce travail n'ont pu être récupérées que très tardivement. Cependant, il aurait été dommage de ne pas présenter ces données. Le temps restreint ne permettant pas une analyse approfondie de toutes ces données, les nombreux éléments abordés dans ce chapitre doivent avant tout permettre d'ouvrir des pistes pour de futurs travaux.

VI.2 Données

Ce chapitre exploite un grand volume de données variées par leur nature et leur localisation. Pour faciliter la compréhension de la disposition spatiale des sondes installées à l'intérieur de la grotte, leurs emplacements, étiquetés avec les noms correspondants, sont présentés sur la Figure VI-1. Dans le cas où plusieurs sondes ont été installées au même endroit, celles-ci seront différenciées grâce à leur référence. Ces données, introduites au Chapitre II, sont présentées en détails ci-dessous.

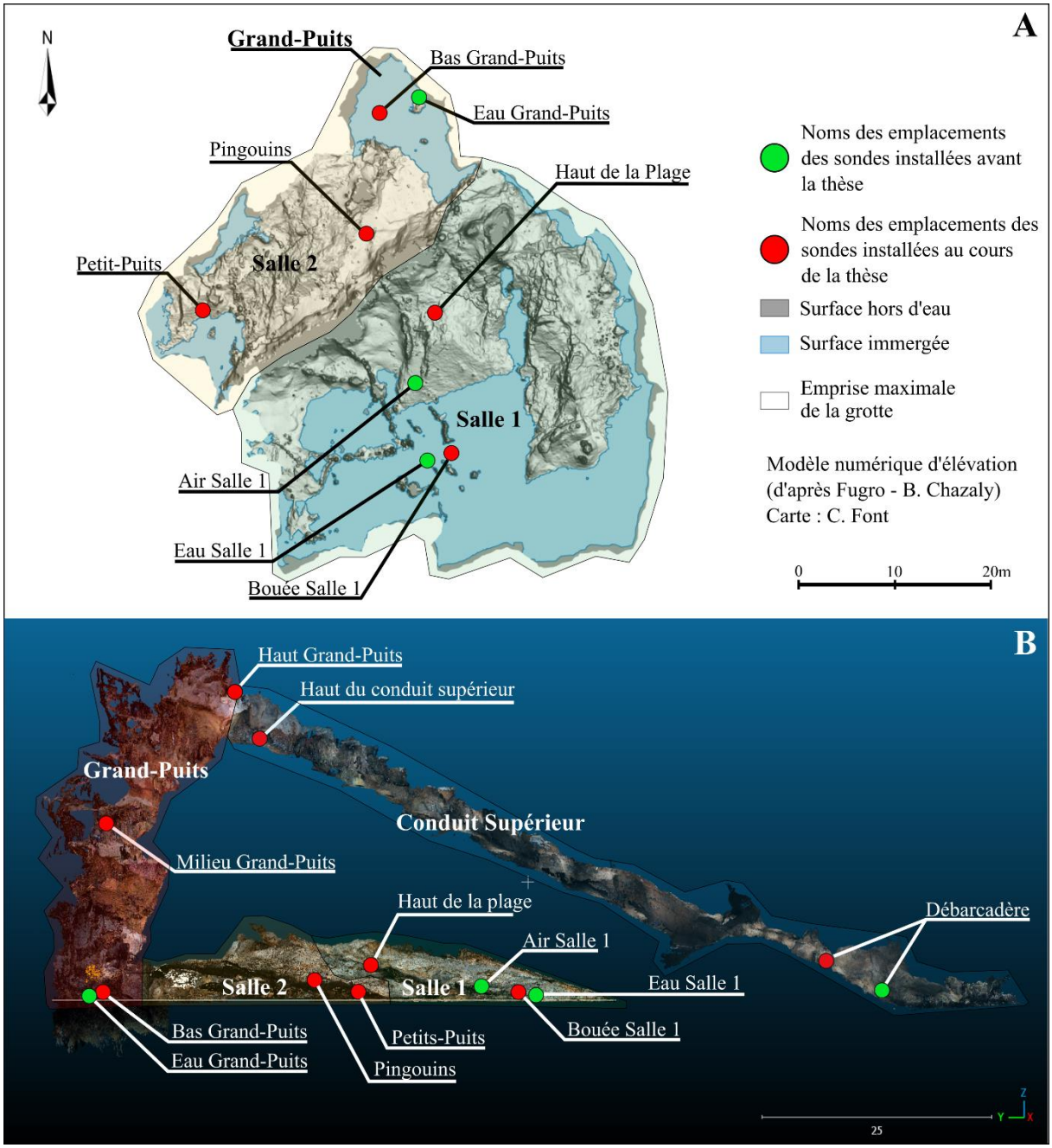


Figure VI-1 : Synthèse des emplacements des sondes et des différents espaces de la grotte (A) sur une vue en plan et (B) sur une coupe transversale de la cavité issue du modèle 3D.

VI.2.1 Mesures à l'intérieur de la grotte

VI.2.1.1 Température de l'air

Lors de la mise en place du suivi hydroclimatique de la grotte en octobre 2014, la température de l'air de la grotte n'était suivie qu'en un seul point dans la Salle 1, complétée plus tard par un point de mesure au Débarcadère (Figure VI-2). Dans la Salle 1, la température est en moyenne de 19,55 °C, variant d'un minimum de 16,14 °C à un maximum de 24,5 °C. Elle suit une variation saisonnière marquée : elle atteint son maximum entre la mi-août et début octobre et son minimum entre février et début juin.

L'amplitude annuelle est en moyenne de 3,92 °C, mais peut atteindre 6,29 °C (en 2022). Au cours de l'été, des baisses temporaires de la température pouvant durer jusqu'à 15 jours, sont constatées. À l'échelle de la journée, la compression de l'air sous l'effet des marées entraîne, deux fois par jour, une légère variation de la température de l'ordre de 0,05 °C (voir §III.2.3.4). L'amplitude journalière est de 0,07 °C en moyenne et 0,69 °C au maximum.

Le Débarcadère est à proximité d'un plan d'eau et constitue le principal point d'entrée de l'air dans la grotte. Les variations de température y sont plus marquées que celles observées dans la Salle 1. Les températures y varient de 14,5 °C à 23,4 °C, avec une moyenne de 17,6 °C. Bien que la saisonnalité soit similaire à celle de la Salle 1, les amplitudes thermiques annuelles et journalières y sont plus prononcées. Les variations annuelles sont de 7,3 °C en moyenne, jusqu'à 9,0 °C, et les variations journalières de 0,3 °C en moyenne, jusqu'à 2,7 °C. L'été, l'élévation de la température est régulièrement coupée par des chutes rapides, pouvant abaisser la température de 4 °C en moins de 3 jours.

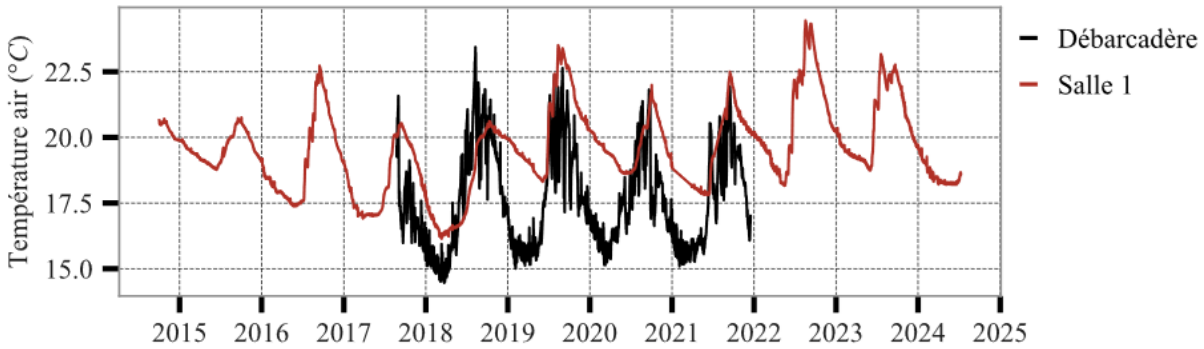


Figure VI-2 : Séries temporelles de la température (°C) de l'air mesurée dans la grotte Cosquer au Débarcadère (noir) et dans la Salle 1 (rouge) du 02/10/2014 au 09/07/2024.

Le suivi hydroclimatique s'est vu complété au cours des deux dernières années avec 9 nouvelles sondes mesurant la température de l'air dans les différents espaces de la grotte à partir de 2023 (Figure VI-3). Dans tous les emplacements, la température diminue d'octobre à avril, puis remonte de juin à septembre. La série temporelle plus longue dans le Grand Puits montre une tendance similaire, avec une hausse de température de juin à septembre l'année précédente.

Dans la Salle 1 (Figure VI-3A), la température de l'air mesurée sur la bouée (Figure VI-3A) diminue plus rapidement et atteint un minimum plus bas (17,58 °C) qu'en haut de la plage, plus éloignée des plans d'eau, où le minimum est de 18,58 °C. De plus, la température sur la bouée remonte légèrement plus vite, avec un maximum de 23,04 °C contre 22,72 °C en haut de la plage. Un phénomène similaire est observé dans la Salle 2 (Figure VI-3B) : au Petit Puits, plus proche des plans d'eau, la température diminue plus vite et plus bas (minimum de 17,91 °C) que sous le panneau des pingouins (minimum de 18,28 °C) et remonte avec un maximum plus élevé (23,77 °C contre 22,71 °C).

Il convient de noter que la sonde de température située initialement en bas du Grand Puits a été déplacée le 13/10/2023 pour être fixée sur la bouée de la Salle 2 (voir Chapitre II),

mais l'impact de cette modification est négligeable et n'est pas reflétée sur la Figure VI-3C. La température de l'air en bas du Grand Puits présente la plus forte amplitude de variation, avec une moyenne de 19,76 °C, atteignant un maximum de 23,46 °C à la mi-septembre et un minimum de 17,33 °C à la mi-février. Au milieu du Grand Puits, la moyenne est de 19,64 °C, avec des variations comprises entre 19,14 °C et 20,93 °C, tandis qu'en haut, la température est plus stable, oscillant entre 18,96 °C et 20,15 °C avec une moyenne de 19,31 °C. Durant l'hiver et le printemps, la température au milieu du Grand Puits reste supérieure à celle mesurée en haut et en bas. En été, la température en bas du Grand Puits augmente fortement, devenant la plus élevée jusqu'au début de l'hiver. Pendant cette période, des oscillations rapides de température, proches d'une centaine par jour, sont enregistrées en bas et au milieu du Grand Puits.

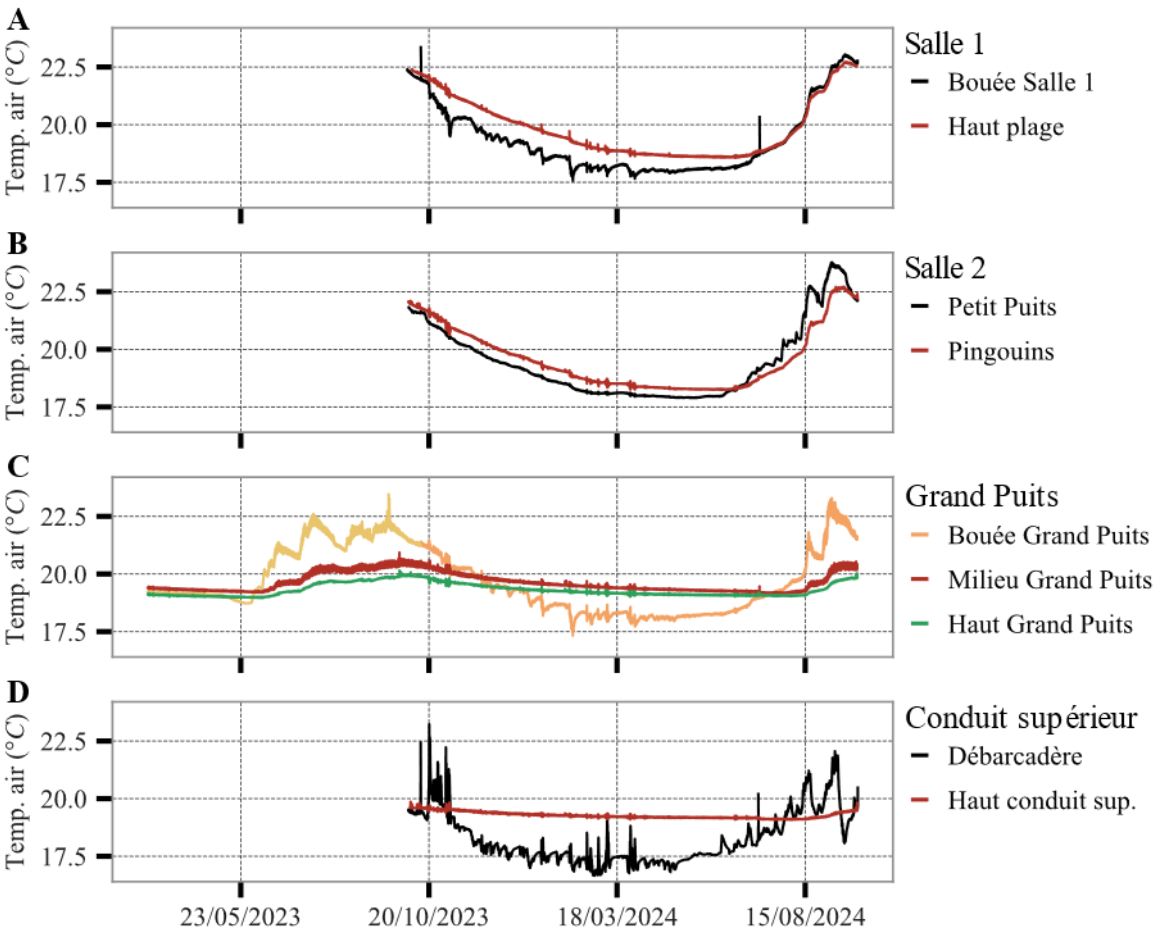


Figure VI-3 : Séries temporelles de la température (°C) de l'air mesurée du 10/03/2023 au 25/09/2024 (A) dans la Salle 1 sur la bouée (noir) et en haut de la plage (rouge) ; (B) dans la Salle 2 au Petit Puits (noir) et au panneau des pingouins (rouge) ; (C) au Grand Puits, en bas (jaune), au milieu (rouge) et en haut (vert) et (D) dans le conduit supérieur au Débarcadère (noir) et en haut du conduit (rouge).

Au niveau du Débarcadère (Figure VI-3D), dans le conduit supérieur, la température est particulièrement sensible aux entrées d'air et aux incursions marines, oscillant entre un minimum de 16,65 °C en mars et un maximum de 23,23 °C en octobre, avec une moyenne de 18,24 °C. Les variations peuvent être très rapides, avec des hausses de température atteignant jusqu'à 4 °C en seulement trois jours. À l'inverse, la température en haut du

conduit supérieur est beaucoup plus stable, avec une moyenne de 19,28 °C et des valeurs oscillant légèrement entre 19,08 °C et 19,87 °C.

VI.2.1.2 Température de l'eau

Dans la Salle 1, différentes sondes ont été installées au cours du temps dans l'eau, en fonction des pannes de matériel. Des variations de profondeur ou des changements de place ont pu apparaitre au moment de leur remplacement : les séries temporelles des différentes sondes ont donc été séparées (numéro de série des sondes R6323, V1288 et X4732, Figure VI-4). La température de l'eau est de 19,41 °C en moyenne, variant de 13,20 °C à 26,82 °C. L'amplitude annuelle est de 7,78 °C moyenne et jusqu'à 13,15 °C, des amplitudes plus importantes que la variation de la température de l'air. L'amplitude journalière est de 0,21 °C en moyenne avec un maximum de 2,60 °C. Des résultats très similaires sont relevés dans l'eau du Grand Puits, où la température moyenne est de 19,40 °C, avec des variations de 13,87 °C à 27,04 °C (sonde V1288, Figure VI-4). La température des plans d'eau dans les deux salles augmente généralement de début juin à début septembre. La remontée de la température n'est pas monotone, elle est régulièrement entrecoupée par des maxima locaux qui sont suivis par des baisses de l'ordre de 2 °C.

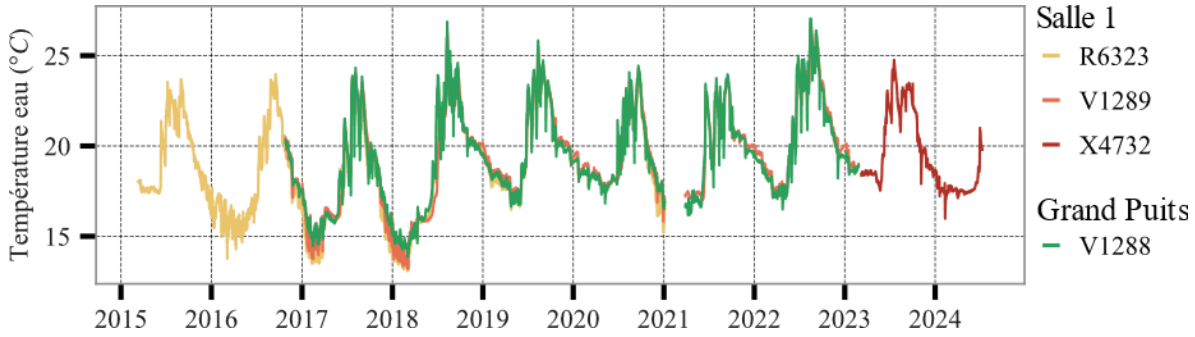


Figure VI-4 : Séries temporelles de la température (°C) de l'eau mesurée dans la Salle 1 (les différentes sondes qui se sont succédées sont différenciées en jaune, orange et rouge) et au Grand Puits (vert) du 11/03/2015 au 09/07/2024.

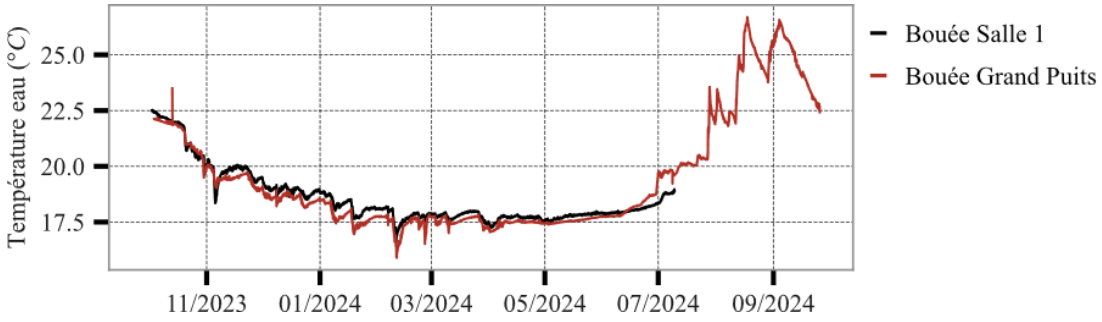


Figure VI-5 : Séries temporelles de la température (°C) de l'eau mesurée sur les bouées installées dans la Salle 1 (noir) et dans le Grand Puits (rouge) du 27/09/2023 au 25/09/2024.

Les sondes installées sur les bouées dans la Salle 1 et le Grand Puits permettent une comparaison des températures dans les deux plans d'eau à profondeur identique (Figure VI-5). Les températures y sont très proches, avec un écart moyen de seulement 0,19 °C

entre les deux sites. Les variations suivent un schéma similaire à celui précédemment décrit.

VI.2.1.3 Température de la roche

La température de la roche est mesurée en trois points (Figure VI-6):

- **En haut du Grand Puits** : le point le plus proche de la surface extérieure du massif calcaire et le plus éloigné des plans d'eau (environ 35 m). Ici, la température varie peu au cours de l'année, oscillant entre 19,09 °C et 19,97 °C, avec une moyenne de 19,33 °C ;
- **Au Petit Puits** : à moins de 1 m de dénivelé et à moins de 2 m du plan d'eau, la température fluctue davantage, atteignant un minimum de 17,76 °C en mai et un maximum de 24,08 °C en septembre, avec des variations d'une amplitude de près de 1 °C au cours de l'été. Sa moyenne est de 19,41 °C ;
- **En haut de la plage dans la Salle 1** : situé à environ 3 m de dénivelé et à une dizaine de mètres du plan d'eau. La température y présente une amplitude de variation intermédiaire (entre le Petit Puits et le haut du Grand Puits), allant de 18,50 °C à 22,62 °C, pour une moyenne de 19,81 °C.

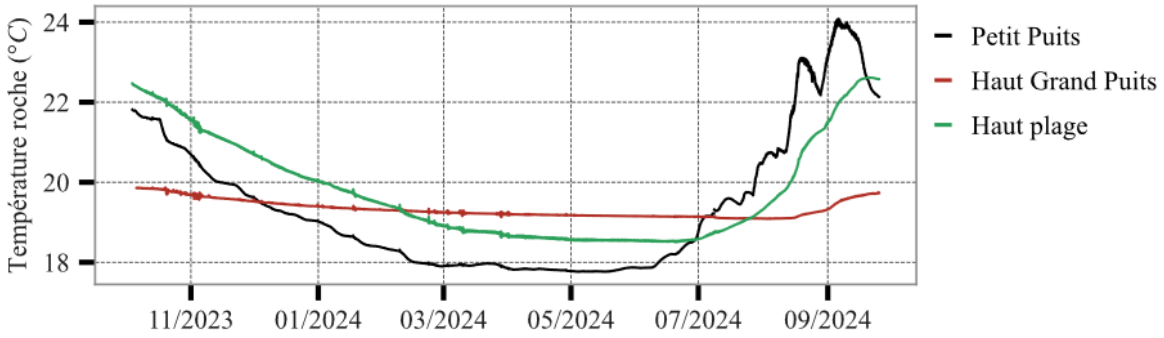


Figure VI-6 : Séries temporelles de la température (°C) de la roche mesurée au Petit Puits (noir), en haut du Grand Puits (rouge) et en haut de la Plage (vert) du 06/10/2023 au 25/09/2024.

VI.2.2 Conductivité électrique de l'eau

La conductivité électrique (CE) de l'eau est comprise la majeure partie du temps entre 56 $mS.cm^{-1}$ et 58 $mS.cm^{-1}$, soit la CE de l'eau de mer en Méditerranée, aussi bien dans la Salle 1 qu'au Grand Puits (Figure VI-7). Au milieu du printemps et au début de l'automne, des chutes brutales (en moins de deux jours) de la CE sont régulièrement observées, jusqu'à un minimum de 22,5 $mS.cm^{-1}$. Plusieurs semaines sont nécessaires pour retrouver la valeur maximale. De légers décalages apparaissent entre les mesures faites dans la Salle 1 et au Grand Puits lors de la remontée de la CE, mais cela peut cependant s'expliquer par la différence de profondeur entre les sondes.

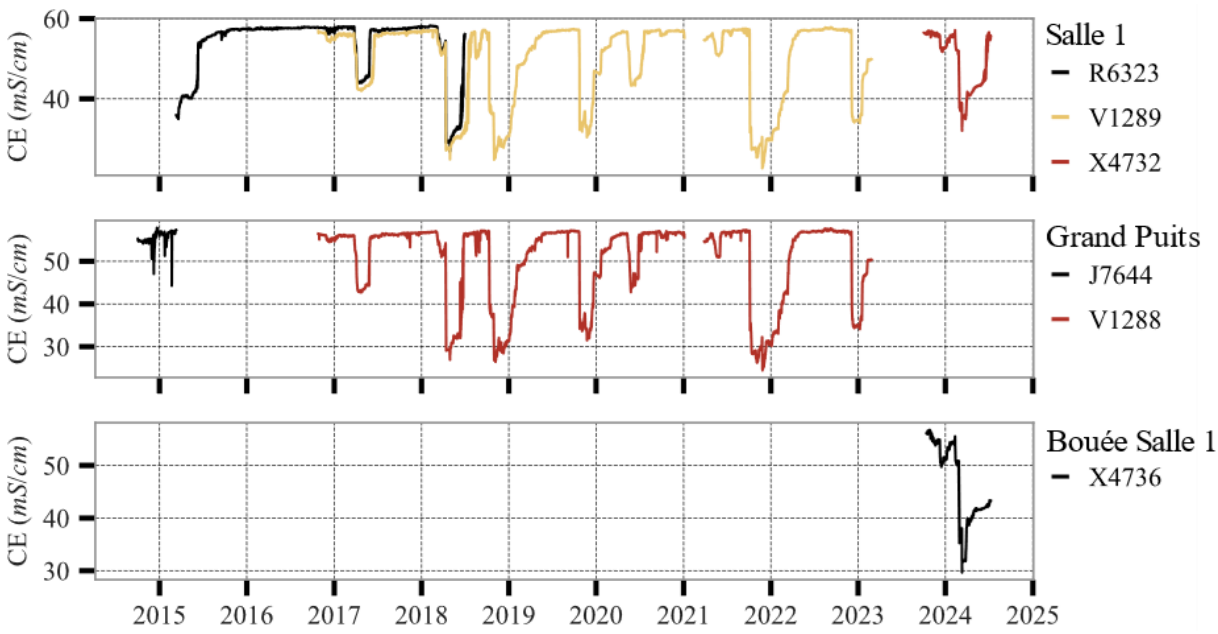


Figure VI-7 : Séries temporelles de la conductivité électrique de l'eau (mS.cm^{-1}) mesurée dans la Salle 1, au Grand Puits et à la bouée dans la Salle 1 du 02/10/2014 au 09/07/2024. Les numéros en légende sur la figure correspondent aux numéros de série des sondes CTD utilisées.

VI.2.3 Mesures de CO_2

Le CO_2 n'est pas mesuré en continu, cependant, des mesures ponctuelles réalisées au cours de la mission du 03/10/2023 ont permis de récolter quelques valeurs :

- 0,13 % dans la Salle 1 (38 mesures) ;
- 0,14 % dans la Salle 2 (44 mesures) ;
- 0,16 % dans le Grand Puits (60 mesures) ;
- 0,15 % en haut du Grand Puits, une valeur assez faible alors que cette zone est une zone d'équipement pour monter et descendre le Grand Puits (15 mesures) ;
- 0,19 % dans le conduit supérieur (18 mesures);
- 0,24 % en moyenne au Débarcadère (22 mesures) ;

Le taux de CO_2 a été mesuré à l'aide d'une sonde Vaisala GMP221, avec une précision de ± 2 % de la valeur mesurée à un pas de temps de 30 secondes.

VI.2.4 Mesure de radon

Le radon (Rn) est un gaz rare radioactif, incolore et inodore produit de la chaine de désintégration de l'uranium 238. Son isotope le plus stable et le plus commun est le radon 222 (^{222}Rn) qui a une demi-vie de 3,82 jours. Le radon est présent dans toutes les régions, quelle que soit la nature du sol, particulièrement dans les zones granitiques et volcaniques, mais également dans les terrains calcaires.

Contrairement au CO_2 qui présente une dynamique complexe avec des sources variables dans le temps, le ^{222}Rn, en tant que gaz noble, n'est pas affecté par les réactions chimiques dépendant de la température, ni par les changements de composition. Sa production est uniquement contrainte par son terme source dans les sols et les roches. Pour cette raison,

il est couramment utilisé pour étudier la ventilation du milieu et le renouvellement de l'air en milieu souterrain (Dueñas, 1999; Gregorič *et al.*, 2014; Sainz *et al.*, 2018; Perrier *et al.*, 2024). Également, le ^{222}Rn est la principale source de rayon ionisant à laquelle est exposée la population générale (Porstendörfer, 1994), or, le ^{222}Rn est un élément cancérigène (Gillmore *et al.*, 2000 ; Ngoc *et al.*, 2022) et l'exposition à ce gaz augmente les risques de cancer, notamment des poumons (Darby *et al.*, 2005). Il est donc intéressant de le suivre d'un point de vue sanitaire, des seuils d'exposition étant fixés par les différents organismes de santé (Blanchardon, 2019).

VI.2.4.1 Concentration en radium-226 dans les matériaux rocheux

Le radon produit dans la grotte peut provenir de plusieurs sources : roches, remplissages (argileux ou calcitiques), sols superficiels et eaux. En ce qui concerne les roches et les remplissages, des mesures du terme source radon (concentration en radium-226 effectif) ont permis d'obtenir les valeurs suivantes :

- Remplissage argileux dans le secteur du débarcadère : 0,594 ± 0,047 Bq.kg^{-1} (2 sous échantillons, 3 mesures classiques chacun, soit 6 mesures au total);
- Calcaire urgonien pris en surface du massif calcaire : 0,0381 ± 0,0039 Bq.kg^{-1} (2 sous échantillons, 3 mesures classiques et 2 mesures haute résolution chacun, soit 10 mesures au total);
- Concrétion calcitique prise en surface du massif calcaire : 0,1704 ± 0,0078 Bq.kg^{-1} (2 sous échantillons, 3 mesures classiques chacun et 1+2 mesures haute résolution, soit 9 mesures au total);

Ces mesures ont été réalisées par Frédéric Girault à l'IPGP (Paris) à partir de plusieurs sous-échantillons. La concentration de ^{222}Rn de l'eau de mer étant très faible (Kawabata *et al.*, 2024), cette source est négligée.

VI.2.4.2 Dans l'air

Par ailleurs, des mesures ponctuelles de la concentration en radon dans l'air de la grotte ont été réalisées à partir de dosimètres passifs, placés en différents points de la grotte (Table VI-1). Ces mesures montrent que la concentration en ^{222}Rn est la plus élevée au débarcadère avec des valeurs plus grandes que celles obtenues pour les autres zones.

Aussi, la sonde Algade AER+ installée en haut du conduit supérieur a mesuré la concentration de radon dans l'air en continu sur de courtes périodes, entre le 28/04/2022 et le 17/05/2022 (concentration moyenne de 290,2 Bq.m^{-3}) et entre le 11/10/2022 et 16/10/2022 (concentration moyenne de 233,1 Bq.m^{-3}) (Figure VI-8). Frédéric Girault nous a également permis de réaliser, en complément, un prélèvement d'air ponctuel le 3 octobre 2023. Ce prélèvement réalisé en haut de la plage dans la Salle 1, à côté des sondes de mesure du radon Barasol, a permis de déterminer une concentration moyenne de 201 ± 33 Bq.m^{-3} du 3 au 5 octobre 2023. Durant plus de 8 mois, entre le 04/10/2023 et le 10/06/2024, la concentration de ^{222}Rn dans l'air a été mesurée en continu avec une sonde

Barasol BMC2 (Algade, France) (Figure VI-9). La concentration moyenne de radon sur cette période est de 273,2 Bq.m^{-3}. Le signal est bruité mais stable dans l'ensemble. Les différentes méthodes de mesures du radon sont consistantes les unes avec les autres.

Dates	Exposition (j)	Débarcadère (Bq.m^{-3})	Haut GP (Bq.m^{-3})	Milieu GP (Bq.m^{-3})	Bas GP (Bq.m^{-3})	Salle 1 (Bq.m^{-3})
12/09/22 au 11/10/22	29	933±187	503±100	342±69	384±77	428±86
11/10/22 au 08/03/23	148	356±71	184±37	166±33	140±28	122±24
08/03/23 au 02/10/23	208	459±92	202±40	182±36	136±27	132±26
02/10/23 au 08/07/24	280	447±89	220±44	203±41	145±29	114±23
08/07/24 au 01/10/24	85	860±255	366±125	320±88	237±69	340±140

Table VI-1 : Résultats des mesures des concentrations volumiques de radon réalisées dans la grotte Cosquer avec des capteurs passifs PEARL à 5 localisations différentes : au Débarcadère, en haut, au milieu et en bas du Grand Puits (GP) et dans la Salle 1.

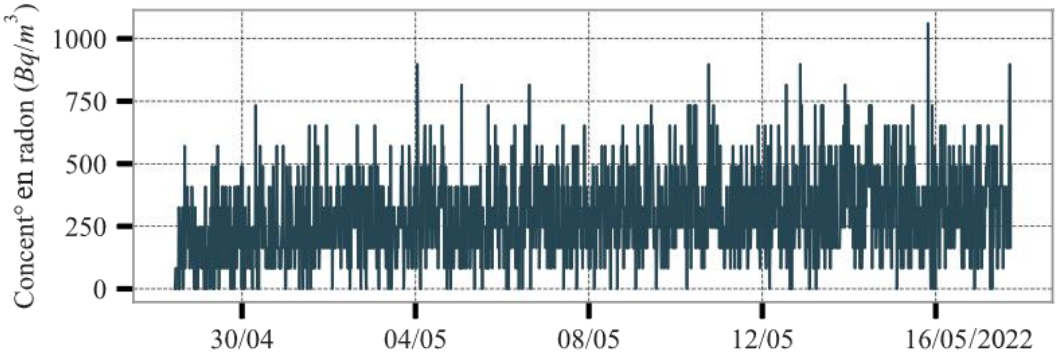


Figure VI-8 : Série temporelle de la mesure de la concentration en radon (Bq m^{-3}) avec la sonde Algade AER+ du 28/04/2022 au 17/05/2022 en haut du conduit supérieur à proximité du sommet du Grand Puits.

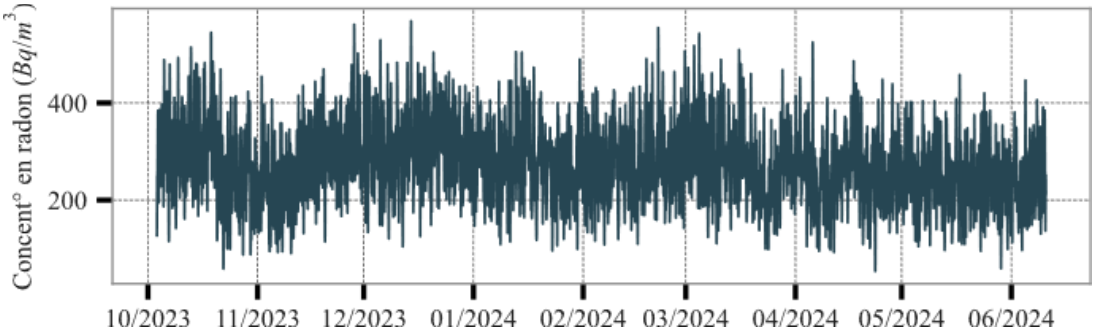


Figure VI-9 : Série temporelle du 04/10/2023 au 10/06/2024 de la concentration en radon (Bq m^{-3}) dans l'air mesurée en haut de la plage dans la Salle 1 (sonde Barasol).

VI.2.5 Données à l'extérieur de la grotte

Les conditions climatiques de la grotte Cosquer sont étroitement liées aux facteurs environnementaux extérieurs. Pour cette raison les températures de la mer et de l'air extérieur sont présentées.

VI.2.5.1 Température de la mer

La grotte est hydrauliquement reliée à la mer, non seulement par les siphons connus, mais également au travers de la fracturation et de la matrice du massif calcaire. Naturellement, des échanges se font et il est donc nécessaire de considérer les variations de température de la mer pour expliquer les variations de température dans la grotte. Les mesures de température faites en mer à Morgiou s'arrêtent en mars 2016 et les mesures faites aux Figuiers (également situé au cap Morgiou) ne sont faites qu'à 5 m de profondeur. Pour ces raisons, ce sont les mesures faites au site de Riou sud qui sont utilisées, les températures présentant des différences négligeables à profondeur équivalente avec celles mesurées à Morgiou (Figure VI-10).

La température de la mer mesurée à Riou sud à 5 m de profondeur est en moyenne à 17,17 °C, variant de 12,61 °C à 28,02 °C. Elle varie avec une amplitude annuelle de 11,85 °C avec un minimum atteint généralement en mars et un maximum entre fin août et début septembre. Aucune tendance à la hausse ou à la baisse des températures moyennes annuelles de la mer n'est observée sur la période étudiée (2014-2022). Du printemps à l'automne, la température de la mer est marquée par des baisses brutales mais temporaires de la température de surface, un phénomène appelé *upwelling*.

Aparté : les upwellings

Les *upwellings* sont des phénomènes océanographiques où des courants marins profonds et froids remontent à la surface, généralement le long des côtes. Ce processus est déclenché par les vents qui poussent les eaux de surface loin des rivages, permettant ainsi aux eaux plus profondes, froides et riches en nutriments, de remonter. Autour de Marseille, les *upwellings* sont souvent liés aux vents locaux, notamment le Mistral (Millot, 1979).

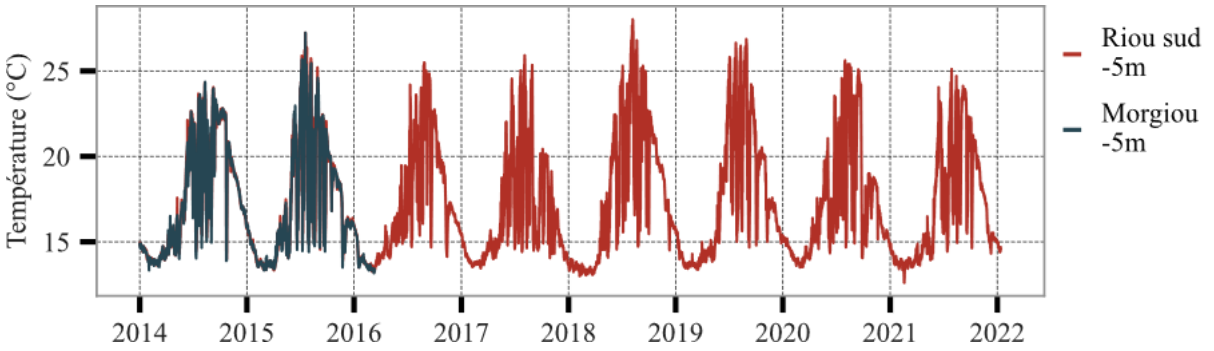


Figure VI-10 : Séries temporelles de la température (°C) de la mer mesurée par le réseau TMed-net au pas de temps de 1 h à 5 mètres de profondeur sur les sites de Riou-sud (rouge) et de Morgiou (bleu) pour les années 2014 à 2022.

La température de la mer à Morgiou sud est mesurée d'une profondeur de 5 m à 40 m par pas de 5 m. Sur la Figure VI-11, la température de la mer de 5 m à 40 m pour l'année 2021 est montrée en exemple. La température de la mer est particulièrement homogène en hiver et au printemps, les plus forts contrastes de température apparaissant en été.

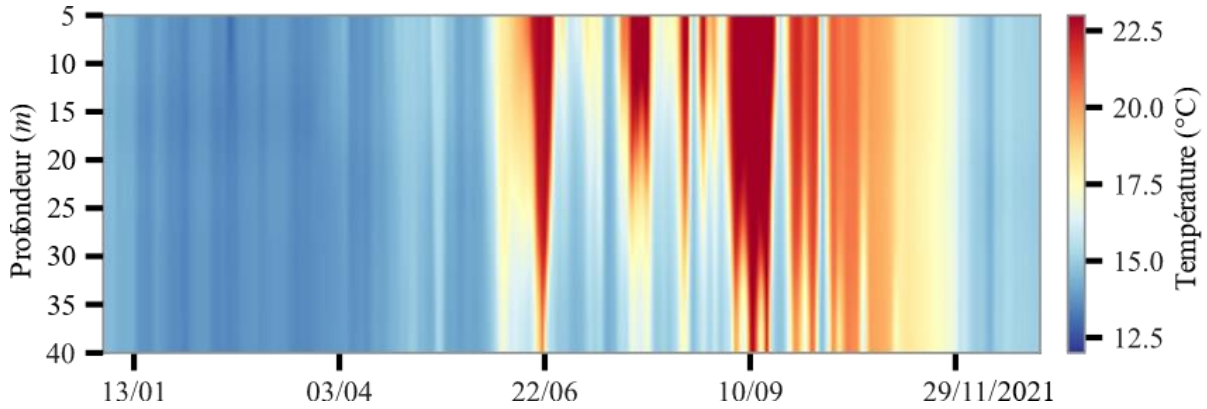


Figure VI-11 : Séries temporelles de la température (°C) de la mer mesurée par le réseau TMed-net au pas de temps de 1 h sur le site de Riou-sud pour l'année 2021 en fonction de la profondeur, de 0 à 40 m par pas de 5 m..

VI.2.5.2 Température de l'air à Cassis

La température de l'air extérieur est mesurée à la station météo de Cassis (Figure VI-12). Sur la période de 2014 à 2024, la température de l'air est en moyenne de 15,70 °C, variant d'un minimum de -2,70 °C à un maximum de 38,9 °C. La température varie avec une amplitude journalière moyenne de 9,19 °C et maximale de 19,40 °C et avec une amplitude annuelle moyenne de 36,76 °C et maximale de 39,00 °C (en considérant les minima et maxima de chaque année).

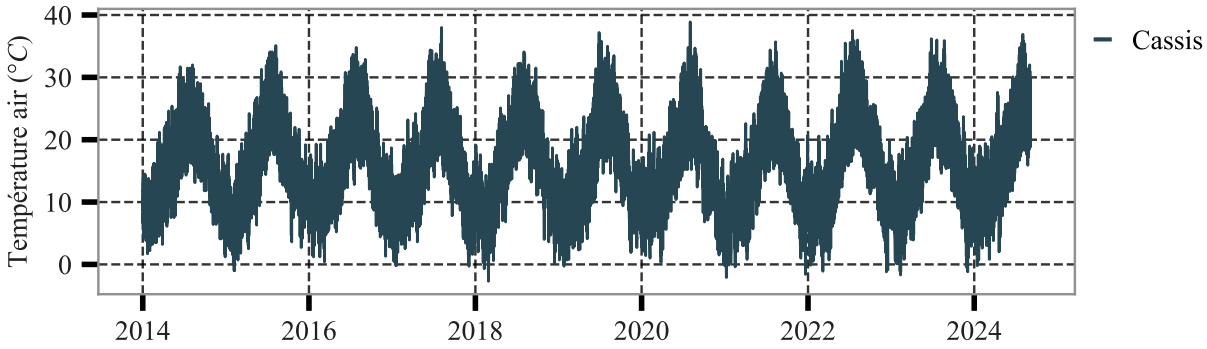


Figure VI-12 : Série temporelle de la température (°C) atmosphérique mesurée au pas de temps de 1 h à la station météo de Cassis pour les années 2014 à 2024.

VI.2.5.3 Précipitations

Les précipitations cumulées journalières sont mesurées à la station météo de Cassis (Figure VI-13). Entre 2014 et 2024, 47,8 mm de pluie cumulées sont tombées chaque mois en moyenne, le mois le plus pluvieux étant octobre (92,9 mm de précipitations cumulées en moyenne) et le moins pluvieux étant juillet (7,6 mm de précipitations cumulées en moyenne). Sur cette période, jusqu'à 160,0 mm de pluie sont tombées en une seule journée le 03/10/2021.

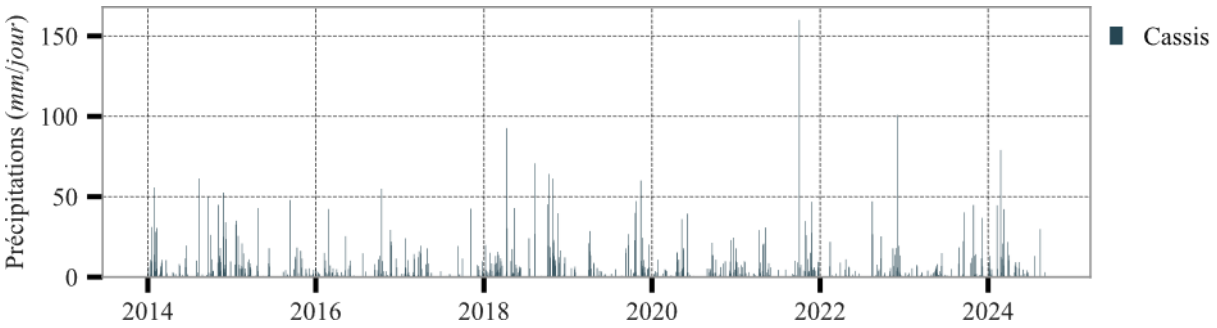


Figure VI-13 : Série temporelle des précipitations journalières (mm/jour) mesurées à la station météo de Cassis pour les années 2014 à 2024.

VI.3 Méthodes

VI.3.1 Analyse de séries

VI.3.1.1 Tendance d'une série

Le test de tendance de Mann-Kendall (MK) est une méthode statistique non paramétrique employée pour l'analyse des séries temporelles, visant à détecter la présence de tendances monotones, qu'elles soient croissantes ou décroissantes. Cette approche présente l'avantage de ne pas avoir à faire d'hypothèse sur la distribution des données. Cependant, son utilisation est conditionnée par l'absence d'autocorrélation dans les données analysées. Pour éviter les erreurs liées à l'autocorrélation d'une série temporelle, plusieurs modifications au test de Mann-Kendall ont été proposées, parmi lesquelles se trouve le *Yue and Wang Modified MK Test* (Yue *et al.*, 2002).

Le test de Mann-Kendall est appliqué grâce à la librairie python *PyMannKendall* (version 1.4.3, Hussain and Mahmud, 2019) qui propose 11 variantes du test de Mann-Kendall (dont le *Yue and Wang Modified MK Test*).

VI.3.1.2 Corrélation de séries

Dans le cadre de l'analyse comparative de signaux temporels, deux méthodologies complémentaires sont employées pour quantifier leur degré de similitude : le coefficient de corrélation de Pearson et l'analyse de corrélation croisée. Le coefficient de Pearson (r) évalue l'intensité de la relation linéaire entre deux variables, produisant une mesure normalisée comprise dans l'intervalle [-1, 1]. Cette métrique offre une évaluation globale de la concordance des signaux, où |r| = 1 indique une corrélation parfaite et r = 0 suggère l'absence de relation linéaire. En complément, l'analyse de corrélation croisée étend cette évaluation en examinant la similitude des signaux sur une plage de décalages temporels. Cette approche permet d'identifier des relations non synchrones et de quantifier les retards ou avances potentiels entre les signaux. La librairie python *statsmodels* (version 0.14.2, Seabold and Perktold, 2010) et *pandas* (version 2.2.2, McKinney, 2010) sont utilisées pour appliquer ces méthodes.

VI.3.1 Analyses thermiques

VI.3.1.1 Conduction dans un milieu semi-infini

La conduction thermique au travers du massif est un facteur pouvant impacter la température dans les grottes peu profondes. Le massif calcaire est considéré comme un milieu semi-infini soumis à des oscillations périodiques de la température. Dans ce cas, la longueur de l'onde thermique dans le milieu est donnée par l'équation (Carslaw and Jaeger, 1959) :

$$\lambda = \sqrt{\frac{4\pi\kappa}{f}} \qquad \text{(VI-1)}$$

Où λ est la longueur de l'onde thermique dans le milieu (m), κ = 0,606.10^{-6} m^2.s^{-1} est la diffusivité thermique du calcaire (m^2.s^{-1}, Carslaw and Jaeger, 1959) et f la fréquence de la variation de température de surface (Hz). Dans le cas d'une oscillation de température journalière, f = 1,16.10^{-5} Hz, λ = 0,81 m et pour une oscillation de température annuelle, f = 3,17.10^{-8} Hz, λ = 15,50 m.

Le facteur d'atténuation de l'amplitude de l'oscillation thermique en fonction de la distance à la surface est donnée par (Carslaw and Jaeger, 1959) :

$$\varsigma = e^{-\frac{2\pi x}{\lambda}} \qquad \text{(VI-2)}$$

Où x est la distance à la surface (m). Dans le cas de la grotte Cosquer, x désigne la profondeur de la grotte. Deux profondeurs sont considérées : 10 m, la profondeur estimée du haut du Grand Puits, et 40 m, la profondeur des salles ornées.

Le déphasage $\Phi(x)$ entre la température à une profondeur x et la surface augmente comme (Carslaw and Jaeger, 1959) :

$$\Phi(x) = x\sqrt{\frac{\pi f}{\kappa}} \qquad \text{(VI-3)}$$

VI.3.1.2 Refroidissement de Newton

En supposant que l'air de la grotte est un corps homogène soumis à une température constante, le refroidissement d'une masse d'air ponctuellement chauffée est donné par la loi du refroidissement de Newton :

$$\frac{dT(t)}{dt} = -\frac{1}{\tau}(T(t) - T_{env}) \qquad \text{(VI-4)}$$

Où T_{env} est la température de l'environnement (°C ou K), T est la température du corps (°C ou K) et τ le temps caractéristique du système (s). Le temps caractéristique du système est le temps nécessaire pour atteindre la moitié de la variation de température. On note T_0 la température de $T(t=0)$. Cette équation différentielle du premier ordre a une solution de la forme :

$$T(t) = T_{env} + (T_0 - T_{env})e^{-\frac{t}{\tau}} \quad \text{(VI-5)}$$

Cette solution est valable dans le cas d'un corps incompressible, or, l'air du système formé par la grotte Cosquer ne l'est pas et la température T_{env} finale peut être différente de la température T_{env} initiale, notamment à cause des variations de température adiabatiques liées aux variations de pression en lien avec les marées. Dans ce cas, pour ne pas faire d'an priori sur T_{env} finale, la courbe est ajustée grâce à la fonction *curve_fit* de la librairie *scipy* (Virtanen *et al.*, 2020) et permet de déterminer les paramètres T_{env} et τ.

VI.3.2 Analyses climatiques

VI.3.2.1 Convection

Dans un fluide, une convection naturelle se met en place dès lors que le fluide est chauffé par en-dessous. Le nombre de Rayleigh (Ra) est un paramètre sans dimension utilisé en dynamique des fluides pour caractériser les phénomènes de convection naturelle dans un fluide soumis à un gradient de température. Il représente le rapport entre les forces de flottabilités, qui tendent à provoquer la convection, et les forces visqueuses et diffusives, qui s'opposent à ce mouvement. Il est défini comme :

$$Ra = \frac{g\beta}{\nu\alpha}(T_s - T_\infty)L_c^3\Gamma \quad \text{(VI-6)}$$

Où g = 9,81 m.s^{-2} est l'accélération gravitationnelle, β est le coefficient de dilatation thermique volumétrique (en K^{-1}, dans le cas des gaz parfait, $\beta = \frac{1}{T}$ où T est la température moyenne du fluide en K), α est la diffusivité thermique du fluide (pour l'air α = 20.10^{-6} m^2.s^{-1}), ν est la viscosité cinématique du fluide (pour l'air, ν = 15,6.10^{-6} m^2.s^{-1}), T_s est la température de la source (K), T_∞ est la température loin de la source (K), L_c une longueur caractéristique (m) et Γ le rapport d'aspect. Les paramètres L_c et Γ dépendent de la géométrie du système. Dans le cas d'un cylindre vertical de diamètre D et de hauteur H, $L_c = D$ et $\Gamma = H/D$ (Demezhko *et al.*, 2017); dans le cas de deux plaques planes horizontales à une distance H l'une de l'autre, $L_c = H$ et $\Gamma = H/H$ (Du Puits *et al.*, 2007).

Deux géométries sont distinguées dans la Grotte Cosquer : le Grand Puits est approximé par un puits vertical de hauteur H = 35 m et de diamètre D = 7 m ; la Salle 1, que l'on suppose suffisamment grande pour ne pas être influencée par les parois verticales, peut être approximée par deux surfaces horizontales que l'on supposera, en première approximation, séparées par une hauteur H = 2,5 m.

En dessous d'un seuil critique noté Ra_c, le système est stable et les transferts thermiques sont dominés par la conduction. Au-delà, un écoulement de convection libre se met en place. Cet écoulement est d'abord laminaire puis au-delà d'un nouveau seuil, noté Ra_{turb}, devient turbulent. Dans le cas de deux plaques planes, $Ra_c \approx 1700$ (Strutt, 2009) et $Ra_{turb} \approx 4{,}8.10^3$ (Benkhelifa and Penot, 2006), dans le cas d'un conduit avec une section carré, $Ra_c \approx 152$ (Demezhko *et al.*, 2017) ou encore dans le cas d'un cylindre de ratio Γ = 0,5, $Ra_c \approx 12800$ (Catton and Edwards, 1970).

Pour des nombres de $Ra > 10^5$, l'ordre de grandeur de la vitesse du fluide V_0 (m.s^{-1}) est donnée par (Lacanette *et al.*, 2009) :

$$V_0 = \sqrt{g\beta\Delta T L_c} \tag{VI-7}$$

VI.3.2.2 Infiltration d'eau douce

Les mesures de conductivité électrique (CE) spécifique de l'eau de la grotte révèlent la présence d'eau saumâtre dans les plans d'eau à certaines périodes. Pour estimer la quantité d'eau douce infiltrée dans le massif, la CE de l'eau doit d'abord être convertie en salinité, notée S (g.kg^{-1}). La formule utilisée est la *practical salinity scale* de 1978 (Lewis, 1980) :

$$S = a_0 + a_1 R_t^{0.5} + a_2 R_t + a_3 R_t^{1,5} + a_4 R_t^2 + a_5 R_t^{2,5} + \left(\frac{T-15}{1+k(T-15)}\right)(b_0 + b_1 R_t^{0,5} + b_2 R_t + b_3 R_t^{1,5} + b_4 R_t^2 + b_5 R_t^{2,5}) \tag{VI-8}$$

Avec :

$$R_t = \frac{C_s}{42{,}914\, R_p\, r_t} \tag{VI-9}$$

Et

$$r_t = c_0 + c_1 T + c_2 T^2 + c_3 T^3 + c_4 T^4 \tag{VI-10}$$

Où T est la température (°C), R_p = 1 pour les mesures de faibles profondeurs et C_s est la CE spécifique de l'eau (mS.cm^{-1}). L'ensemble des coefficients sont résumés dans la Table VI-2.

a_0 = 0,008	b_0 = 0,0005	c_0 = 0,6766097
a_1 = -0,1692	b_1 = -0,0056	c_1 = 0,0200564
a_2 = 25,3851	b_2 = -0,0066	c_2 = 0,000110426
a_3 = 14,0941	b_3 = -0,0375	c_3 = -6,9698.10^{-7}
a_4 = -7,0261	b_4 = 0,0636	c_4 = 1,0031.10^{-9}
a_5 = 2,7081	b_5 = -0,0144	k = 0,0162

Table VI-2 : Résumé des coefficients des Eq. (VI-8) et (VI-10).

Pour de faibles profondeurs (pression proche de 1 atm), la densité de l'eau de mer ρ_{sw} (kg.m^{-3}) peut être calculée par la formule de (Millero and Poisson, 1981) :

$$\rho_{sw} = \rho_{fw} + AS + BS^{3/2} + CS \tag{VI-11}$$

Avec :

$$A = \alpha_0 + \alpha_1 T + \alpha_2 T^2 + \alpha_3 T^3 + \alpha_4 T^4 \tag{VI-12}$$

$$B = \beta_0 + \beta_1 T + \beta_2 T^2 \tag{VI-13}$$

$$C = \gamma \tag{VI-14}$$

Et où ρ_{fw} (kg.m^{-3}) est la densité de l'eau douce (Bigg, 1967) :

$$\rho_{fw} = p_0 + p_1 T + p_2 T^2 + p_3 T^3 + p_4 T^4 + p_5 T^5 \tag{VI-15}$$

L'ensemble des coefficients sont résumés dans la Table VI-3.

$\alpha_0 = 0{,}82449$	$\beta_0 = -5{,}72466.10^{-3}$	$\gamma = 4{,}8314.10^{-4}$	$p_0 = 999{,}842594$
$\alpha_1 = -4{,}0899.10^{-3}$	$\beta_1 = 1{,}0227.10^{-4}$		$p_1 = 6{,}793952.10^{-2}$
$\alpha_2 = 7{,}6438.10^{-5}$	$\beta_2 = -1{,}6546.10^{-6}$		$p_2 = -9{,}095290.10^{-3}$
$\alpha_3 = -8{,}2467.10^{-7}$			$p_3 = 1{,}001685.10^{-4}$
$\alpha_4 = 5{,}3875.10^{-9}$			$p_4 = -1{,}120083.10^{-6}$
			$p_5 = 6{,}536336.10^{-9}$

Table VI-3 : Résumé des coefficients des Eq. (VI-19) à (VI-15).

L'équation de la conservation de la masse de sel s'écrit :

$$V_{mw}\rho_{mw}S_{mw} = V_{sw}\rho_{sw}S_{sw} + V_{fw}\rho_{fw}S_{fw} \quad \text{(VI-16)}$$

Avec S_{mw} la salinité du mélange (g.kg^{-1}), S_{sw} la salinité de l'eau de mer, S_{fw} la salinité de l'eau douce (S_{fw} = 0,16 g.kg^{-1}), ρ_{mw} la densité de l'eau mélangée (kg.m^{-3}), ρ_{sw} la densité de l'eau de mer, ρ_{fw} la densité d'eau douce, V_{mw} le volume d'eau mélangée (m^3), V_{sw} le volume d'eau de mer, V_{fw} le volume d'eau douce.

L'équation de la conservation de la masse d'eau s'écrit :

$$V_{mw}\rho_{mw} = V_{sw}\rho_{sw} + V_{fw}\rho_{fw} \quad \text{(VI-17)}$$

Multiplier l'Eq. (VI-17) par S_{sw} mène à :

$$V_{mw}\rho_{mw}S_{sw} = V_{sw}\rho_{sw}S_{sw} + V_{fw}\rho_{fw}S_{sw} \quad \text{(VI-18)}$$

La soustraction de l'Eq. (VI-16) avec l'Eq. (VI-18) conduit au volume d'eau douce :

$$V_{fw} = \frac{V_{mw}\rho_{mw}(S_{sw} - S_{mw})}{\rho_{fw}(S_{sw} - S_{fw})} \quad \text{(VI-19)}$$

VI.3.2.3 Evaluation des périodes de condensation

Pour une température donnée, l'air ne peut contenir qu'une quantité limitée de vapeur d'eau (Figure VI-14). La quantité d'eau que peut contenir l'air diminue fortement avec la température. Au-delà de cette quantité maximale, l'air est dit sursaturé en vapeur d'eau et de la condensation apparait sur les parois ou un brouillard se forme. Lorsque de l'air humide approche d'une paroi plus froide, il peut passer dans la zone de sursaturation et de la condensation apparaît sur les parois (Figure VI-14). La formation de brouillard nécessite la présence de noyaux de nucléation, c'est-à-dire des particules solides sous forme d'aérosols sur lesquelles les molécules d'eau vont s'agglomérer.

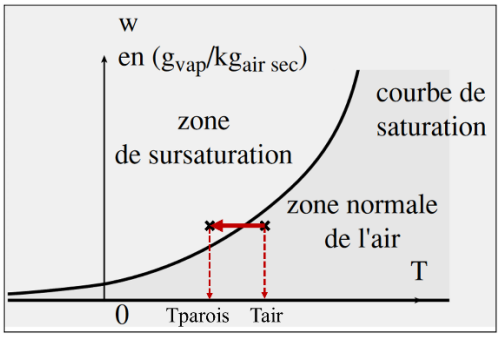


Figure VI-14 : Diagramme de l'air humide avec la courbe de saturation (modifié de Lismonde, 2002).

Dans les grottes, les débits de condensation peuvent être mesurés à l'aide d'un « capteur de condensation » (de Freitas and Schmekal, 2006), mais en pratique, ces mesures sont extrêmement rares. Des relations permettent d'estimer le débit massique surfacique de vapeur d'eau C ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) (Lismonde, 2002; de Freitas and Schmekal, 2006) mais ne sont applicables que pour des géométries et conditions données. Plus couramment, la condensation ou ses effets sont observés directement (Bigot *et al.*, 2022) ou bien les périodes propices à la condensation sont estimées à partir des mesures de température de l'air, de la roche, et de l'humidité relative de l'air à l'aide d'un hygromètre (Bourges *et al.*, 2014; Frouin and Touron, 2022b; Lacanette *et al.*, 2023). Dans les zones éloignées de l'entrée des grottes ou dans celles présentant des échanges limités avec l'extérieur, l'atmosphère souterraine est en permanence proche de la saturation en vapeur d'eau (Perry, 2013; Guerrier *et al.*, 2019; Frouin and Touron, 2022b). Cette humidité peut provenir de l'apport d'air humide, notamment en été, mais aussi d'infiltrations d'eau météorique (Badino, 2010; Perry, 2013; Guerrier *et al.*, 2019).

Dans le cas de la grotte Cosquer, l'omniprésence des plans d'eau constitue une source additionnelle de vapeur d'eau. Il est donc raisonnable de supposer que l'atmosphère de la grotte est en permanence proche de la saturation. Similairement à la méthode employée par Houillon *et al.* (2017), les périodes favorables à la condensation peuvent être déterminées en comparant les températures de l'air T_a et des parois T_p :

- Lorsque $T_a < T_p$, il y a un risque d'assèchement des parois par évaporation ;
- Lorsque $T_a > T_p$, il y a un risque de condensation sur les parois.

VI.3.2.4 Le radon

La concentration théorique en ^{222}Rn dans l'air de la grotte est donnée par la formule (Perrier *et al.*, 2024) :

$$\frac{S_p}{V_a}\Phi_p = C_a(\lambda_{222} - \lambda_a) \quad \text{(VI-20)}$$

$$C_a = \frac{S_p}{V_a}\frac{\Phi_p}{\lambda_{222} - \lambda_a} \quad \text{(VI-21)}$$

Où S_p est la surface des parois (m^2), V_a est le volume d'air (m^3), Φ_p est le flux de radon à la surface de la roche ($Bq.m^{-2}.s^{-1}$), λ_{222} est la constante de désintégration du ^{222}Rn ($2{,}10.10^{-6}.s^{-1}$) et λ_a est le taux de renouvellement de l'air de la grotte (s^{-1}). En l'absence de ventilation, Φ_p = 20.10^{-3} $Bq.m^{-2}.s^{-1}$ pour la surface d'une paroi calcaire (Perrier *et al.*, 2024). Le taux de renouvellement de l'air λ_a a été estimé au §III.2.6.2 et est compris entre $2{,}5.10^{-8}$ et $1{,}3.10^{-7}$ s^{-1}. Pour V_a et S_p, deux hypothèses géométriques sont considérées :

- Hypothèse 1 : la mesure de radon dans la Salle 1 est uniquement représentative de la concentration en radon de la partie inférieure de la grotte (Salles 1 et 2). Dans ce cas, V_a est le volume total des salles 1 et 2 estimé au §III.2.6.1 et $V_a \approx 3100$ m^3. La surface des parois n'étant pas connue, le problème est simplifié en considérant

que les salles 1 et 2 forment un pavé droit de 35 m de côtés et 2,5 m de haut. La surface est alors de 2800 m² auxquels sont retirés la surface des plans d'eau, arrondies à 1000 m², menant à une surface totale de paroi $S_p \approx 1800$ m² ;

- Hypothèse 2 : la mesure de radon dans la Salle 1 est représentative de la concentration en radon de l'ensemble de la grotte. Dans ce cas, les volumes et surfaces du Grand Puits et du conduit supérieur sont à considérer. Le Grand Puits est approximé par un cylindre de 35 m de haut et de 7 m de diamètre, donnant un volume de 1350 m³ (cf. §III.2.6.1) et une surface de 770 m². Le conduit supérieur est approximé par un cylindre d'une longueur de 90 m et d'un diamètre moyen de 4 m, donnant un volume de 1130 m³ (cf. §III.2.6.1) et une surface de 1130 m². En additionnant les volumes et les surfaces des trois espaces (Salles 1 et 2, Grand Puits et conduit supérieur), $V_a \approx 5580$ m³ et $S_p \approx 3700$ m².

Évidemment, la surface est largement sous-estimée pour chacune des hypothèses, mais ces calculs sont proposés comme une première approximation.

VI.4 Température dans la grotte et facteurs d'influence

VI.4.1 Facteurs d'influence sur les température dans la grotte

Pour évaluer les différents facteurs d'influence de la température de l'air de la grotte, une matrice de corrélation entre les température de l'air et de l'eau à l'intérieur et à l'extérieur de la grotte et de la roche dans la grotte est construite (Figure VI-15). La température de l'air dans la Salle 1 a une corrélation maximale avec la température de la roche mesurée en haut de la plage (0,99) ce qui suggère la présence d'un équilibre entre la température de l'air et de la roche. La température de l'air est aussi fortement corrélée avec la température de l'eau dans la Salle 1 et dans le Grand Puits (respectivement 0,84 et 0,79). La similarité de ces coefficients s'explique par la connexion hydraulique entre les deux plans d'eau, confirmée par leur propre corrélation très élevée de 0,98. La température de l'air de la Salle 1 n'est pas corrélée avec la température de l'air extérieure et a une corrélation très limitée avec la température de la mer. Cependant, les températures de l'eau dans la Salle 1 et le Grand Puits ont, elles, une corrélation marquée (entre 0,65 et 0,73) avec les températures peu profondes de la mer (entre 5 et 15 m de profondeur). La température de l'air au débarcadère, par sa proximité immédiate avec la mer présente de fortes corrélations avec l'ensemble des températures marines (de 0,7 à 0,92) et des plans d'eau (de 0,81 à 0,87). Elle est également plus exposée à l'air extérieur, ce qui se traduit par une corrélation plus élevée avec la température de l'air extérieure (0,62).

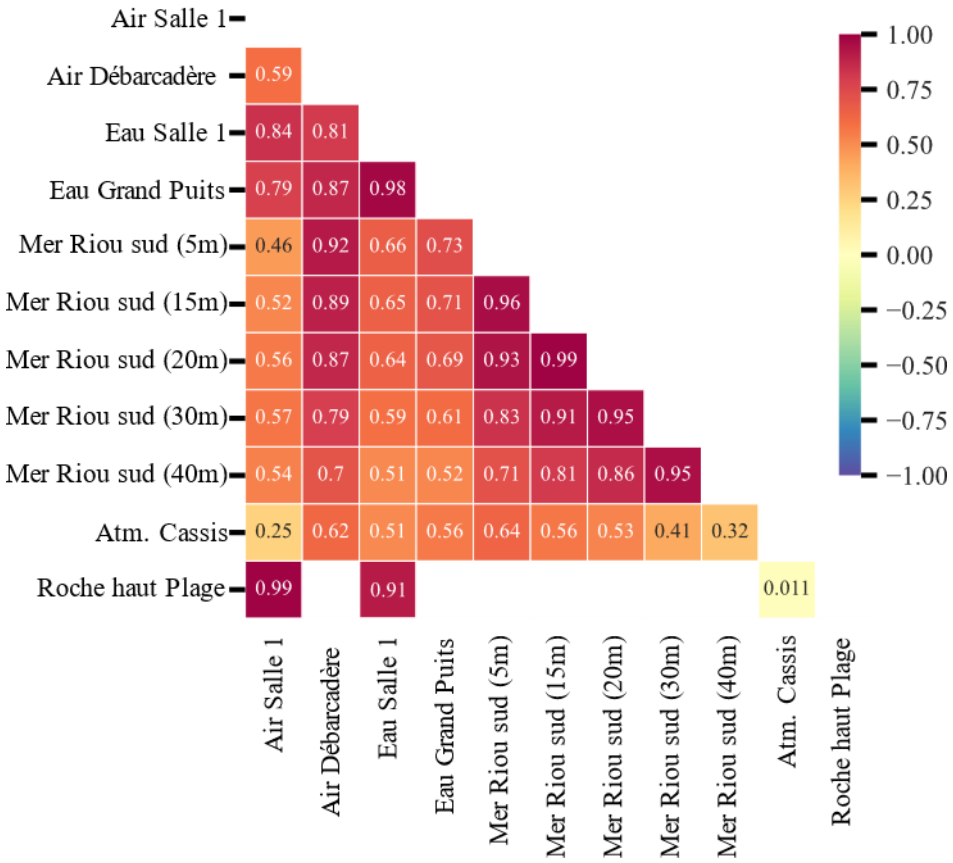


Figure VI-15 : Matrice de corrélation linéaire des températures de l'air, de la roche et de l'eau dans la grotte, de la température atmosphérique mesurée à Cassis et de la température de la mer au site de Riou-sud. Dans chaque cellule de la matrice est écrit la corrélation entre les deux variables (verticale et horizontale). La couleur illustre ce score de corrélation : une couleur qui tend vers le rouge indique une corrélation, vers le bleu une anti-corrélation et jaune une absence de corrélation.

Les mesures de CE montrent que l'eau de la grotte est majoritairement composée d'eau de mer. Sa température suit étroitement celle de la mer pendant la majeure partie du temps. Cependant, une baisse rapide de la température de l'eau, observée lors d'épisodes d'upwelling de quelques jours, révèle une circulation importante entre l'intérieur de la grotte et l'environnement marin (la question du renouvellement des plans d'eau est abordée au §VI.6). De plus, le corrélogramme croisé entre les températures de l'eau et de la mer met en évidence un faible retard moyen, confirmant leur forte interconnexion (Figure VI-16).

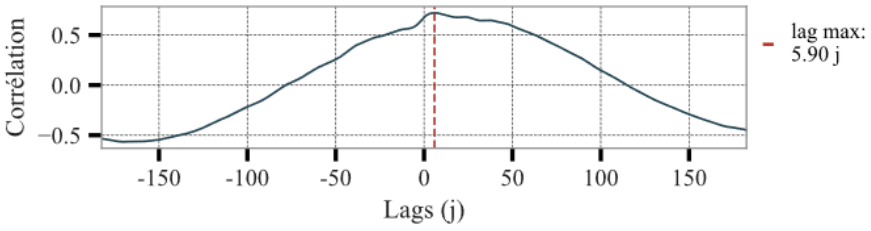


Figure VI-16 : Corrélogramme croisé de la température de la mer mesurée sur le site de Riou-Sud à une profondeur de 5 m et la température de l'eau dans la Salle 1.

Au Petit Puits, la température de la roche suit de près celle de l'eau (Figure VI-17), avec une amplitude annuelle légèrement atténuée. Les variations les plus importantes de la température des plans d'eau sont rapidement transmises à la roche, indiquant un contrôle dominant de l'eau sur la température de la roche. En haut de la plage, les fluctuations de température de la roche présentent une amplitude plus faible et un léger retard (environ deux semaines) sur celle au Petit Puits. Cette modulation et ce déphasage sont attribués à la plus grande inertie thermique due à la distance plus importante par rapport aux plans d'eau.

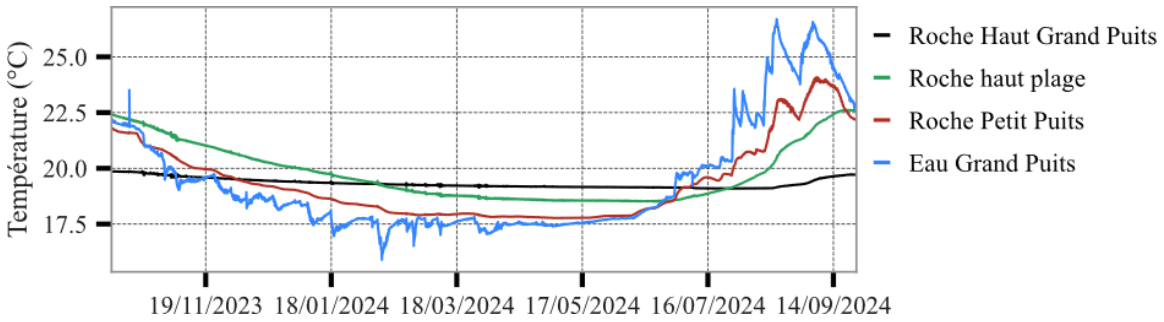


Figure VI-17 : Série temporelle de la température de la roche en haut du Grand Puits (noir), en haut de la plage dans la Salle 1 (vert) et au Petit Puits (rouge) et la température de l'eau au Grand Puits (bleu) entre le 05/10/2023 et le 25/09/2024.

En haut du Grand Puits, la sonde est trop éloignée des plans d'eau pour être directement influencée. Les variations thermiques y sont probablement dues à des processus de conduction depuis la surface (voir §VI.5) et de convection à travers la cavité.

La température de l'air (mesurée à environ 25 cm du sol) est toujours très proche de celle de la roche, que ce soit au Petit Puits (Figure VI-18A), en haut de la plage (Figure VI-18B) ou en haut du Grand Puits. De la même façon, la température en haut du conduit supérieur reste extrêmement proche de la température de la roche en haut du Grand Puits. Cela montre que la température de la roche contrôle celle de l'air, qui atteint rapidement un équilibre thermique local. Cette hypothèse est renforcée par les mesures sous le panneau des pingouins, à une distance intermédiaire des plans d'eau par rapport au Petit Puits et au haut de la plage, où les variations de température de l'air sont intermédiaires : moins marquées qu'au Petit Puits, mais plus importantes qu'en haut de la plage. Ces observations confirment un transfert thermique des plans d'eau à la roche, qui impose ensuite sa température à l'air environnant. À proximité des plans d'eau, la température de l'air est directement influencée par celle de l'eau (Figure VI-18C).

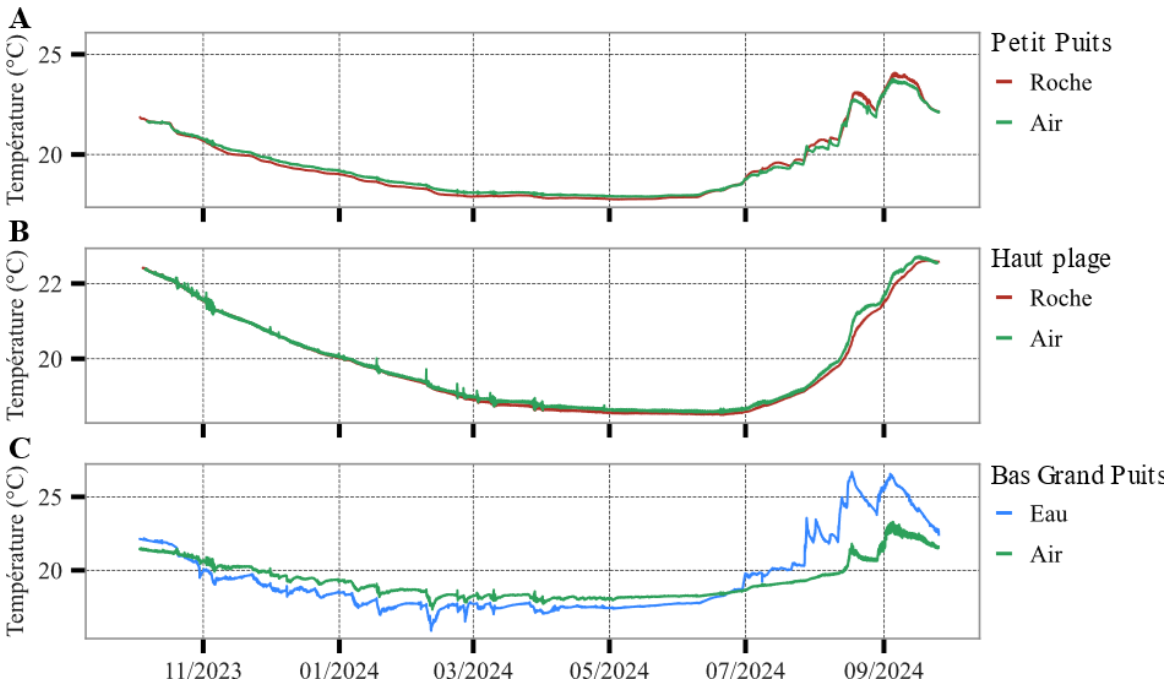


Figure VI-18 : Série temporelle entre le 05/10/2023 et le 25/09/2024 de la température de l'air (vert) et de la roche (rouge) et de l'eau (bleu) (A) au Petit Puits ; (B) en haut de la plage et (C) en bas du Grand Puits.

VI.4.2 Évolution de la température de l'air

Les huit années de mesures montrent une tendance à la hausse des températures moyennes et maximales de l'air de la grotte (Figure VI-19). Ces tendances sont corroborées par le *Yue and Wang Modified MK Test* qui valide statistiquement l'hypothèse de tendances à la hausse des températures (températures moyennes : $p = 0{,}003$ et maximales $p = 9\ 10^{-7}$, pour un seuil à 0,05). La pente de régression linéaire donne une augmentation moyenne de $0{,}33 \pm 0{,}28$ °C/an. Cette augmentation, bien qu'impressionnante, doit être prise avec grande prudence au vu de l'incertitude associée et devra être consolidée par la poursuite du suivi hydroclimatique. Pour comparaison, à la grotte de Gargas, l'augmentation de la température est de 0,36 °C à 0,69 °C/décade, à la grotte de Marsoulas l'augmentation est de 1,09 °C/décade, supérieure à l'augmentation de la température globale de la terre de 0,4 °C/décade (Bourges and Enjalbert, 2020). Il n'y a pas suffisamment d'éléments pour conclure d'une augmentation des températures minimales. De 2014 à 2022 (dernière année de données de température de la mer disponible), il n'y a pas eu d'élévation visible de la température de la mer. Ces deux dernières années ont pourtant été marquées par des records de température en Méditerranée (Copernicus, 2024), pouvant expliquer la tendance dans la grotte. Ce point pourra être investigué plus longuement grâce aux données les plus récentes de température de la mer et à l'étude de la longueur des périodes de fortes chaleurs, pouvant laisser plus de temps à la grotte pour se réchauffer.

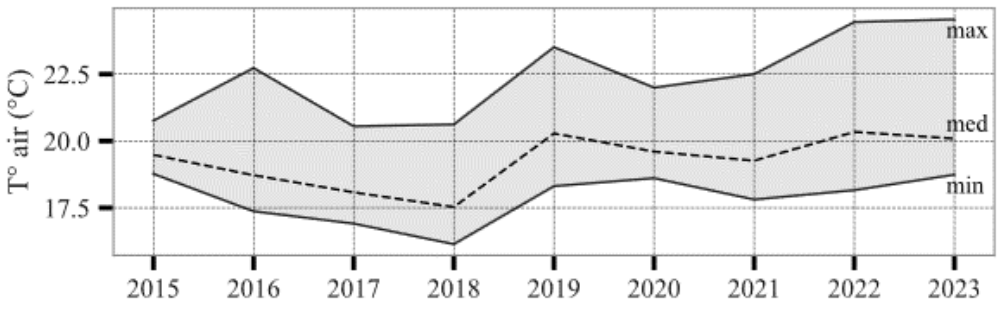


Figure VI-19 : Évolution de la température minimale, médiane et maximale de l'air mesurée dans la Salle 1 pour les années 2015 à 2023.

VI.5 Conduction thermique depuis la surface du massif

Une variation annuelle de la température de la roche de 0,78 °C est observée en haut du Grand Puits. La conduction thermique à travers le massif peut être une partie de l'explication de cette variation. L'effet de la conduction au travers du massif est évalué pour deux profondeurs :

- 10 m, soit environ la profondeur du haut du Grand Puits ;
- 40 m, soit environ la profondeur des secteurs ornés.

La conduction dans le massif dépend de la diffusivité thermique du milieu, de l'amplitude et de la fréquence de la variation thermique extérieure. Dans le cas d'un massif calcaire de diffusivité thermique $\kappa = 0{,}606.10^{-6}$ m^2.s^{-1}, la longueur de l'onde thermique (Eq. (VI-1)) d'une oscillation thermique journalière (24h) est de $\lambda_j = 0{,}81$ m et $\lambda_a = 15{,}50$ m dans le cas d'une oscillation annuelle (365 j). Pour une oscillation journalière, la longueur d'onde étant plus de 10 fois plus faible que la profondeur minimale de la grotte (~10 m), elle n'est donc pas considérée. Dans de la roche calcaire soumise à une oscillation thermique d'une période d'un an, l'atténuation thermique est de $\varsigma = 98{,}3$ % à 10 m de profondeur et de $\varsigma = 100$ % à 40 m (Eq. (VI-2)). Cette dernière profondeur n'est donc pas considérée. Considérons trois scénarios d'amplitude annuelle de la température à la surface du massif :

- $\Delta T = 36{,}76$ °C, l'amplitude annuelle moyenne mesurée à Cassis, se traduit par une variation de 0,64 °C;
- $\Delta T = 38{,}90$ °C, l'amplitude annuelle maximale (observée depuis 2014) se traduit, elle, par une variation de 0,66 °C à 10 m de profondeur ;
- Les températures mesurées par Météo-France, réalisées sous abri, ne reflètent pas pleinement celles du Cap Morgiou, exposé directement au soleil et peu végétalisé. On peut donc supposer une amplitude thermique plus élevée à la surface de ce cap qu'à Cassis. En l'absence de mesures locales, un scénario estimant une amplitude annuelle de 50 °C à la surface indique une variation de température de 0,87 °C à 10 m de profondeur.

Ces amplitudes théoriques de la température de la roche en haut du Grand Puits sont proches de l'amplitude réelle mesurée à sa surface de 0,78 °C. La variation de la

température de la roche en haut du Grand Puits pourrait donc être expliquée, au moins en partie, par les effets conductifs dans le massif. Cependant, le déphasage engendré à 10 m de profondeur est de 232° (Eq. (VI-3)), soit un décalage de plus de 6 mois, or ce décalage entre la température de la roche et de l'air n'est pas observé. Il est donc peu probable que cette variation de température soit principalement due à de la conduction dans le massif. Les effets convectifs et la condensation dans la grotte devraient être une meilleure option à considérer pour expliquer les variations de la température de la roche en haut du Grand Puits. Cependant, tout juste un an de données étant disponible, la poursuite du suivi permettrait de vérifier ce résultat.

VI.6 Pluie et renouvellement des plans d'eau

VI.6.1 Infiltration d'eau douce

La baisse de la CE à certaines périodes traduit la présence d'eau saumâtre dans la grotte, au moins dans les couches proches de la surface, ce qui témoigne d'un apport d'eau douce pouvant provenir des eaux de condensation ou de précipitations. Les fortes baisses de la CE font toujours suite à des précipitations et suggèrent une rapide infiltration des eaux météoriques, mais sont dans certains cas concomitantes aux variations des plans d'eau. Dans ce deuxième cas, la baisse de la CE serait associée à la baisse des plans d'eau, la sonde passe alors d'une couche d'eau salée à une couche supérieure d'eau plus douce et inversement lorsque le niveau d'eau remonte. Ce saut en conductivité traduit la présence à certaines périodes d'une halocline dans la grotte (l'eau douce se trouvant à la surface), d'autant plus visible lorsque la sonde se trouve à la frontière des masses d'eau : la CE varie au rythme des marées (ex : juillet 2018, Figure VI-20A).

L'Eq. (VI-19) permet d'estimer le volume d'eau douce nécessaire à la baisse de la CE. Deux périodes sont utilisées pour illustrer son application : (1) du 11 au 14 avril 2018 et (2) du 24 au 28 février 2024.

- Dans le cas (1), la CE est de 53,19 mS.cm^{-1} (S_{sw} = 35,09 g.kg^{-1} pour une eau à 15,5 °C, Eq. (VI-10)) le 10/04/2018. Entre le 10/04 et le 13/04/2018, 126 mm de précipitations cumulés sont enregistrés, entraînant une baisse de la CE à 27,44 mS.cm^{-1} (S_{mw} = 16,47 g.kg^{-1} et ρ_{mw} = 1011.61 kg.m^{-3} pour une eau à 16,46 °C) mesuré le 13/04/2018. À ce moment-là, la sonde était à 1,17 m de profondeur, soit un volume minimal de la lentille de 989 m^3. L'application de L'Eq. (VI-19) avec ces paramètres donne un volume d'eau douce V_{fw} = 523 m^3, soit un débit d'eau douce de 10,9 m^3.h^{-1} (en considérant une période d'infiltration de 48 h). En rapportant ce volume aux précipitations cumulées, on obtient une surface de 4150 m^2, représentant le bassin versant minimal théorique nécessaire pour apporter cette quantité d'eau, inférieur au bassin versant estimé pour le massif (Figure VI-22) ;
- Dans le cas (2), la CE était de 51,73 mS.cm^{-1} (S_{sw} = 34,01 g.kg^{-1}, Eq. (VI-10)) jusqu'au 25/02/2024. Entre le 24 et 27/02/2024, un cumul de précipitations de 94,5 mm a été enregistré, entraînant une baisse de la CE à 38,37 mS.cm^{-1} (S_{mw} = 24,37 g.kg^{-1} et ρ_{mw} = 1016.94 kg.m^{-3} pour une eau à 17,74 °C) le

28/02/2024. À ce moment-là, la sonde était à 1,27 m de profondeur, soit un volume minimal de la lentille de 1073,96 m³. L'application de L'Eq. (VI-19) avec ces paramètres donne un volume d'eau douce V_{fw} = 311 m³, soit un débit d'eau de 6,5 m³.h^{-1} (période d'infiltration de 48 h). En rapportant ce volume aux précipitations cumulées, on obtient une surface de 3291 m², représentant le bassin versant minimal théorique nécessaire pour apporter cette quantité d'eau.

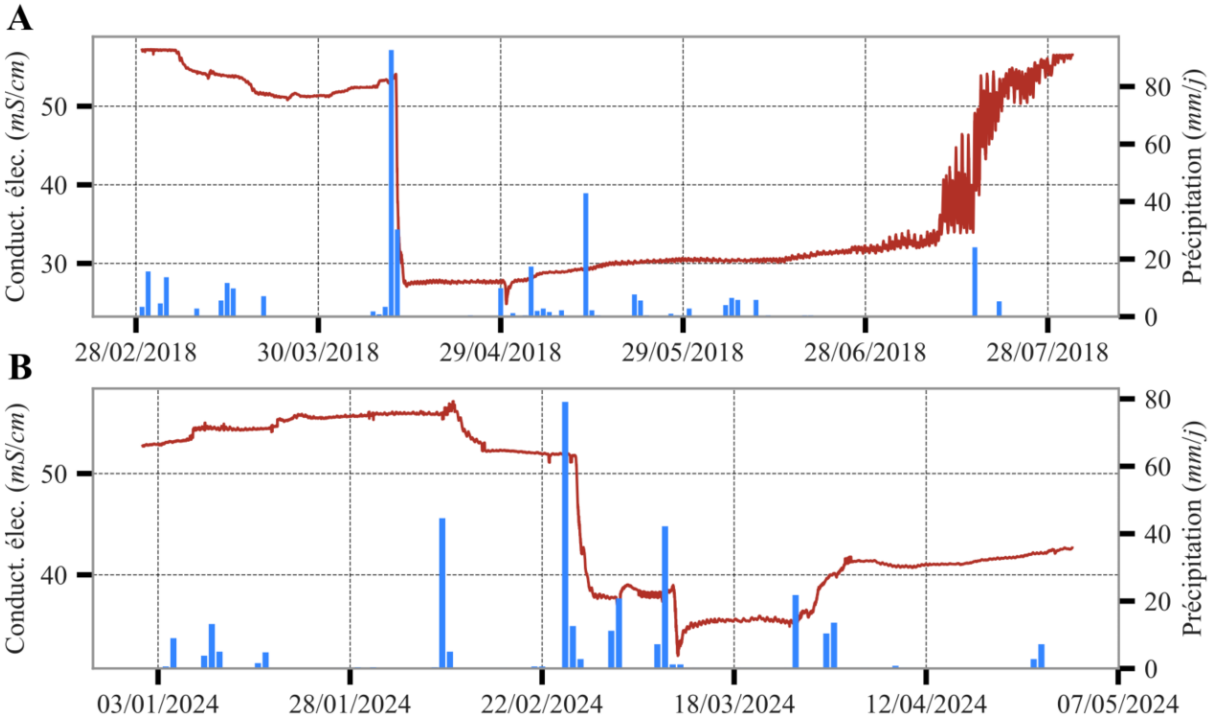


Figure VI-20 : Série temporelle de la conductivité électrique (mS.cm^{-1}) mesurée dans la Salle 1 et des précipitations cumulées journalières (mm/j) (A) entre le 01/03/2018 et le 01/08/2018 et (B) entre le 01/01/2024 et le 01/05/2024.

Cette eau douce a pour principale origine des eaux météoriques, la baisse de conductivité faisant toujours suite à de fortes précipitations. De plus, l'estimation de la surface du bassin versant nécessaire à l'apport de cette quantité d'eau est cohérente avec la surface du massif au-dessus de la grotte (Figure VI-22A). Également, la grotte n'est reliée à aucun réseau d'eau douce (ni souterrain, ni de surface). Cependant, cette hypothèse devra être confirmée par des analyses, une partie de l'eau douce pouvant également provenir de la condensation. L'infiltration de la pluie est très rapide (entre 2 et 4 jours) et se fait aussi bien dans la Salle 1 que dans le Grand Puits. Des stalactites actives sont présentes dans la grotte et peuvent être des points d'arrivées d'eau dans la grotte. Cependant, au vu des volumes d'eau douce impliqués, du ruissellement devrait être visible sur les zones émergées, ce qui n'a pas encore été observé, de ce fait, une hypothèse est que l'arrivée d'eau se fait par infiltration dans les parois jusqu'au niveau des plans d'eau (Figure VI-22B et C).

VI.6.2 Renouvellement des plans d'eau

La Grotte Cosquer est hydrauliquement connectée à la mer, non seulement par les conduits connus par les plongeurs, mais également par les différents vides du massif sous la surface (fissures, porosité, karst). Les plans d'eau dans la grotte sont alors remplis d'eau de mer. Naturellement, des échanges se mettent en place avec l'extérieur. Les variations de température en sont un bon indicateur (Fidelibus and Pulido-Bosch, 2018). La température de l'eau dans la grotte suit ainsi de près celle de la mer, illustrant un renouvellement rapide et constant, avec un faible délai de variation qui suggère des circulations aisées via de larges ouvertures (fissures perméables et conduits karstiques), l'agitation de la mer et le brassage des marées pouvant accélérer ces échanges.

Alors que des intrusions salines peuvent se produire jusqu'à quelques centaines de mètres de profondeur (Arfib and Charlier, 2016), dans le cas présent, les échanges semblent se limiter aux 15 premiers mètres de profondeur : les gradients verticaux de température de la mer (Figure VI-11) peuvent être importants, notamment l'été, où la température de l'eau dans la grotte monte régulièrement au-dessus de la température de la mer à -15 m (Figure VI-21). De plus, le faible décalage temporel entre les variations de température de la mer et celles de l'eau dans la grotte (Figure VI-16) suggère un cheminement rapide et relativement direct. Ces observations excluent donc un renouvellement de l'eau de mer par le conduit situé à -35 m.

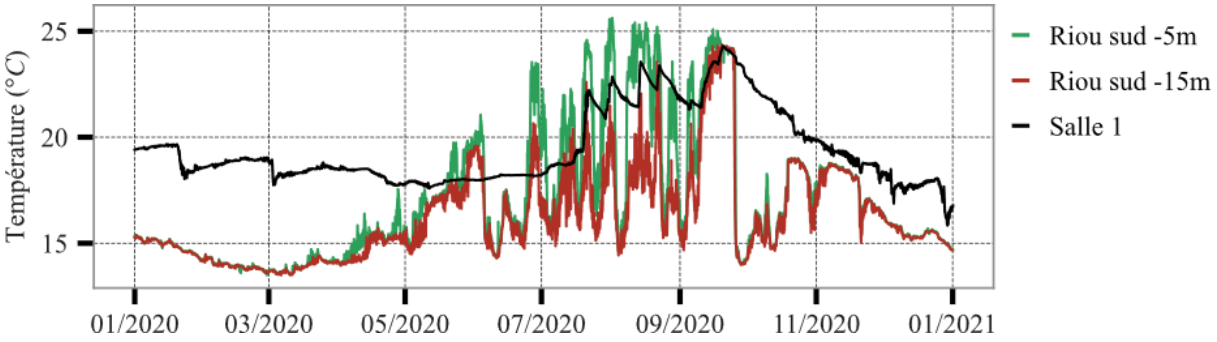


Figure VI-21 : Séries temporelles de la mesure de température de la mer à Riou-sud à -5 m (vert) et -15 m (rouge) et dans la Salle 1 de la grotte (noir).

Le renouvellement de l'eau n'est cependant pas permanent. Pendant l'automne et l'hiver, les infiltrations d'eau douce entraînent la formation d'une lentille d'eau saumâtre qui flotte au-dessus de l'eau de mer (Figure VI-22B), créant une séparation nette entre les deux masses d'eau. La présence de cette lentille entraîne la stabilisation de la température de l'eau, parfois même une légère hausse, et interrompt ainsi le renouvellement des couches d'eau de surface de la grotte. En l'absence de précipitations, cette lentille saumâtre se dilue progressivement jusqu'à disparaître, moment où le renouvellement de l'eau reprend (Figure VI-22C). La lentille d'eau saumâtre, présente de l'automne au printemps, limite la baisse de la température de l'air dans la grotte en hiver, la température de l'eau dictant la température de la grotte (§VI.4.1). En effet, cette lentille d'eau saumâtre a une température plus forte et plus stable que celle de la mer durant l'hiver (Figure VI-21).

Également, le mélange de l'eau saumâtre et de l'eau de mer peut accroître la dissolution des carbonates, une réaction chimique potentiellement dommageable pour la conservation des œuvres (Drever, 1997). Ce phénomène est en dehors du cadre de ce travail et nécessite une étude approfondie pour évaluer les risques que ce mélange pourrait poser à l'intégrité des parois ornées de la grotte.

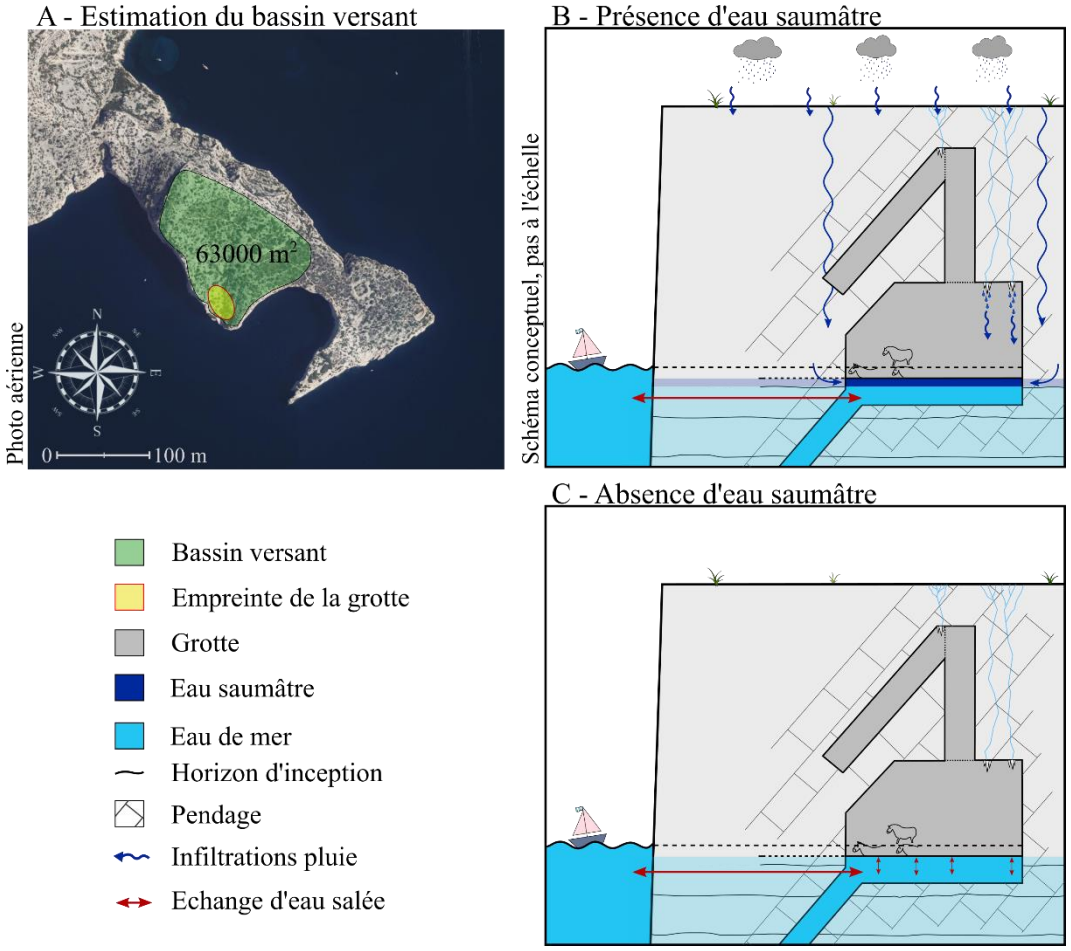


Figure VI-22 : (A) Photo aérienne du cap Morgiou, l'empreinte approximative de la grotte est en jaune et l'estimation du bassin versant est délimitée en vert ; (B) Schéma conceptuel de l'échange de l'eau salée avec la mer avec la présence d'eau saumâtre et (C) sans la présence d'eau saumâtre.

VI.7 Convections et mouvements d'air dans la grotte

Des mouvements convectifs dans la grotte Cosquer se mettent en place lorsque des masses d'air froid sont au-dessus de masses d'air chaud, qui varie selon l'altitude et la saison. Ces dynamiques sont caractérisées par le nombre de Rayleigh (Eq. (VI-6)), qui dépend de la géométrie de chaque zone de la grotte. Celle-ci est divisée en deux configurations distinctes :

- **Le Grand Puits**, assimilé à un puits vertical de 35 m de hauteur et de 7 m de diamètre. En été, une convection turbulente active s'étend sur l'ensemble du Grand Puits, limité seulement peut-être par le rétrécissement au milieu du Grand Puits, jusqu'au début de l'hiver, tandis qu'une stratification des masses d'air s'installe le reste de l'année, particulièrement dans sa partie inférieure. En revanche, dans la moitié supérieure du

Grand Puits, la convection persiste toute l'année, atteignant son maximum en été et en automne. Cela se traduit d'ailleurs par une forte oscillation de la température en bas et au milieu du Grand Puits (Figure VI-3) caractéristique d'une convection naturelle très active (Demezhko *et al.*, 2017). En été, la température de l'eau au bas du Grand Puits, plus élevée que la température de l'air dans l'ensemble du Grand Puits, exerce une influence majeure. En hiver, cependant, la température de l'air au milieu du Grand Puits, plus élevée qu'en haut, devient le principal moteur, probablement en raison d'une température de la roche plus élevée à cet endroit qu'aux niveaux supérieur et inférieur (la température de l'air tendant à s'équilibrer avec celle de la roche). Dans la partie inférieure, une convection intense est alimentée par la température élevée de l'eau en été.

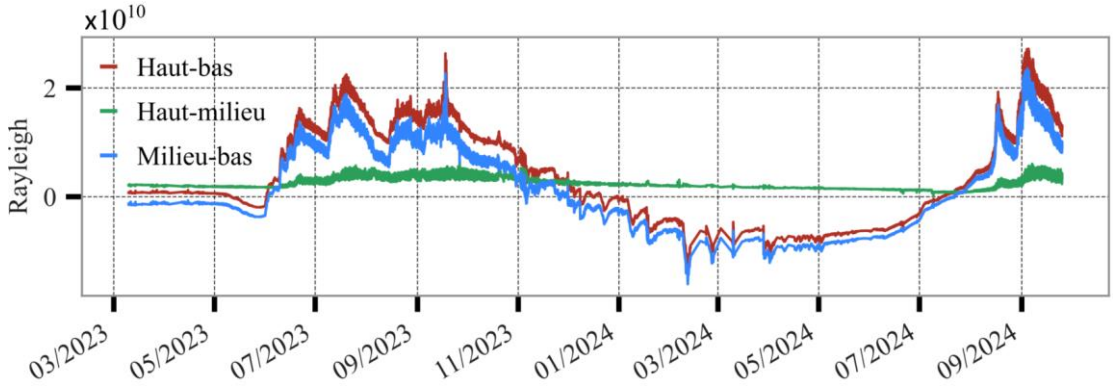


Figure VI-23 : Nombre de Rayleigh calculé entre le haut et le bas du Grand Puits (rouge), le milieu et le haut du Grand Puits (vert) et le bas et le milieu du Grand Puits (bleu) entre le 08/03/2023 et le 25/09/2024. Des mouvements convectifs se mettent en place pour des Ra > Ra_c ≈ 12800.

- **Les Salles 1 et 2**, modélisées par deux plaques horizontales espacées de 2,5 m. En été, la convection est particulièrement active dans les zones ornées (calculée entre la température de l'eau mesurée sur la bouée et la température de l'air des différentes points considérés) de mi-juin à fin septembre. Une stratification des masses d'air se met en place tout au long de l'hiver et du printemps (Figure VI-25A).

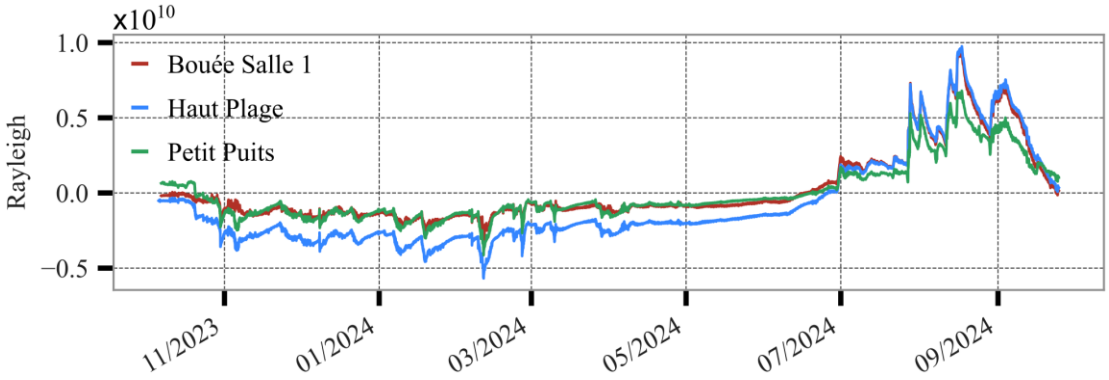


Figure VI-24 : Nombre de Rayleigh calculé entre la température de l'eau et de l'air à la bouée dans la Salle 1 (rouge), entre la température de la roche et de l'air en haut de la plage (bleu), entre la température de la roche et de l'air au PP (vert) et entre la température de l'eau à la bouée et de l'air en haut de la plage (jaune). Des mouvements convectifs se mettent en place pour des Ra > Ra_c ≈ 1700.

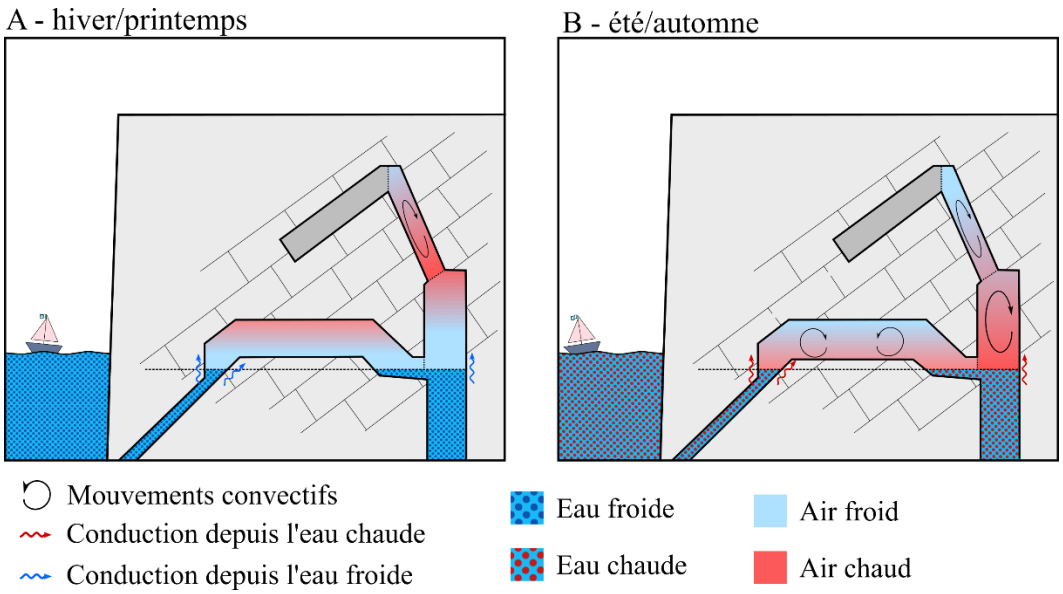


Figure VI-25 : Schémas conceptuels des déplacements d'air dans la grotte (A) en hiver et au printemps et (B) en été et à l'automne.

VI.8 Périodes de condensation

Les différences de température entre l'air et la roche, relevées du 3 octobre 2023 au 25 septembre 2024, sont présentées sur la Figure VI-26. Une période est considérée comme favorable à la condensation lorsque la température de l'air est supérieure à celle de la roche.

En haut du Grand Puits, la période propice à la condensation s'étend de mi-août à fin octobre, tandis que le reste de l'année est marqué par des conditions favorisant l'évaporation (Figure VI-26A). Lors des événements de mise en pression, des épisodes ponctuels favorables à la condensation peuvent également survenir et peuvent être dus à l'entrée d'air plus chaud ou à une augmentation de la température par des effets de compression adiabatique.

Au milieu du Grand Puits, là où le puits rétrécit, bien que la température de la roche n'y soit pas mesurée, la convection intense observée en été (Figure VI-23) suggère une activité de condensation importante. Cette hypothèse est renforcée par des observations géomorphologiques révélant une dissolution marquée des concrétions et de l'encaissant calcaire sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur.

Au sol du Petit Puits, la condensation peut avoir lieu de mi-octobre à début juillet (Figure VI-26C). Pendant l'été, plusieurs épisodes courts propices à la condensation ont été observés sur les courbes. Bien que les données de température marine manquent pour cette période, la durée de ces épisodes (moins d'une semaine) et leur fréquence élevée (six occurrences en deux mois) correspondent aux caractéristiques des upwellings observés les années précédentes. L'hypothèse alternative d'une influence des entrées d'air dans la grotte peut être écartée, car ces dernières n'affectent pas la température au point Petit Puits et surviennent très rarement durant cette saison. Il est donc probable que ces périodes estivales favorables à la condensation soient dues aux upwellings, où

une baisse de la température de la mer entraîne temporairement une diminution de la température de la roche. En haut de la plage dans la Salle 1, les conditions semblent rester favorables à la condensation au sol presque toute l'année (Figure VI-26B).

Enfin, bien que les températures des plafonds des Salles 1 et 2 ne soient pas mesurées, un gradient de température vertical orienté vers le haut est observé durant l'été, lorsque l'eau de mer réchauffe la roche (Figure VI-6). Ce gradient est associé à une convection active (Figure VI-24), créant des conditions favorables à la condensation dans ces zones en cette saison. Ces plafonds sont riches en représentations graphiques et sont donc des zones à risques. L'installation de sondes mesurant la température de l'air et de la roche au plafond n'étant pas commode dans des zones aussi sensibles, l'installation de sondes à mi-hauteur dans le Grand Puits, à la même altitude que les plafonds des salles ornées, ou a minima en complément de la mesure de la température de l'air au milieu du Grand Puits, permettrait d'en savoir plus.

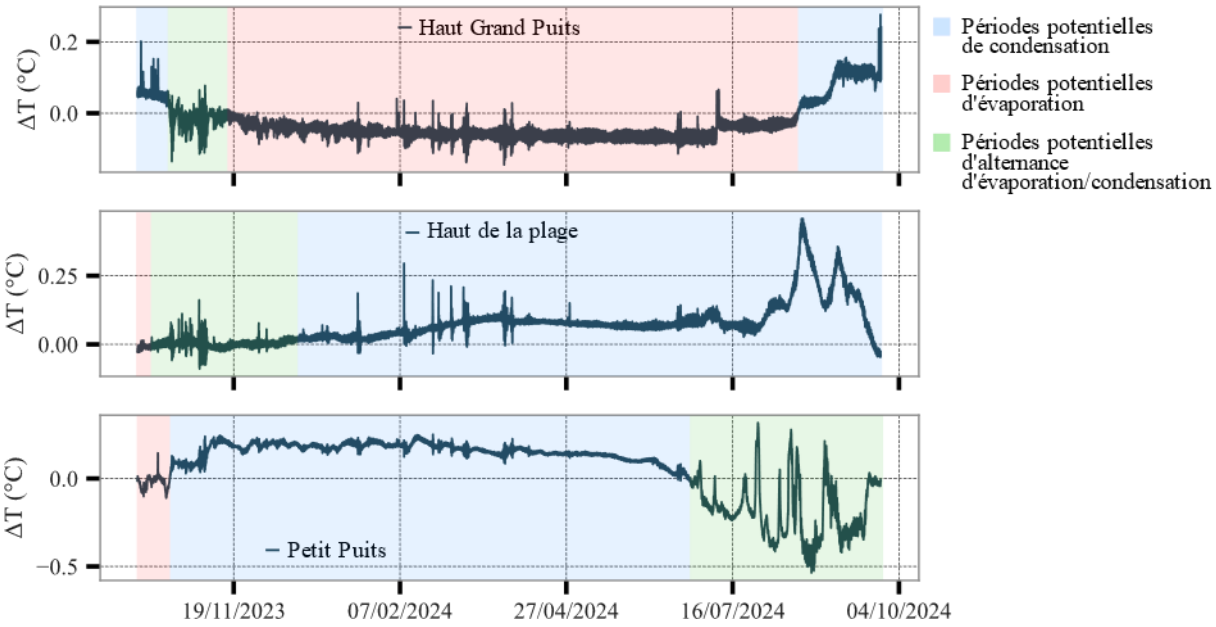


Figure VI-26 : Différence entre la température de l'air et de la roche (A) en haut du Grand Puits ; (B) en haut de la plage et (C) au Petit Puits du 03/10/2023 au 25/09/2024. Les périodes de potentielles condensation aux parois sont indiquées en bleues, les périodes d'évaporation en rouge et les périodes d'alternances en vert.

VI.9 Présence de radon et renouvellement de l'air de la grotte

Dans les environnements souterrains, la concentration de ^{222}Rn est souvent caractérisée par une grande variation temporelle, principalement due aux changements saisonniers de la ventilation naturelle (Hakl *et al.*, 1996; Perrier and Richon, 2010). Le radon est produit dans les pores de la roche puis transporté par diffusion moléculaire ou par advection, sa concentration dépend donc également de la production de ^{222}Rn de la roche, de la connectivité des pores et de la présence de fractures (Nilson *et al.*, 1991) ainsi que les conditions thermo-hygrométriques du milieu (Fernandez-Cortes *et al.*, 2013; Nojarov *et al.*, 2020).

VI.9.1 Renouvellement de l'air

Sur les 8 mois de mesures réalisées avec la sonde Barasol, la concentration en radon ^{222}Rn a peu varié, bien que le signal présente un bruit significatif. Une baisse notable a été enregistrée entre le 21/10 et le 10/11/2023, où la concentration moyenne est passée de 320,9 Bq.m^{-3} (calculée du 10 au 19/10/2023) à 234,5 Bq.m^{-3}. Cette période correspond à une succession d'événements de mise en pression. Dans cet environnement confiné, cette diminution pourrait s'expliquer par deux mécanismes principaux :

- Dilution de l'air de la grotte par apport d'air extérieur, introduit lors des événements de mise en pression ;
- Augmentation du volume de la cavité liée à la baisse du niveau des plans d'eau, réduisant ainsi la concentration de radon.

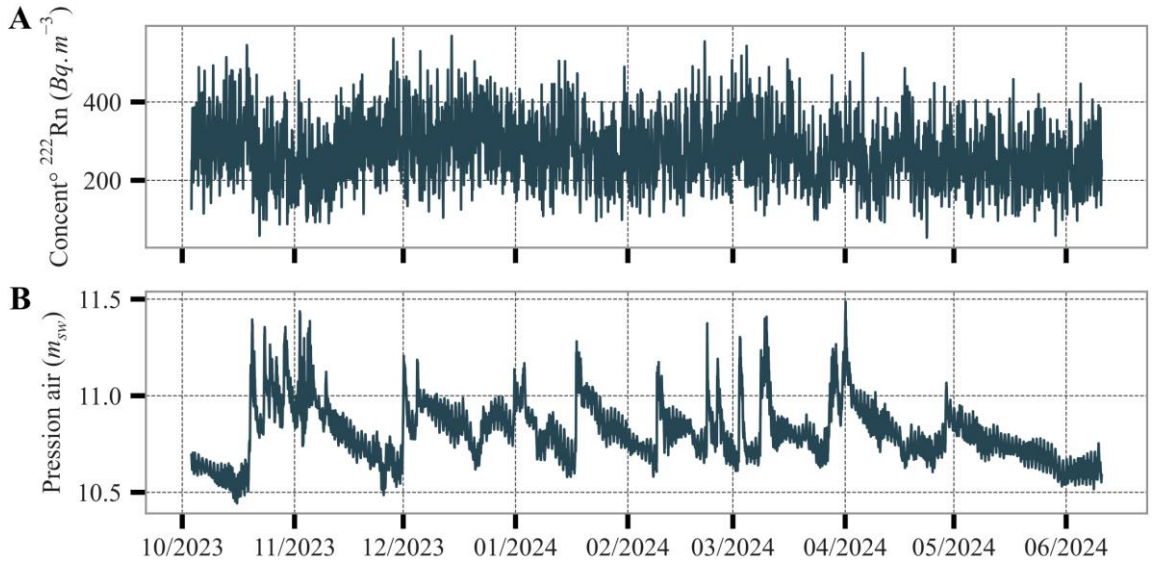


Figure VI-27 : Série temporelle entre le 03/10/2023 et le 10/06/2024 de (A) la concentration en radon mesurée dans la Salle 1 (Bq.m^{-3}) et (B) de la pression de l'air mesurée dans la Salle 1 (m_{sw}).

Si l'on considère une dilution, l'application de l'Eq. (VI-19) permet d'estimer le volume d'air extérieur nécessaire à cette baisse de concentration. En prenant en compte uniquement le volume de la zone ornée (estimé à 3100 m^3 à partir du modèle 3D), et en négligeant la faible concentration en radon de l'air extérieur, environ 1142 m^3 d'air seraient nécessaires. Lors des phases de rapides entrées d'air pendant des évènements de mise en pression, le volume entrant peut atteindre 800 m^3 (cf. §III.2.5.2.2). Ainsi, seulement quelques événements suffiraient à expliquer cette dilution, en cohérence avec l'intense activité observée sur cette période.

Parallèlement, une baisse moyenne de 0,5 m du niveau des plans d'eau est mesurée, entraînant une augmentation du volume de la grotte d'environ 420 m^3. Cette variation expliquerait une réduction de la concentration en radon à 283 Bq.m^{-3}, proche de celle réellement observée.

Sur la période observée, aucune autre diminution significative de la concentration en ^{222}Rn n'a été détectée lors des autres événements de mise en pression, ces derniers ayant

été plus courts après le 10/11/2023. Les variations de la concentration en ^{222}Rn mesurées lors de ces événements sont du même ordre de grandeur que le bruit de mesure, ce qui suggère que l'air récemment introduit ne parvient généralement pas jusqu'aux salles ornées, comme initialement proposé au §III.2.6.2 (Figure VI-28B). Cependant, la baisse notable du 21/10 et le 10/11/2023 montre que de l'air extérieur peut atteindre les salles ornées lors d'une succession d'évènements. Le renouvellement de l'air dans les salles ornées lors des évènements de mise en pression peut être décrit en plusieurs étapes :

1. État initial : avant les événements, la concentration de ^{222}Rn est à l'équilibre dans l'ensemble de la grotte (Figure VI-28A) ;
2. Premier événement de mise en pression : l'air entrant durant l'évènement renouvelle l'air du conduit supérieur et pousse l'air initial vers les salles ornées. Aucune variation de la concentration de ^{222}Rn n'apparait dans la Salle 1 (Figure VI-28B) ;
3. Succession d'évènements : lorsqu'un nouvel événement se produit rapidement après, l'air récemment introduit dans le conduit supérieur, qui ne s'est pas encore chargé en radon, est à son tour poussé vers les salles ornées. Ce phénomène provoque une dilution de l'air initialement présent et entraîne une diminution de la concentration en ^{222}Rn (Figure VI-28C).

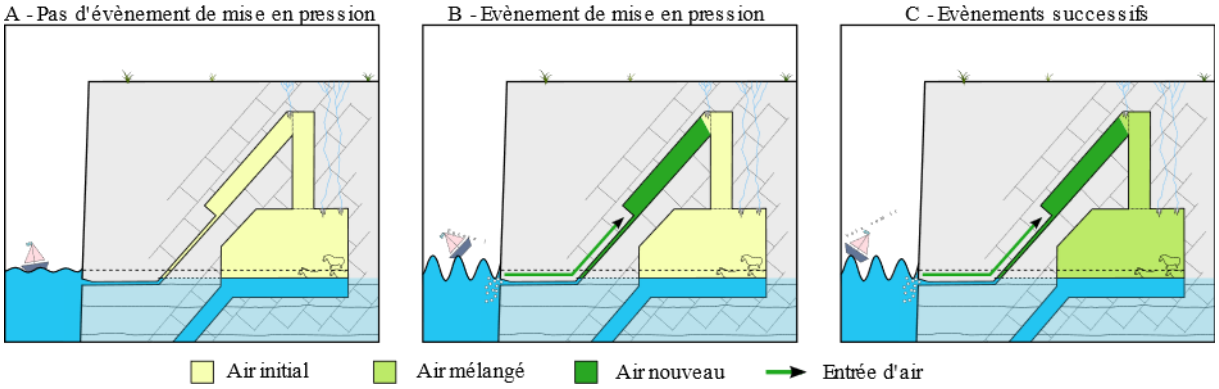


Figure VI-28 : Schéma conceptuel de l'entrée d'air dans la grotte au cours des évènements de mise en pression : (A) air initial dans la grotte ; (B) une première entrée d'air renouvelle l'air du conduit supérieur et (C) une succession d'entrées d'air renouvelle l'air du conduit supérieur et pousse l'air récemment entré dans la zone ornée.

Ce schéma conceptuel nécessite cependant d'être confirmé par des mesures continues du ^{222}Rn en haut du conduit supérieur.

VI.9.2 Une concentration en radon anormalement faible ?

Alors que la concentration en radon mesurée à l'observatoire de Port-Miou varie fortement au cours de l'année, de 208 ± 42 Bq.m^{-3} en hiver (mesure du 31/12/2020 au 02/04/2021 avec un dosimètre passif Pearl) à 4470 ± 849 Bq.m^{-3} en été (mesure du 02/04/2021 au 23/09/2021, avec le même dispositif), celle mesurée à Cosquer est très basse et stable alors que le renouvellement de l'air est faible et le calcaire similaire à celui de Port-Miou. En appliquant l'Eq. (VI-21), une première estimation de la concentration théorique en ^{222}Rn dans la grotte Cosquer peut être réalisée. En considérant le renouvellement de l'air de la grotte calculé au III.3.1.3 (entre 0,8 et 4 an^{-1}), la

concentration théorique C_a en ^{222}Rn est comprise entre 5500 et 5900 Bq.m^{-3} dans le cas où seules les salles ornées sont considérées ($V_a \approx 3100$ m^3 et $S_p \approx 1800$ m^2) et est comprise entre 6300 et 6800 Bq.m^{-3} dans le cas où l'ensemble de la cavité est considérée ($V_a \approx 5580$ m^3 et $S_p \approx 3700$ m^2). Ces résultats ne sont que des approximations, mais révèlent un écart d'au moins un ordre de grandeur avec les mesures.

Dans les cavités bien ventilées, les concentrations en radon sont très faibles comme à la grotte Nerja en Espagne où les mesures varient entre 48 et 168 Bq.m^{-3} (également due à un faible flux de radon, Dueñas, 1999). Durant les périodes de faible renouvellement de l'air ou dans les sections peu ventilées, les concentrations en radon peuvent être parfois élevées, allant de 500 Bq.m^{-3} (en juillet 2015) à 5500 Bq.m^{-3} (février 2016) observés dans la grotte d'Altamira en Espagne (Sainz *et al.*, 2018) ou de l'ordre de 2600 Bq.m^{-3} l'été à 10300 Bq.m^{-3} l'hiver dans l'ossuaire de la grotte de Pech Merle dans le Lot (Perrier *et al.*, 2024), des valeurs bien plus élevées que celles mesurées dans la grotte Cosquer qui restent inférieures à 570 Bq.m^{-3} sur la période de mesure en 2023-2024. Trois hypothèses peuvent être proposées pour expliquer les faibles concentrations en radon observées :

1. Le calcaire urgonien entourant la grotte Cosquer est peu perméable. Il présente peu de porosité et les fractures sont comblées ce qui peut grandement limiter la migration du radon vers la grotte ;
2. La faible perméabilité de la roche est également rendue possible par la saturation en eau des pores de la roche, ce qui pourrait limiter la sortie de radon gazeux. La solubilité du radon dans l'eau dépend de la température mais aussi de la salinité de l'eau (Schubert *et al.*, 2012). Selon l'eau présente dans la roche, le radon pourrait tout de même se retrouver à l'état gazeux ;
3. La grotte étant en permanence en pression, les flux d'air vont de l'intérieur de la grotte vers l'extérieur ce qui empêche, ou du moins limite, les flux vers la grotte. Une partie du radon est advectée vers l'extérieur et n'entre jamais dans la grotte. Cette hypothèse est consolidée par la visite du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel (LSBB) le 11/10/2024, situé sous près de 520 m de roche calcaire, où dans le cadre des risques d'exposition du personnel au radon la solution utilisée pour réduire la concentration en radon est une ventilation du site qui combine dilution et surpression atmosphérique. La pressurisation du LSBB empêche le radon de se diffuser dans les locaux, y compris dans les zones mal ventilées (com. pers. Jean-Baptiste Décitre), une configuration similaire à la grotte Cosquer.

Cette dernière hypothèse permet d'expliquer en grande partie les faibles concentrations en radon à la grotte Cosquer. Ces hypothèses peuvent également servir d'explication, en partie, à la faible concentration en CO_2 mesurée dans l'air de la grotte.

VI.10 Effets de la présence humaine sur le climat de la grotte

La présence humaine engendre en milieu souterrain, un apport de chaleur par le métabolisme, d'humidité par la transpiration et la respiration, et de CO_2 par la respiration

également. Ces apports peuvent conduire à une déstabilisation de l'atmosphère souterraine qui peut se traduire par de la condensation sur les parois si celles-ci sont plus froides que l'air mais aussi conduire à de la dissolution si l'eau de condensation est chargée en CO_2 et donc acide (Cigna, 1993; Baker and Genty, 1998). Ces anomalies sont généralement naturellement régulées par l'encaissant rocheux, avec une certaine limite (Šebela *et al.*, 2013; Bourges and Enjalbert, 2020). Cette limite est propre à chaque système (Brunet and Vidal, 1984a). Cependant, ces effets sont cumulatifs (Cigna, 1993) et dans le cas d'une fréquentation trop élevée pour un site, cette déstabilisation peut persister dans le temps. Des seuils de fréquentation peuvent alors être mis en place pour y remédier.

Le temps caractéristique de retour à l'équilibre thermique (Eq. (VI-5)) peut être utilisé pour quantifier la stabilité du milieu souterrain. Dans le cadre de la mission annuelle d'étude de la grotte Cosquer, des missions d'intervention se sont déroulées les 10/10/2023 et 12/10/2023. Ces jours-là, 6 personnes sont entrées dans la grotte. Leurs passages sont visibles sur les mesures de température réalisées, notamment en haut du conduit supérieur (Figure VI-29A), une zone où le personnel reste présent le temps de s'équiper ou se déséquiper de baudriers individuels pour la descente et après la montée du Grand Puits, entraînant une augmentation temporaire de la température de 0,2 °C. Environ 1h30 sont nécessaires après le pic de température, marquant le départ des individus de la zone, pour que la température se stabilise. La température de stabilisation est supérieure à la température d'avant l'arrivée des personnes et peut être attribuée aux variations naturelles de la température liées à la marée, celle-ci étant montante au moment de la mesure. Ce phénomène, décrit au §III.2.3.4 est également constaté 7 h en amont du pic en température, au moment où la marée était également montante.

Le 10/10/2023 de 10h30 à 12h00, le temps caractéristique de retour à l'équilibre τ en haut du conduit supérieur déterminé à partir de l'Eq. (VI-5) est τ = 16,56 min (Figure VI-29B). Ce temps semble représentatif, deux autres valeurs similaires de 12,69 min (le 12/10/2023 de 14h35 à 15h15) et 18,03 min (le 12/10/2023 de 9h55 à 11h30) ayant été calculées.

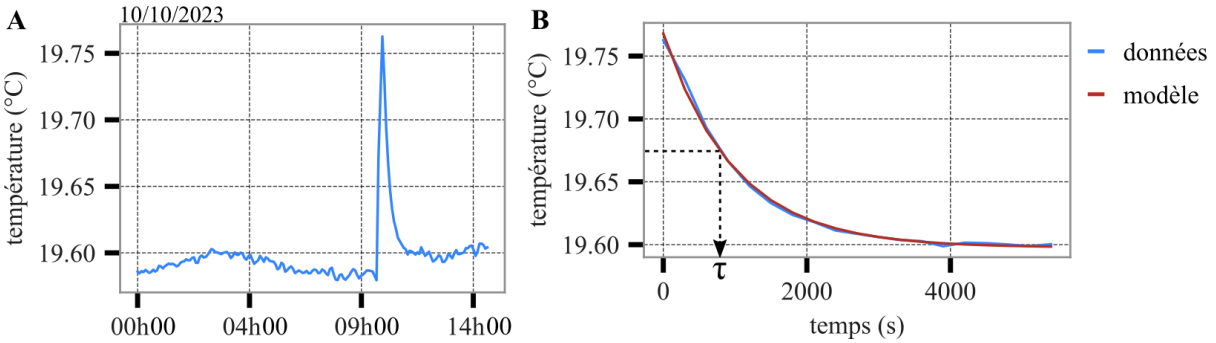


Figure VI-29 : (A) Mesure de la température de l'air en haut du conduit supérieur le 10/10/2023 de 00h à 15h et (B) Courbe de retour à l'équilibre de la température de l'air en haut du conduit supérieur suite au passage des scientifiques le 10/10/2023 (bleu) et modèle du retour à l'équilibre thermique de la température de l'air (rouge).

L'accès à la grotte Cosquer est aujourd'hui limité à 6 personnes par jour, quelques jours par an, bien loin de la fréquentation de grottes touristiques comme la grotte de Gargas (240 pers./jour, Bourges *et al.*, 2010). Depuis 2022, les missions de l'équipe de recherche Cosquer sont organisées en septembre et octobre, des périodes où la convection est toujours active (Figure VI-23 et Figure VI-24) et la grotte peu ventilée (les missions sont organisées par mer calme). Les entrées dans la grotte entraînent des augmentations de la température allant jusqu'à 0,2 °C dans l'environnement proche des sondes et se résorbent rapidement, en moins de 3 h, bien loin des temps de retours à l'équilibre de plusieurs semaines comme dans la grotte du Pech Merle ou dans la grotte de Niaux (Bourges and Enjalbert, 2020). Il n'y a donc pas, *a priori*, de problème de fréquentation de la grotte Cosquer d'un point de vue thermique. La question se pose tout de même du comportement de la grotte dans le cas où les missions seraient organisées au cours de périodes où l'air est moins brassé par la convection, par exemple au printemps.

Néanmoins, une partie du travail dans la grotte se fait partiellement dans l'eau. Le film d'eau sur la peau ou contenu dans les vêtements finit par s'évaporer avec plus ou moins de difficultés sous l'effet de la chaleur corporelle. L'air de la grotte étant proche de la saturation en vapeur d'eau, ce nouvel apport d'eau combiné à la chaleur dégagée par l'Homme pourrait être une source de condensation. Il serait intéressant dans une future étude de définir le seuil de limite énergétique de la grotte afin d'optimiser sa fréquentation lors des campagnes d'étude.

Bien que les mesures ponctuelles du taux de CO_2 (§VI.2.3) aient fait état d'une faible concentration, l'effet du CO_2 et les apports lors des missions sur l'état des parois n'a pas été investigué et pourrait faire l'objet de travaux futurs.

VI.11 Conclusion

Plus que l'air, c'est avant tout l'eau omniprésente dans la grotte Cosquer qui est renouvelée. Son renouvellement est continu, stoppé uniquement dans les couches supérieures par l'arrivée d'eau douce, formant une lentille d'eau saumâtre à sa surface. Quelques jours suffisent à cette eau douce, d'origine météorique, pour s'infiltrer dans le massif avant de ressortir et de se mélanger à l'eau de mer présente dans la grotte. Le mélange de sources d'eaux différentes augmentant l'agressivité chimique du mélange, une étude plus approfondie permettrait d'évaluer l'effet de la présence d'eau saumâtre sur la conservation des vestiges préhistoriques.

La température de l'air dans la grotte est en équilibre avec celle de la roche, laquelle est principalement influencée par la température de l'eau. En raison de l'inertie thermique de la roche, les parois proches des plans d'eau répondent plus rapidement et de manière plus marquée aux variations thermiques de l'eau, tandis que les parois éloignées présentent des fluctuations plus atténuées et retardées. La température de l'eau, quant à elle, est influencée par les échanges thermiques avec l'extérieur, suivant de près celle de la mer pendant une grande partie de l'année. Cette température se stabilise lorsque la lentille d'eau saumâtre se forme, marquant une phase d'équilibre.

Bien qu'isolée de l'air extérieur, l'atmosphère de la grotte Cosquer n'est pas totalement stable. Durant l'été, sous l'effet du réchauffement des plans d'eau et des parois rocheuses, des mouvements convectifs apparaissent dans l'ensemble de la grotte. La convection est particulièrement intense dans le Grand Puits et se prolonge jusqu'à la fin de l'automne. En hiver, une stratification des masses d'air s'installe dans toute la grotte, à l'exception de la partie supérieure du Grand Puits, où un gradient de température persiste entre le milieu et le haut du puits, suggérant une activité convective modérée mais continue dans cette zone. Ces périodes de convection favorisent également la formation de condensation sur les parois. Le milieu du Grand Puits est une zone où de la condensation active est observée, favorisant la dissolution de l'encaissant calcaire et des coulées stalagmitiques.

La stabilité de la concentration en radon dans la Salle 1 indique que l'air entrant lors des évènements de mise en pression ne pénètre pas dans les salles ornées, mais reste confiné dans le conduit supérieur. Cette hypothèse, déjà abordée au §III.2.6.2, repose sur l'idée que le volume d'air entrant au cours de ces événements est inférieur au volume du conduit supérieur. Lors du premier événement, l'air présent dans le conduit supérieur est poussé vers le haut du Grand Puits. Les événements suivants déplacent l'air, qui est progressivement poussé vers les zones ornées, entraînant une dilution de l'air, qui a pu être observée une seule fois en novembre 2023 par une baisse de la concentration en radon dans la Salle 1. Ainsi, dans les salles ornées, ces évènements de mise en pression ne provoquent pas un véritable renouvellement de l'air. Les variations observées sont plutôt liées à une dilution partielle et progressive de l'air en place.

La surpression de la grotte crée un flux d'air permanent de l'intérieur vers l'extérieur de la grotte, limitant le transport de fluides vers la grotte. Ce mécanisme est la principale explication de la faible concentration en radon mesurée.

De nombreuses problématiques abordées dans ce chapitre ne représentent qu'un point de départ vers une compréhension plus approfondie du climat unique de la grotte Cosquer. Par exemple, l'élargissement du suivi des températures, notamment pour connaître la température de surface des plafonds, couplé à l'installation d'hygromètres et de pièges à condensation, permettrait d'obtenir une estimation plus précise de la condensation réelle sur les parois. Également, la formation de brouillard n'a jusque-là été que très rarement observée car les visites dans la grotte sont rares lorsqu'il y a de fortes variations de pression sous l'effet des vagues. Le brouillard pourrait survenir au cours des évènements de mise en pression dans le conduit supérieur qui, sous l'effet de l'apport d'air extérieur plus chaud et humide se refroidit, ou être lié aux rapides variations de la pression lors du ressac, résultant en la sursaturation ponctuelle en vapeur d'eau de l'air. Le sujet du radon n'a été que brièvement traité. Un suivi prolongé de ses niveaux, en particulier dans le conduit supérieur, offrirait une meilleure compréhension de la dynamique du renouvellement de l'air dans la grotte. Cela permettrait également de vérifier avec plus de précision les mécanismes en jeu lors des évènements de mise en pression, notamment en observant comment l'air circule et s'équilibre dans les différentes zones de la grotte.

Enfin, la question du réchauffement climatique n'a pas été abordée dans ce chapitre. Ces dernières années ont été marquées par des records de température de la mer (MedECC, 2020; Copernicus, 2024), et il est probable que ces records continueront à être battus dans le futur. Une tendance à la hausse de la température de l'air dans la grotte a également été observée au cours des dernières années. Il sera crucial de confirmer cette tendance en poursuivant le suivi climatique. Plus important encore, les effets potentiels d'une augmentation continue des températures sur le climat interne de la grotte et la conservation des artéfacts archéologiques devront être explorés en détail. Une hausse des températures pourrait modifier les dynamiques de convection, accentuer les phénomènes de condensation ou d'évaporation, et affecter l'équilibre fragile entre l'air, l'eau et les parois rocheuses, avec des conséquences potentiellement néfastes pour la préservation des œuvres.

Travail de photogrammétrie de la grotte Cosquer, 09/07/2024. Photo : B.Arfib.



Chapitre VII :
Synthèse à l'attention des responsables du site

« L'archéologie est la recherche des faits. Et non de la vérité. Si c'est la vérité qui vous intéresse, le cours de philosophie du professeur Tyree est au fond du couloir. »

Steven Spielberg, Indiana Jones (1989)

VII.1 Introduction

La grotte Cosquer, avec son hydroclimatologie singulière, représente un site d'étude remarquable. Ce manuscrit, à la croisée de plusieurs disciplines, a exploré de nombreux aspects du fonctionnement hydroclimatique actuel de cette grotte. Les précédents chapitres ont montré l'intérêt académique du site pour caractériser le karst. Ce chapitre final a pour ambition de synthétiser les connaissances acquises sur le fonctionnement hydroclimatique de la cavité et de les rendre accessibles à tous ceux travaillant sur ce site, spécialiste ou non, mais peut-être aussi d'apporter un éclairage et de nouvelles perspectives à la gestion d'autres sites karstiques partiellement noyés. Nous revisitons les concepts fondamentaux présentés dans les chapitres précédents tout en introduisant de nouveaux éléments qui n'avaient pas trouvé leur place par ailleurs, tel que l'évolution sur 10 ans des paramètres hydroclimatiques et les paramètres influant sur les niveaux d'eau à la fin de l'été. Ce chapitre se divise en quatre grands thèmes : (1) le fonctionnement hydroclimatique actuel ; (2) l'évolution du système au cours du temps ; (3) l'impact sur la conservation et (4) les effets du changement climatique. Il est présenté sous forme de questions que pourraient se poser les gestionnaires qui sont chargés de la préservation de ce site archéologique exceptionnel, ou les spécialistes aidant à répondre aux questions auxquelles sont confrontés les gestionnaires, en offrant des réponses, qui, espérons-le, pourront les aider dans leur travail. Les sujets abordés en détail dans le manuscrit renvoient aux chapitres spécifiques où ils sont traités de manière plus approfondie.

Ce Chapitre VII a été écrit pour s'adresser à deux grands types de lecteurs : (1) le lecteur qui ne lit en détail que ce chapitre de synthèse et (2) le lecteur qui a lu les précédents chapitres et cherche ici un complément d'information ou de connaissance. Naturellement, le premier aura tendance à lire l'intégralité de ce Chapitre VII, tandis que le second lira les éléments nouveaux en priorité. Les éléments nouveaux ont été mis en évidence dans ce chapitre, par un titre commençant systématiquement par « Analyse complémentaire».

VII.2 Fonctionnement hydroclimatique actuel

VII.2.1 Dix ans de suivi hydroclimatique

La Figure VII-1 présente pour la première fois l'intégralité des données de pression de l'air et de niveau d'eau à l'intérieur et à l'extérieur de la grotte, du 02/10/2014 au 08/07/2024, soit près de 10 années de mesures quasi-ininterrompues. Les niveaux d'eau de la mer et des plans d'eau dans la grotte sont recalés sur le zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume. Cette figure montre que la pression de l'air dans la grotte est en permanence supérieure à la pression atmosphérique et donc que les plans d'eau dans la grotte sont plus bas que le niveau de la mer. Elle met en évidence la saisonnalité des variations de pression de l'air et de niveau d'eau dans la grotte, avec une lente baisse de la pression de l'air (et par symétrie, de remontée des plans d'eau) de la fin du printemps au début de l'automne et une succession de rapide augmentation de la pression (et de rapide baisse des plans d'eau) du début de l'automne à la fin du printemps.

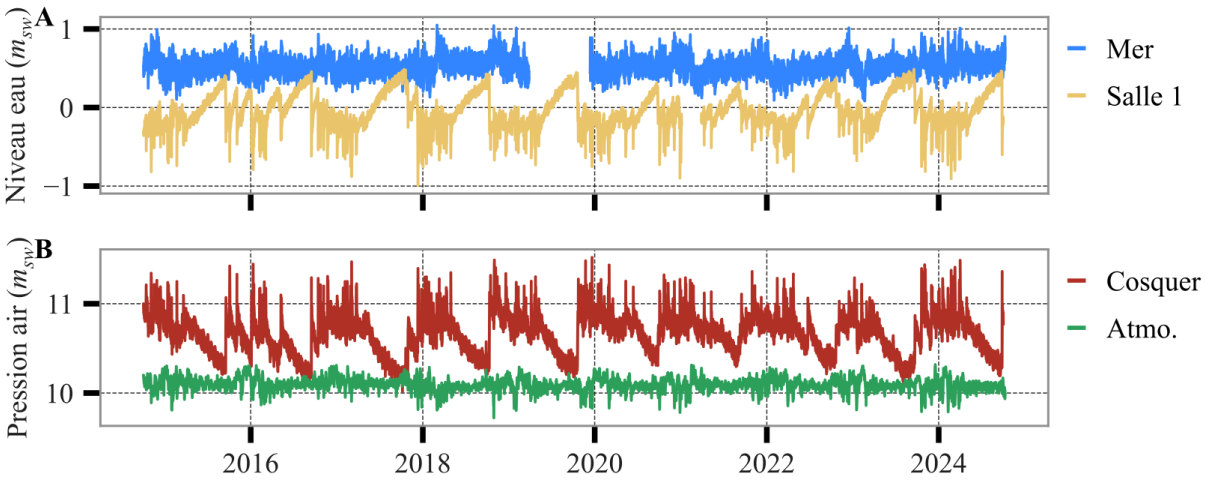


Figure VII-1 : Série temporelle de l'intégralité des données (A) de la hauteur de la mer (par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume) mesurée à Port-Miou (bleu) et du niveau d'eau dans la grotte (jaune) et (B) de la pression atmosphérique extérieure (vert) et de la pression de l'air dans la grotte (rouge).

VII.2.2 Variation des niveaux d'eau et de la pression de l'air dans la grotte

Pourquoi les niveaux d'eau varient dans la grotte ? (Chapitre III)

Habituellement, dans les grottes côtières connectées à la mer où il n'y a pas d'arrivée d'eau souterraine majeure, le niveau de l'eau dans la grotte dépend uniquement du niveau marin et le niveau d'eau est égal à celui de la mer (Figure VII-2A). Dans le cas de la grotte Cosquer, ces niveaux ne sont pas égaux et deux facteurs influencent le niveau de l'eau : le niveau de la mer et la pression de l'air.

Dans la grotte Cosquer, la pression de l'air est plus élevée que la pression de l'air extérieur, par conséquence, le niveau d'eau à l'intérieur est inférieur au niveau marin (Figure VII-2B). Lorsque la pression de l'air augmente, les plans d'eau sont poussés vers le bas par la masse d'air comprimé et ainsi le niveau de l'eau diminue, et inversement, une baisse de la pression fait remonter les plans d'eau. La variation du niveau de l'eau est directement proportionnelle à la variation de la pression : une augmentation de la pression de l'air de 1 m (c'est-à-dire la pression qu'exercerait une colonne d'eau de 1 m) d'eau fait baisser le niveau d'eau de 1 m et inversement.

La marée se propage à l'intérieur de la grotte. Comme la pression de l'air est plus élevée dans la grotte Cosquer, les variations du niveau marin dues à la marée ou à une surcote marine sont amorties dans la grotte (ce dernier point sur l'effet des surcotes/décotes n'a pas été étudié en détail). Par exemple, si la marée à une amplitude de 15 cm, l'amplitude de la marée dans la grotte sera d'environ 6 cm. En revanche, le niveau d'eau dans la grotte n'est pas affecté par les variations locales et à court terme du niveau de la mer en lien avec

les variations de la pression atmosphérique, phénomène aussi appelé le baromètre inversé[7].

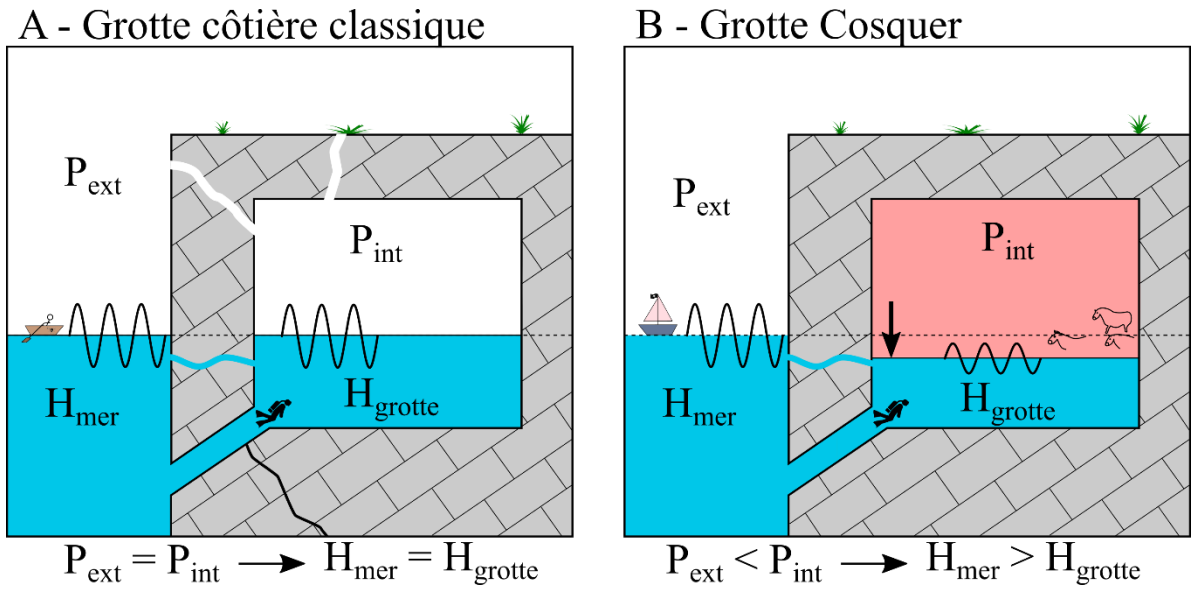


Figure VII-2 : Schéma conceptuel de la pression de l'air et du niveau d'eau (A) dans une grotte côtière classique et (B) dans la grotte Cosquer.

Est-ce que les niveaux d'eau varient partout de la même façon ? (Chapitre VI)

Plus de 40 % de la surface des salles ornées de la grotte Cosquer sont recouvertes d'eau, répartie en deux bassins principaux : la Salle 1 au sud et le Grand Puits au nord (Figure VII-3A). Les mesures montrent que la hauteur de l'eau dans ces deux bassins varie de manière identique tout au long de l'année (Figure VII-3B) et confirme que les plans d'eau sont interconnectés.

La partie centrale de la Salle 1, surnommée le "chaos", est une zone où des blocs se sont effondrés avant la fréquentation humaine de la grotte. L'espace inter-blocs connecte les deux plans d'eau et permet la libre circulation de l'eau.

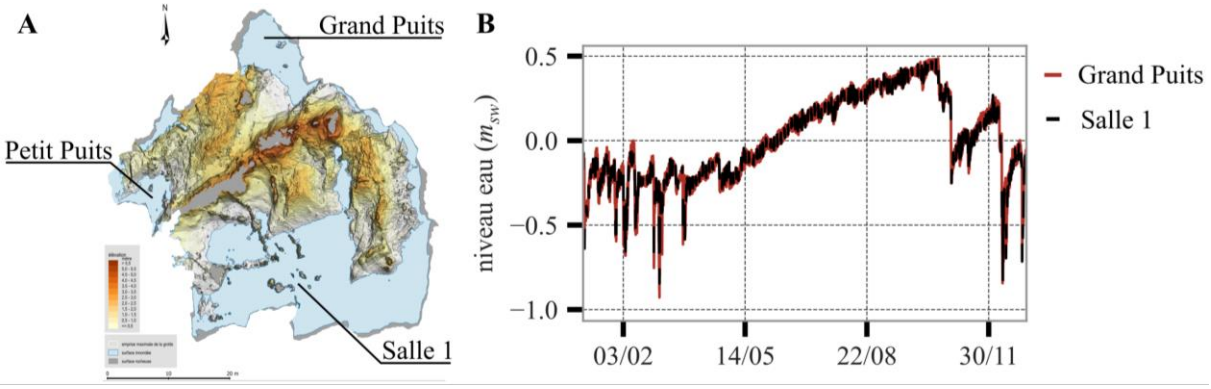


Figure VII-3 : (A) Topographie de la grotte Cosquer et (B) série temporelle du niveau d'eau mesuré dans la Salle 1 (noir) et au Grand Puits (rouge).

[7] Le baromètre inverse est la variation locale et à court terme du niveau de la mer due à la variation de la pression atmosphérique.

Bien qu'aucune mesure continue du niveau d'eau ne soit réalisée au Petit Puits, situé à l'ouest de la grotte, les mesures ponctuelles faites lors des missions montrent que ce bassin varie de la même façon que les autres et est lui aussi connecté au reste de la grotte.

Comment varie la pression de l'air dans la grotte au cours de l'année ? (Chapitre III)

La pression de l'air dans la grotte Cosquer est presque toujours supérieure à la pression atmosphérique, mais varie selon deux échelles de temps :

- **À l'échelle annuelle :** Du début de l'automne à la fin du printemps, des augmentations rapides de la pression se produisent lors d'événements courts, durant de quelques heures à quelques jours, qui maintiennent la pression élevée dans la grotte. Ces événements sont appelés "événements de mise en pression". En revanche, entre la fin du printemps et le début de l'automne, ces événements cessent et la pression de l'air diminue progressivement :
    1- jusqu'à ce que de nouveaux événements surviennent ;
    2- jusqu'à ce que la pression de l'air égale la pression atmosphérique (Figure VII-1B).
- **À l'échelle des marées :** La grotte est directement reliée à la mer, la marée se propage à l'intérieur et les niveaux d'eau sont sous son influence. Cependant, en variant, le niveau d'eau entraîne des variations du volume d'air de la grotte, l'air étant confiné, ces variations se traduisent par une variation de la pression de l'air (Figure VII-4). Les variations du niveau d'eau liées aux marées sont alors amorties dans la grotte.

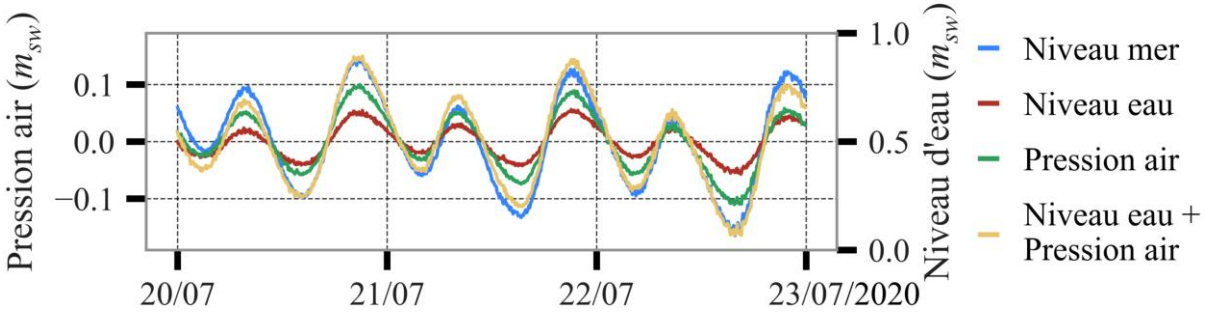


Figure VII-4 : Niveau marin (bleu), niveau d'eau dans la grotte (rouge), pression de l'air dans la grotte (vert) et somme du niveau d'eau et de la pression de l'air (en jaune) dans la grotte centrés par leur moyenne entre le 20 et le 23/07/2020.

VII.2.3 L'origine de la surpression de l'air dans la grotte

Pourquoi la grotte est en pression ? (Chapitre III)

La grotte Cosquer est le seul cas connu d'une grotte ornée constamment en surpression par rapport à la pression extérieure. Ce phénomène est rendu possible par trois facteurs :

- **Une roche émergée peu perméable :** la partie émergée du massif calcaire n'a aucune ouverture et les nombreuses fractures visibles depuis l'extérieur sont colmatées par de la calcite et des remplissages argileux, rendant le tout très peu perméable à l'air.

- **Une roche immergée très perméable :** à l'inverse, la partie immergée du massif est fracturée et ces fractures plus ou moins karstifiées constituent des connexions entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte, situées à différentes profondeurs, de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres (le conduit d'accès s'ouvre à -37m).
- **Des entrées d'air dans la grotte :** sous l'effet des vagues, l'air dans la mer peut atteindre ces siphons peu profonds et entrer dans la grotte. Une fois dans la grotte, l'air se retrouve piégé entre le siphon rempli d'eau d'un côté et le massif calcaire peu perméable de l'autre. Il s'accumule dans ce volume fermé provoquant une augmentation de la pression. L'air n'entre pas en permanence dans la grotte, il n'entre qu'au cours de brèves périodes que nous nommons « évènements de mise en pression ».

Qu'est-ce qu'un évènement de mise en pression ? (Chapitre III et Chapitre IV)

Un évènement de mise en pression est un phénomène d'entrée d'air dans la grotte entraînant une augmentation de la pression de l'air, suivi ou non d'une rapide fuite de l'air. Il se termine lorsque la pression de l'air dans la grotte se stabilise. Dans la majorité des cas, la pression de l'air dans la grotte est plus importante à la fin d'un évènement de mise en pression qu'au début. La Figure VII-5 est un exemple d'un évènement de mise en pression ayant eu lieu entre le 14 et le 16/09/2016. L'évènement commence par une rapide augmentation de la pression de l'air, ici de plus de 1 m, et est suivie par une courte période de rapide baisse de la pression de l'air, puis une stabilisation.

Les évènements de mise en pression les plus forts peuvent entraîner une baisse des plans d'eau dans la grotte jusqu'à un maximum de 1,5 m par rapport au niveau de la mer, au moment du pic de l'événement. Cependant, le niveau d'eau se stabilise généralement autour de 0,6 à 0,7 m en dessous du niveau marin.

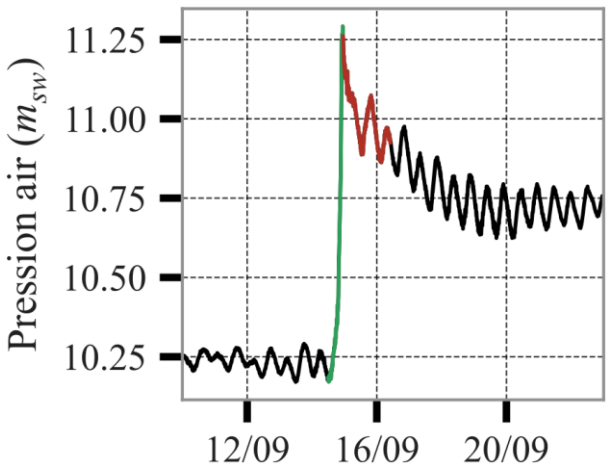


Figure VII-5 : Exemple d'un évènement de mise en pression ayant eu lieu du 14/09/2016 au 16/09/2016. L'évènement de mise en pression est surligné en gris, il commence par une rapide augmentation de la pression (vert) et se termine par une rapide baisse de la pression (rouge).

Quelle est l'origine des évènements de mise en pression ? (Chapitre IV)

Une force extérieure, supérieure à la force exercée par la pression de l'air dans la grotte, est nécessaire pour faire entrer l'air et augmenter la pression de l'air. Cette force est fournie par les vagues : en s'écrasant sur les falaises ouest du cap Morgiou au droit de la grotte, les vagues entraînent une grande quantité d'air dans l'eau (Figure VII-6B). Ces bulles ou paquets d'air sont alors entrainés par les vagues sous l'eau au travers des ouvertures sous-marines peu profondes du karst vers la grotte. L'entrée d'air dans la cavité est donc fortement reliée aux conditions océanographiques. Il faut noter que le mécanisme exact de transfert de l'air vers la cavité, qu'il s'agisse d'une grande quantité de petites bulles d'air ou de larges paquets d'air, n'a pas été étudié. Il n'y a pas d'entrée d'air en l'absence de vague (Figure VII-6A).

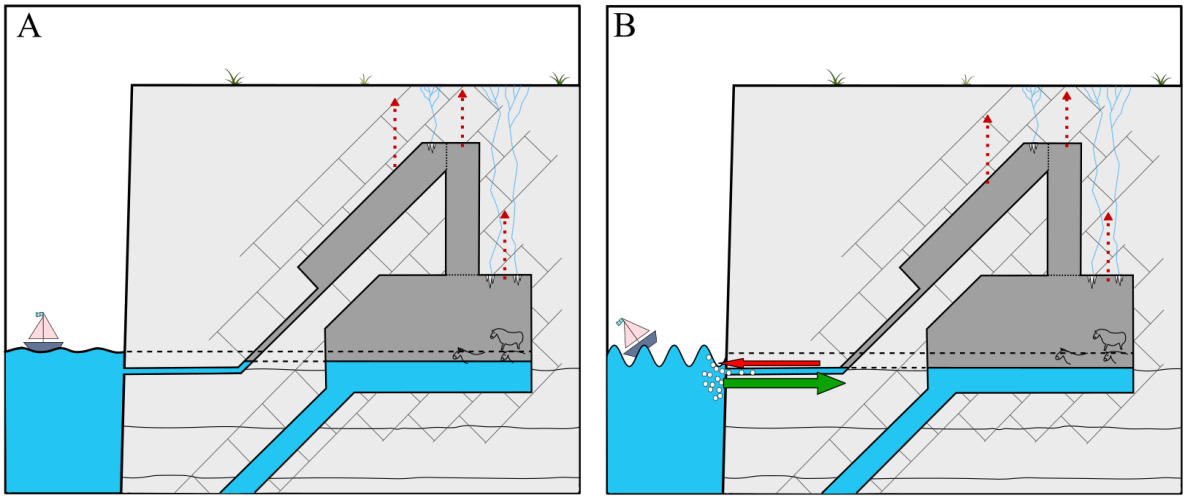


Figure VII-6 : Schéma conceptuel de la grotte Cosquer (A) par temps calme et (B) lors des évènements de mise en pression.

Quels sont les conditions océanographiques favorables aux entrées d'air ? (Chapitre IV)

Trois paramètres contrôlent les entrées d'air dans la grotte : la hauteur des vagues, la direction des vagues et la hauteur de la mer :

- **Hauteur des vagues** : La hauteur des vagues est le principal moteur de l'entrée d'air. Les vagues doivent atteindre une taille suffisante pour que les bulles d'air parviennent aux conduits noyés et les poussent vers la cavité (Figure VII-6). Il n'existe pas de seuil fixe de hauteur de vague garantissant l'entrée d'air car ce phénomène dépend également de la direction des vagues et du niveau de la mer.
- **Directions des vagues** : La péninsule du cap Morgiou présente une orientation générale sud-est. Les vagues venant du sud-ouest déferlent perpendiculairement à la falaise, dans l'axe des siphons peu profonds connectés à la grotte, ce qui facilite l'entrée d'air (Figure VII-7). Cette direction est donc la plus favorable à ce processus. En revanche, les vagues provenant du sud-est se déplacent parallèlement aux falaises devant la grotte, rendant l'entrée d'air moins probable. Cependant, ces vagues sont à la fois plus fréquentes et, en moyenne, plus hautes que celles venant du sud-ouest,

compensant ainsi leur orientation moins favorable et jouant un rôle important dans le processus d'entrée d'air et donc de mise en pression de la grotte.

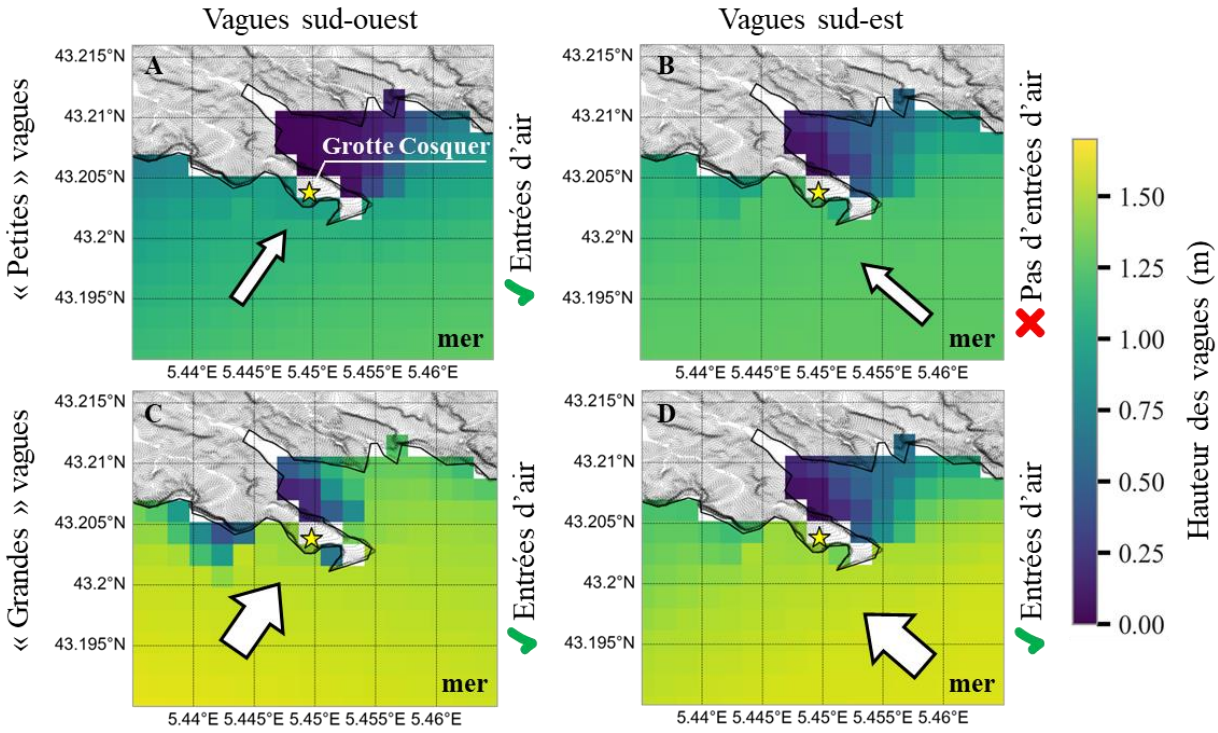


Figure VII-7 : Schémas conceptuels de l'effet de la direction et de la hauteur des vagues (modèle numérique, SHOM and Météo-France, 2017) sur le phénomène d'entrée d'air dans la grotte : lorsque les vagues ont une faible hauteur, la direction sud-ouest (A, données du 22/04/2017) est plus favorable à l'entrée d'air que la direction sud-est (B, données du 24/03/2020). Lorsque les vagues sont plus importantes, les entrées d'air se produisent quelle que soit la direction (sud-ouest, C (données du 10/02/2019) et sud-est, D (données du 06/02/2021)).

- **Hauteur de la mer** : plus le niveau de la mer est élevé, plus les vagues doivent être hautes pour entraîner l'entrée d'air (Figure VII-8). La profondeur des siphons varie avec le niveau marin : lorsque la mer est haute les siphons sont plus profonds, des vagues plus hautes sont donc nécessaires pour permettre à l'air de les atteindre et entrer dans la grotte. Inversement, lorsque la hauteur de la mer est basse, les siphons sont peu profonds et des vagues moins hautes sont nécessaires. Dans les faits, une mer haute est souvent due à des périodes dépressionnaires, généralement associées à des tempêtes et des vagues hautes. Une mer basse, elle, est associée à des périodes anticycloniques donc un temps et une mer calmes.

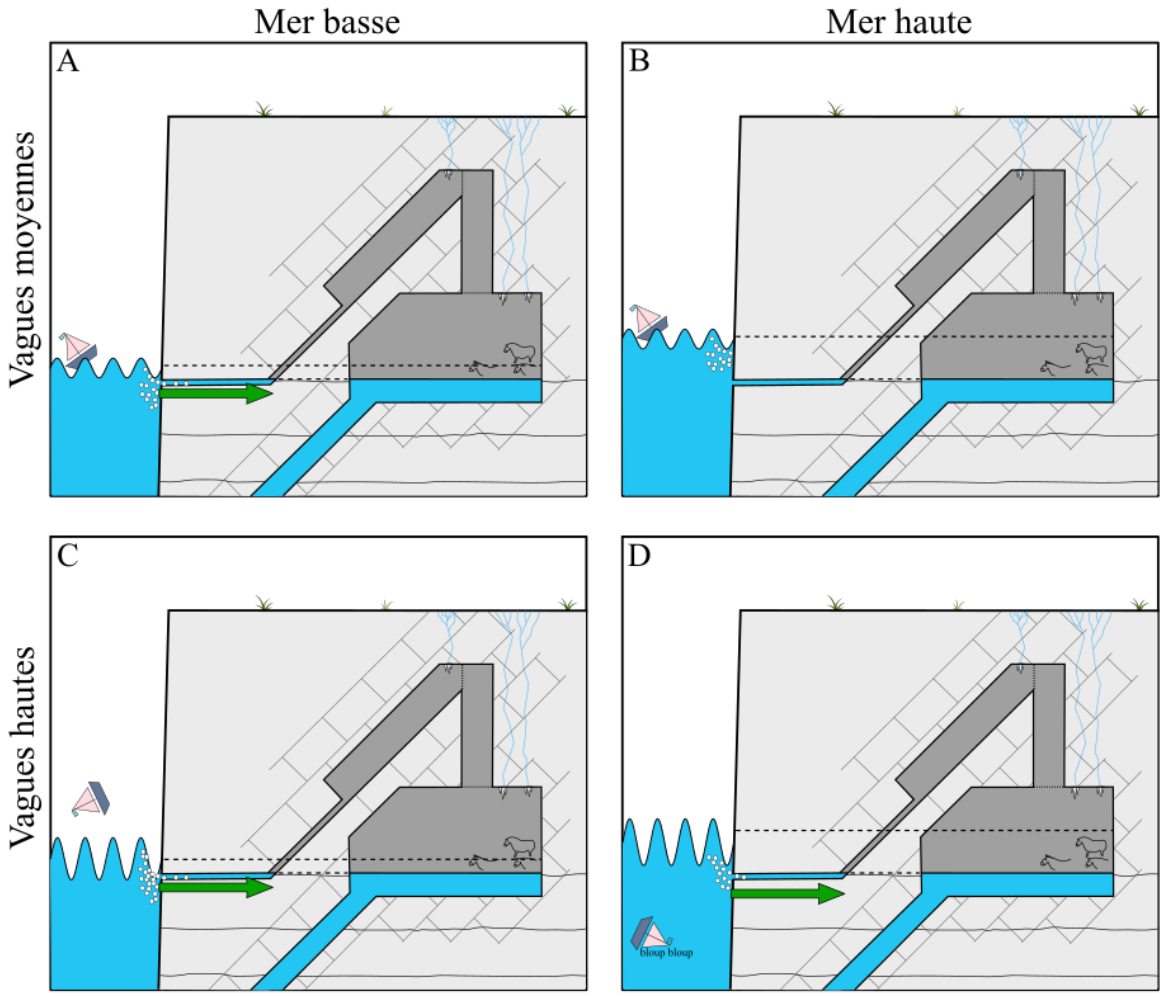


Figure VII-8 : Modèle conceptuel de l'entrée d'air dans la grotte en fonction de la hauteur de la mer et de la hauteur des vagues. L'air entre dans la grotte dans les cas A, C et D : (A) la mer est basse et les vagues sont moyennes ; (B) la mer est haute et les vagues sont moyennes ; (C) la mer est basse et les vagues sont hautes et (D) la mer est haute et les vagues sont hautes.

Quand se produisent les évènements de mise en pression ? (Chapitre IV)

Les événements de mise en pression surviennent principalement entre septembre et mai (Figure VII-9), avec une fréquence qui augmente progressivement de septembre à décembre, atteignant un maximum entre décembre et mars, avant de diminuer jusqu'en juin. En été, de juin à août, quelques événements de mise en pression peuvent encore se produire, mais ils sont généralement brefs et de faible intensité, exerçant un impact relativement limité sur les niveaux des plans d'eau par rapport aux événements hivernaux.

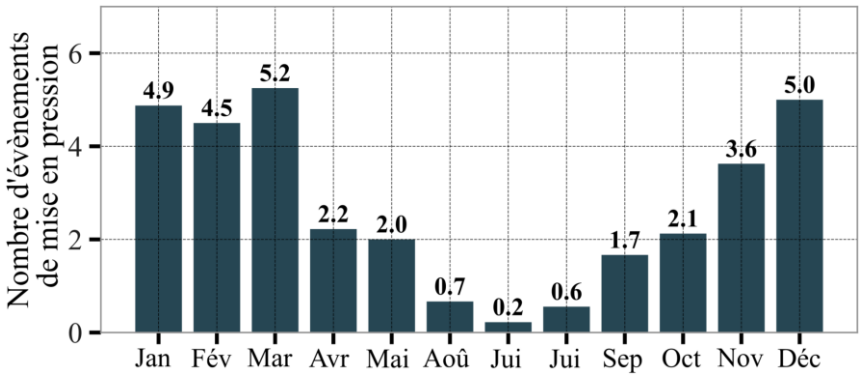


Figure VII-9 : Nombre mensuel moyen d'évènements de mise en pression pour les années 2015 à 2023.

Y a-t-il des conditions favorables à la sortie d'air ? (Chapitre IV)

Dans certains cas, les vagues, bien que trop faibles pour générer une entrée d'air, sont suffisamment hautes pour atteindre la base des siphons les moins profonds (Figure VII-10B). Elles inondent alors brièvement ces zones, provoquant une expulsion d'air hors de la grotte, ce qui entraîne une baisse de la pression et une remontée des niveaux d'eau. Ce phénomène se produit généralement après le pic de mise en pression, lorsque la hauteur des vagues redescend à ce niveau intermédiaire, mais peut aussi survenir en amont d'un événement de mise en pression, si la hauteur des vagues augmente progressivement et passe temporairement par cet intervalle.

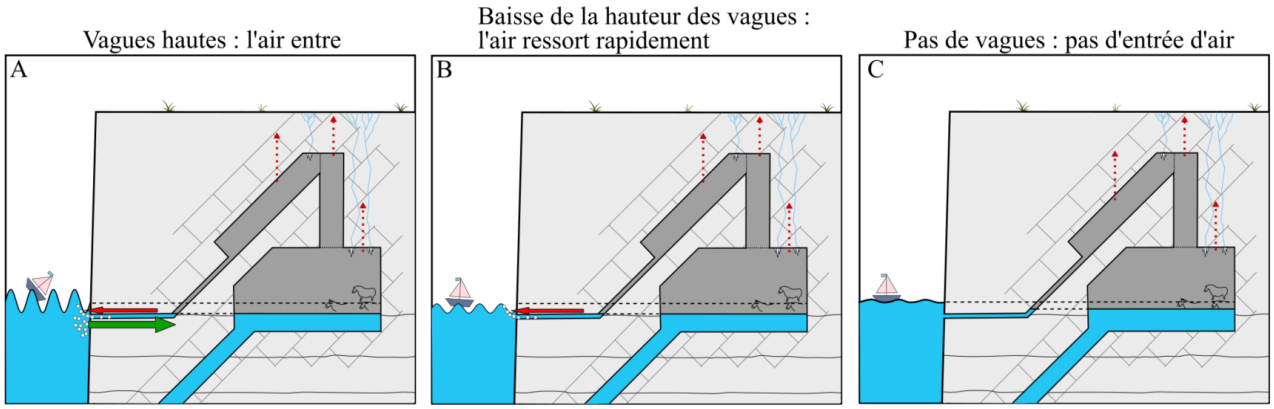


Figure VII-10 : Schéma conceptuel de l'entrée et de la sortie d'air en fonction de la hauteur des vagues : (A) les vagues sont suffisamment hautes pour provoquer une entrée d'air dans la grotte, (B) les vagues atteignent la base du siphon mais ne sont pas suffisantes pour faire entrer l'air et (C) il n'y a pas de vague.

VII.2.4 Niveau d'eau minimal dans la grotte

Quel est le niveau minimal des plans d'eau ? (Chapitre III et Chapitre IV)

Le niveau d'eau minimal mesuré dans la grotte atteint -0,65 m (par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume), soit 1,15 m en dessous du niveau marin moyen. Ce niveau ne peut pas descendre davantage, car il correspond à la profondeur des siphons les moins profonds (Figure VII-11) : lors des événements de mise en pression, l'augmentation de pression pousse le niveau d'eau vers le bas. Dès que ce niveau atteint le sommet des siphons, un passage s'ouvre, permettant à l'air nouvellement entré de

s'échapper immédiatement. À ce stade, les entrées d'air ne compensent plus les fuites, et le niveau d'eau remonte légèrement. C'est alors que la pression de l'air dans la grotte atteint son maximum.

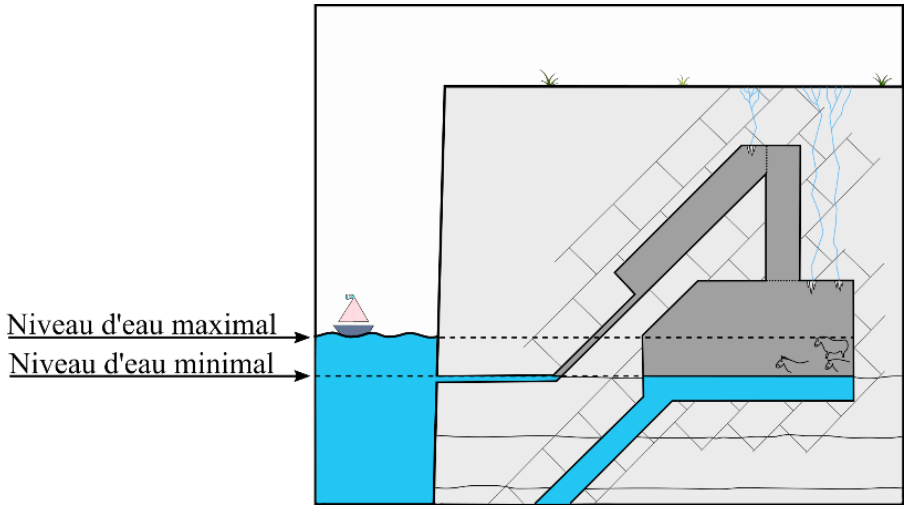


Figure VII-11 : Schéma conceptuel de la grotte Cosquer. Le niveau minimal des plans d'eau dans la grotte est fixé par les conduits les moins profonds.

Est-ce que le niveau d'eau minimal peut être conservé ? (Complément)

Le niveau d'eau minimal n'est atteint que brièvement, remontant rapidement dès que les entrées d'air ne compensent plus les fuites. Cette remontée des plans d'eau peut persister de plusieurs heures à plusieurs jours après le pic de mise en pression, jusqu'à ce que les fissures et conduits se réinondent avec la montée progressive du niveau d'eau dans la grotte et que la hauteur des vagues baisse davantage. Par la suite, le niveau se stabilise généralement entre -0,17 et -0,28 m par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume, soit entre 0,69 et 0,80 m en dessous du niveau moyen de la mer. Ce niveau est visible sur la Figure VII-1A et correspond à un seuil bien marqué.

Est-ce que le niveau minimal des plans d'eau est atteint à chaque évènement de mise en pression ? (Complément)

La réponse à la question est : non, tous les évènements de mise en pression n'entraînent pas une entrée d'air suffisante pour abaisser les plans d'eau à leur niveau minimal (Figure VII-1A). Cela dépend notamment de l'intensité de l'évènement et de sa durée.

VII.2.5 Remontée des plans d'eau et niveau maximal

Pourquoi les plans d'eau remontent l'été ? (Chapitre III)

Bien que le massif calcaire soit peu perméable et capable de confiner l'air pendant plusieurs mois, il n'est pas totalement étanche, et l'air s'échappe lentement à travers la roche en permanence. En l'absence d'événements de mise en pression, autrement dit sans apports d'air pour compenser ces fuites, la pression de l'air diminue progressivement, provoquant une remontée des niveaux d'eau.

En été, les événements de mise en pression sont rares, voire inexistants, et les apports d'air sont insuffisants pour compenser les pertes, entraînant une hausse des niveaux d'eau. Lorsque la pression de l'air dans la grotte atteint celle de l'extérieur, le système atteint un état d'équilibre, et le niveau d'eau se stabilise, s'alignant avec le niveau moyen de la mer.

Pourquoi les plans d'eau ne remontent pas toujours à la même vitesse ? (Chapitre III)

En été, les niveaux d'eau remontent en moyenne à un rythme de 5 mm par jour, bien que cette vitesse ne soit pas constante. Elle dépend d'abord de la différence de pression de l'air entre l'intérieur et l'extérieur de la grotte : plus la différence de pression est élevée, plus l'air s'échappe rapidement, ce qui accélère la remontée des plans d'eau, et inversement. Ainsi, au début de l'été, lorsque la pression interne est encore élevée, les plans d'eau remontent plus vite qu'en fin de saison.

Cette vitesse dépend également de la perméabilité de la roche à l'air, c'est-à-dire de sa capacité à laisser passer l'air. Plus la perméabilité est élevée, plus l'air s'échappe rapidement. Cette perméabilité est influencée non seulement par les propriétés de la roche (porosité, fractures, conduits, etc.), mais aussi par la quantité d'eau qu'elle contient. L'eau remplit les vides de la roche que l'air pourrait emprunter pour sortir, ce qui réduit la perméabilité : plus le massif est saturé en eau, moins il est perméable à l'air, et donc plus l'air dans la grotte reste confiné. La saturation en eau de la roche dépend donc des précipitations, de sorte qu'un printemps et un été pluvieux réduisent la vitesse d'échappement de l'air et ralentissent la remontée des plans d'eau et inversement un printemps et un été secs augmentent la vitesse d'échappement (Figure VII-12). La perméabilité effective à l'air du massif l'été dépend des précipitations cumulées de mars à août (Figure III-12), les mois précédents n'ayant pas d'impacts significatifs.

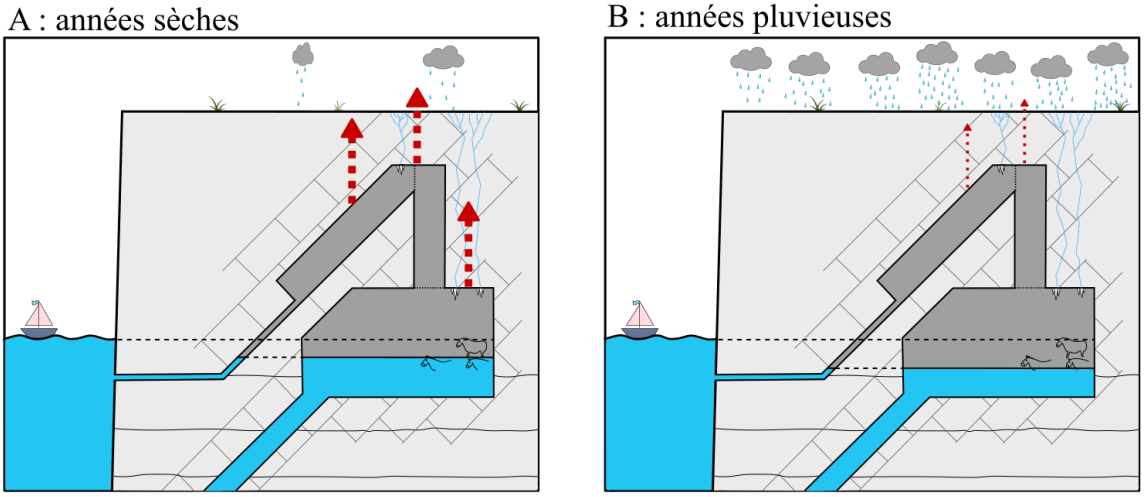


Figure VII-12 : Schéma conceptuel de la fuite d'air estivale en fonction des précipitations (A) pour une année sèche et (B) pour une année pluvieuse.

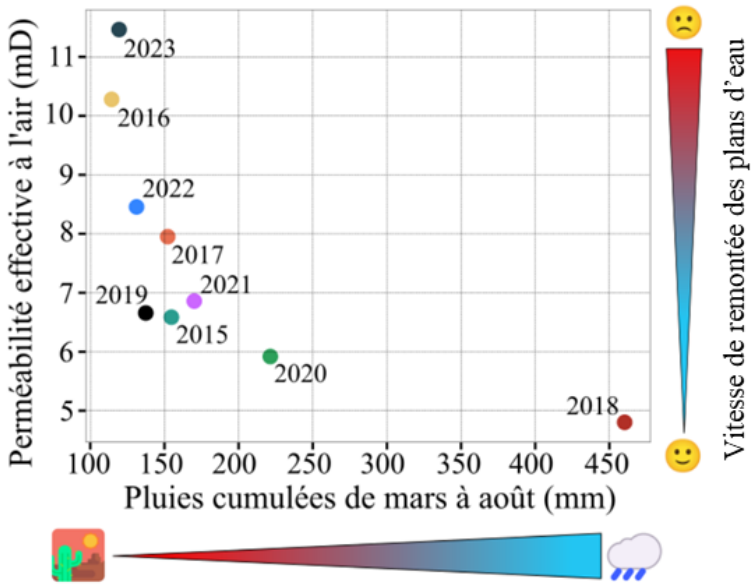


Figure VII-13 : Perméabilité effective à l'air moyenne (milli-Darcy) pour juillet et août en fonction des précipitations cumulées d'avril à août (mm) mesurées à la station météo de Cassis pour les années 2015 à 2023.

Pourquoi certaines années le niveau d'eau monte plus haut à la fin de l'été ? (Complément)

Quatre paramètres influencent le niveau d'eau dans la grotte à la fin de l'été : le niveau d'eau initial après le dernier événement de mise en pression, la durée sans événement de mise en pression, la vitesse de remontée des plans d'eau liée à la perméabilité du massif, et le niveau de la mer en fin d'été quand le niveau d'eau de la grotte est le plus haut.

- **Niveau d'eau initial** : plus le niveau d'eau initial après le dernier évènement de mise en pression est élevé, moins il faut de temps pour atteindre l'équilibre avec la mer.
- **La perméabilité du massif** : la perméabilité effective à l'air du massif contrôle le débit d'air sortant au travers de la roche, plus elle est élevée, plus le débit est important et plus le niveau d'eau dans la grotte remonte rapidement.
- **La durée sans évènement de mise en pression :** le niveau d'eau monte continuellement en l'absence d'apport d'air. Plus la durée sans évènement de mise en pression pour compenser la fuite d'air est importante, plus le niveau d'eau est élevé.
- **Le niveau de la mer :** plus le niveau de la mer est élevé à la fin de l'été, plus le niveau de retour à l'équilibre des plans d'eau dans la grotte est élevé, et plus le niveau maximum potentiel des plans d'eau est élevé.

C'est l'action combinée de ces paramètres qui déterminent le niveau d'eau dans la grotte à la fin de l'été. L'effet de ces quatre paramètres est illustré en utilisant un modèle de remonté des plans d'eau dans la grotte au travers de différents scénarios (Figure VII-14). Chaque scénario commence au 1er juin :

- Scénario moyen (courbe jaune) : sont considérés le niveau d'eau initial moyen (- 0,17 m_{sw}), la perméabilité moyenne (7,7 mD), la durée sans évènement moyenne (109 j) et le niveau marin moyen (0,52 m_{sw}, pointillés verts sur la Figure VII-14). Selon ce scénario, le niveau d'eau au 18/09 (1er juin + 109 jours) est de 0,31 m_{sw} ;

- Scénario niveau initial élevé (courbe bleue) : seul le niveau d'eau initial est augmenté (-0,10 m_{sw}) et conduit à un niveau d'eau au 18/09 de 0,33 m_{sw}, une faible différence par rapport au scénario moyen ;
- Scénario perméabilité élevée (courbe verte) : seule la perméabilité est augmentée (10,4 mD) par rapport au scénario moyen et conduit à un niveau d'eau au 18/09 de 0,38 m_{sw} ;
- Scénario de longue période sans évènement de mise en pression (courbe rouge) : seule la durée de la période sans évènement de mise en pression est augmentée à 159 jours par rapport au scénario moyen et conduit à la plus forte augmentation du niveau final des plans d'eau au 07/11 à 0,4 m_{sw}, soit un impact quasi équivalent à une augmentation de la perméabilité.
- Scénario d'un niveau marin élevé (courbe noire) : dans ce scénario seul le niveau marin est augmenté à 0,58 m (pointillés rouges sur la Figure VII-14) et conduit à un niveau d'eau au 18/09 de 0,36 m_{sw}.

Finalement, en combinant les augmentations de tous les paramètres, dans ce qui serait un scénario très pénalisant pour la grotte, le niveau d'eau serait de 0,52 m_{sw} au 07/11 soit 0,21 m_{sw} plus haut que pour le scénario moyen et 0,03 m_{sw} plus haut que le niveau maximal jamais observé dans la grotte (0,49 m_{sw}, le 17/09/2023).

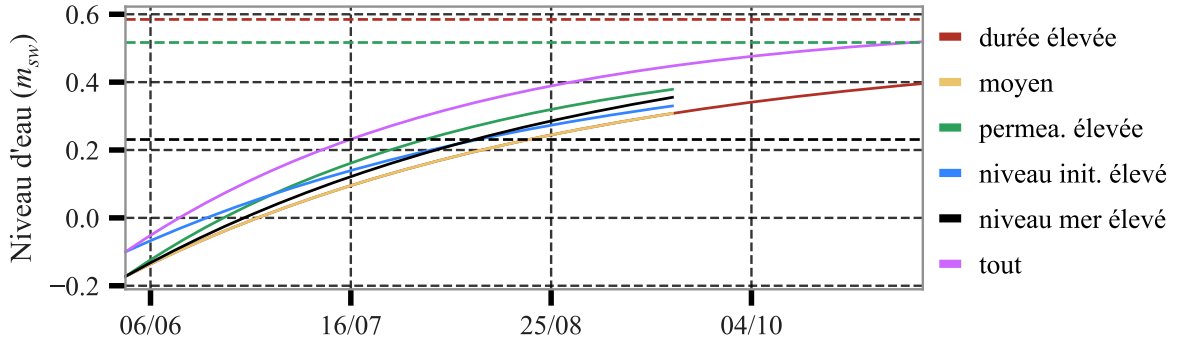


Figure VII-14 : Modèle de remontée des plans d'eau contrôlé par 4 paramètres : la durée sans évènement de mise en pression, le niveau initial des plans d'eau, le niveau de la mer et la perméabilité à l'air du massif. 6 scénarios sont explorés : (1) scénario de référence, les valeurs moyennes des 4 paramètres sont utilisées (jaune) ; (2) seule la durée sans évènement est augmentée (rouge) ; (3) seule la perméabilité est augmentée (vert) ; (4) seul le niveau initial des plans d'eau est augmenté (bleu) ; (5) seul le niveau de la mer est augmenté (noir) et (6) tous les paramètres sont augmentés (violet). Les pointillés noirs indiquent le bas du panneau des chevaux, les pointillés verts indiquent le niveau moyen de la mer et les pointillés rouges un niveau haut de la mer.

Dans les faits, les niveaux d'eau finaux à la fin de l'été les plus élevés ont été observés en 2017 et 2023 (0,41 m_{sw} et 0,39 m_{sw}, moyenne sur 24 h). La Figure VII-15 résume pour chaque année l'ensemble de ces quatre paramètres ainsi que le niveau d'eau final. En 2017, malgré une perméabilité et un niveau d'eau initial moyens, la durée sans événement de mise en pression extrêmement longue a conduit à l'un des niveaux d'eau les plus élevés. En 2023, bien que le niveau d'eau initial était bas et la durée sans événement de mise en pression plus courte qu'en 2017, la perméabilité la plus élevée jamais observée a entraîné une montée extrêmement rapide des niveaux d'eau. Inversement, en 2020, une faible

perméabilité et un niveau d'eau initial bas ont conduit à la plus petite montée du niveau d'eau (0,31 m_{sw}).

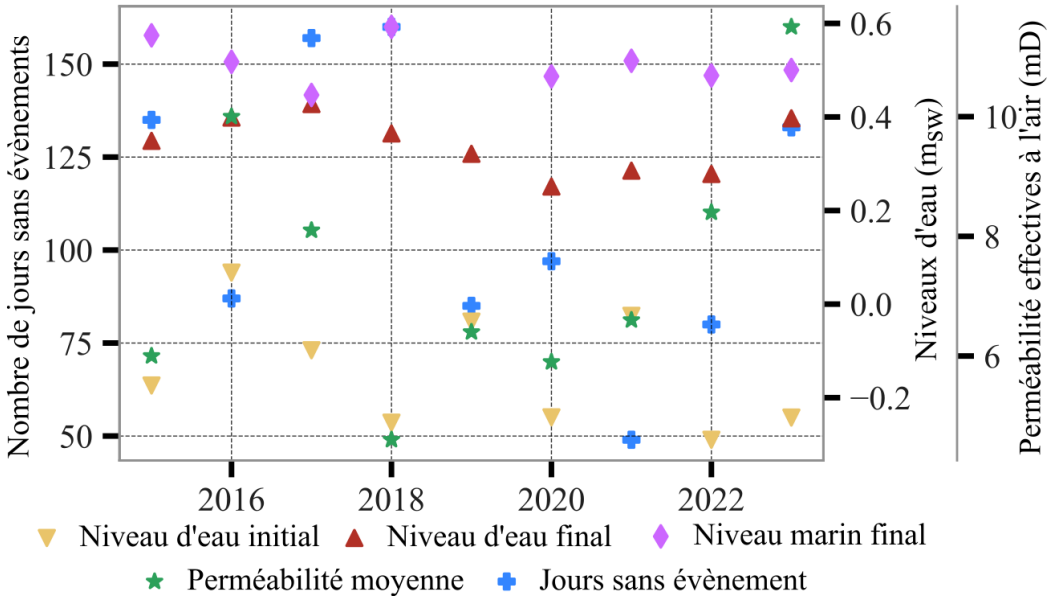


Figure VII-15: Résumé des périodes estivales sans événement de pressurisation pour les années 2015 à 2023, avec les niveaux d'eau initiaux (triangle jaune) et finaux (triangles rouges), le niveau marin moyen à la fin de la période (losange violet), la perméabilité effective à l'air moyenne pour les mois de juillet et août (étoile verte) et le nombre de jours sans évènement de mise en pression (croix bleues).

Est-ce que la hauteur maximale des plans d'eau a déjà été atteinte ? (Complément)

La hauteur maximale des plans d'eau dans la grotte Cosquer est déterminée par le niveau de la mer. L'équilibre entre le niveau des plans d'eau et celui de la mer a été atteint deux fois sur la période de 10 ans de suivi : au début de l'automne 2017, avec un niveau des plans d'eau de 3,4 cm sous le niveau moyen de la mer, et à la fin de l'été 2023, avec un niveau de 3,0 cm sous ce même niveau moyen.

Cependant, le niveau marin fluctue, avec une amplitude annuelle de 0,92 m_{sw}, oscillant entre 0,06 et 1,05 m_{sw} par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume. Les niveaux atteints en 2017 et 2023 correspondaient donc aux maxima possibles à ces moments-là, la mer étant relativement basse. Théoriquement, le niveau maximal que les plans d'eau pourraient atteindre correspond au niveau maximal de la mer (1,05 m_{sw}), bien que celui-ci n'ait jamais été observé.

En pratique, il est peu probable que ce niveau théorique soit atteint, en dehors des effets du réchauffement climatique qui ne sont pas intégrés dans cette analyse. Les niveaux marins les plus élevés sont en effet associés aux tempêtes, qui provoquent des événements de mise en pression et entraînent une baisse des niveaux des plans d'eau dans la grotte. À l'inverse, les périodes prolongées sans mise en pression coïncident généralement avec un temps calme et un niveau de mer bas. Ce mécanisme agit ainsi comme une limitation naturelle du niveau maximal des plans d'eau dans la grotte.

VII.2.6 Renouvellement de l'eau dans la grotte

Est-ce que l'eau dans la grotte est renouvelée ? (Chapitre VI)

La grotte Cosquer est connectée à la mer par des conduits ainsi que par la porosité de la roche environnante. La température de l'eau dans la grotte suit généralement la température de la mer proche de la surface, ce qui indique un renouvellement rapide de l'eau (Figure VII-16C). Ce renouvellement peut notamment être favorisé par les mouvements de la mer, telles que l'agitation des vagues et les marées.

Y a-t-il de l'eau douce dans la grotte ? (Chapitre VI)

L'eau dans la grotte Cosquer est généralement salée, équivalente à la salinité de la mer. On peut également observer de l'eau saumâtre, un mélange d'eau douce et d'eau salée, notamment près de la surface des plans d'eau. Cette eau douce provient essentiellement des précipitations. Après de fortes pluies, une baisse de la conductivité de l'eau est observée, ce qui témoigne de l'arrivée rapide d'eau douce dans la grotte, en l'espace de 2 à 4 jours. Ces infiltrations se produiraient vraisemblablement au travers du massif rocheux (Figure VII-16B).

Comment ces infiltrations impactent les échanges avec la mer ? (Chapitre VI)

L'infiltration d'eau douce crée une lentille d'eau saumâtre qui flotte au-dessus de l'eau salée, établissant une séparation nette entre les deux masses d'eau. Cette lentille se forme principalement en automne et en hiver, après les précipitations, et limite le renouvellement de l'eau dans la partie supérieure de la grotte (Figure VII-16B). La présence de cette couche stabilise la température de l'eau de la grotte, qui cesse alors de suivre celle de la mer. Cette stabilisation indique que, en présence de la lentille d'eau saumâtre, les échanges avec l'eau de mer sont interrompus, du moins en surface.

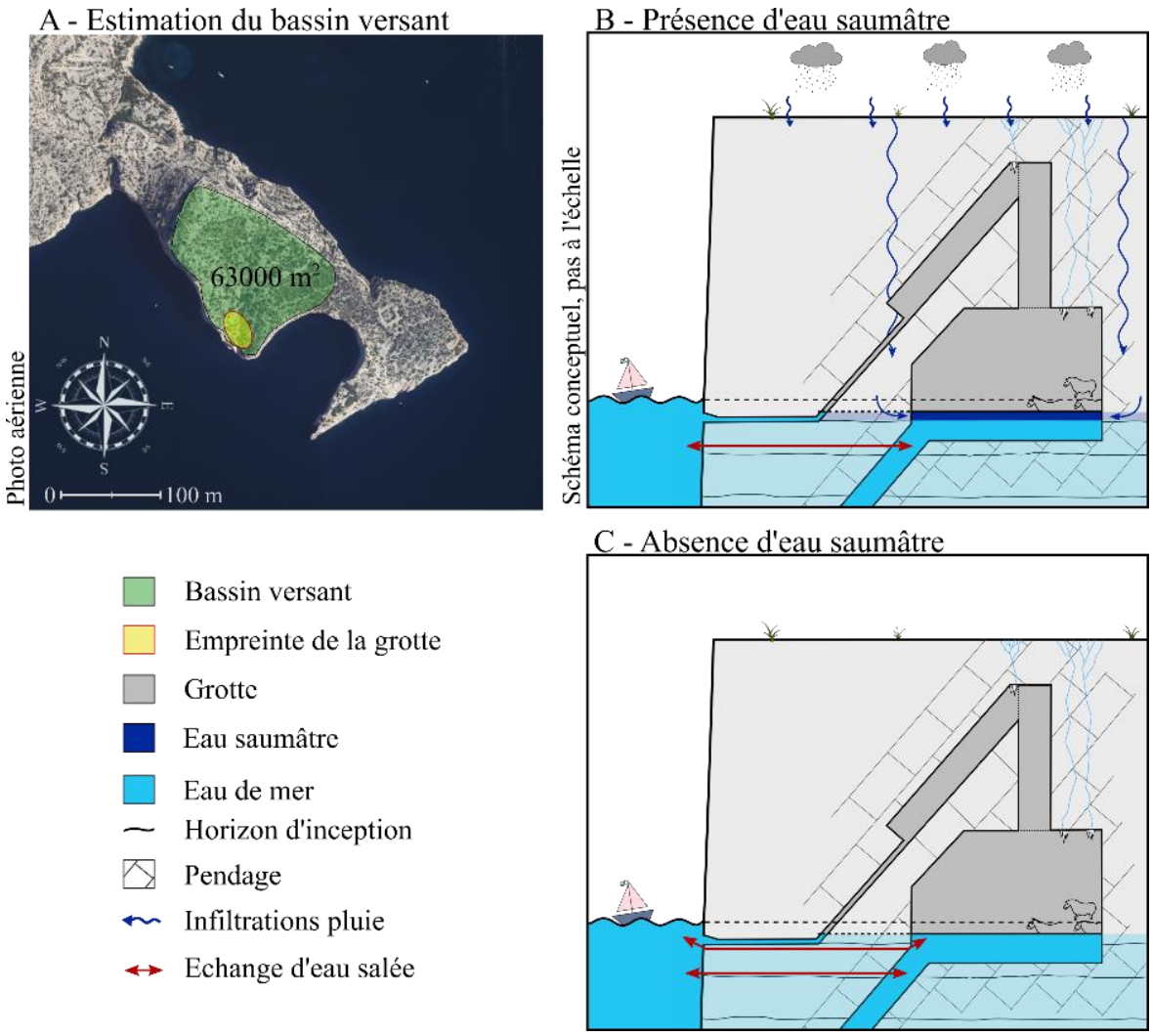


Figure VII-16 : (A) Photo aérienne du cap Morgiou, l'empreinte approximative de la grotte est en jaune et l'estimation du bassin versant est délimité en vert ; (B) Schéma conceptuel de l'échange de l'eau salée avec la mer avec la présence d'eau saumâtre et (C) sans la présence d'eau saumâtre.

VII.2.7 Variations des températures et condensation dans la grotte

Comment varie la température dans la grotte ? (Chapitre VI)

Dans la grotte Cosquer, la température de l'air s'équilibre avec celle de la roche environnante, elle-même influencée par la température des plans d'eau. En raison de l'inertie thermique de la roche, les zones les plus élevées de la grotte connaissent des variations de température plus lentes que les zones proches des plans d'eau. L'air situé à proximité des plans d'eau est plus directement influencé par la température de l'eau, qui suit elle-même celle de la mer en surface (Figure VII-17). En haut du Grand Puits, zone très éloignée des plans d'eau, la température serait plutôt impactée par les mouvements convectifs dans le Grand Puits et les circulations d'air dans le conduit supérieur. Ce dernier point devra faire l'objet d'une étude plus approfondie.

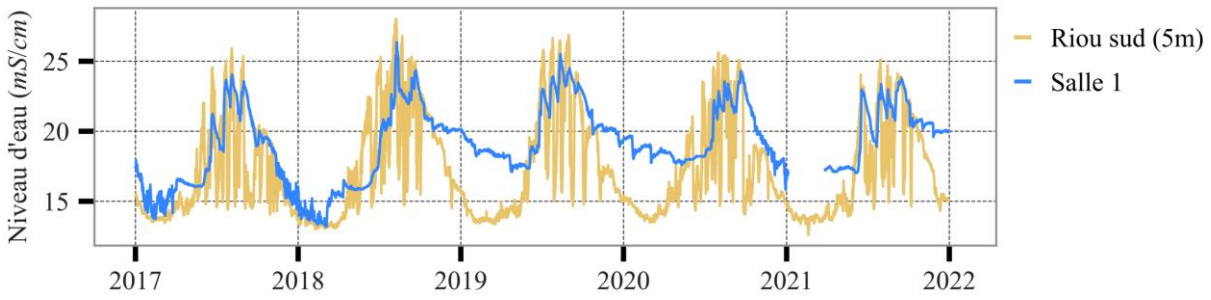


Figure VII-17 : Série temporelle de la température de la mer mesurée à Riou-sud à 5 m de profondeur (courbe jaune) et de l'eau mesurée dans la Salle 1 (courbe bleue) pour les années 2017 à 2022.

La variation annuelle de la température de l'air dans la Salle 1 est en moyenne de 3,8 °C, ce qui représente une amplitude relativement importante pour une grotte ornée, tandis que celle de l'eau (mesurée dans la Salle 1) est de 7,8 °C. La variation annuelle de la température de la roche dépend de sa distance au plan d'eau, avec une amplitude de 6,32 °C proche des plans d'eau et 0,88 °C en haut du Grand Puits, loin des plans d'eau.

Y a-t-il de la condensation dans la grotte ? (Chapitre VI)

Les cycles d'évaporation-condensation de l'eau sur les parois de la grotte peuvent entraîner des phénomènes de dissolution ou de précipitation de la calcite. Bien que l'évaporation-condensation n'ait pas été mesurée directement, les relevés de température de l'air et de la roche permettent d'identifier les périodes propices à ce processus. Ces mesures sont réalisées en trois points de la grotte : en haut du Grand Puits, en haut de la Plage (Salle 1) et au Petit Puits (Salle 2).

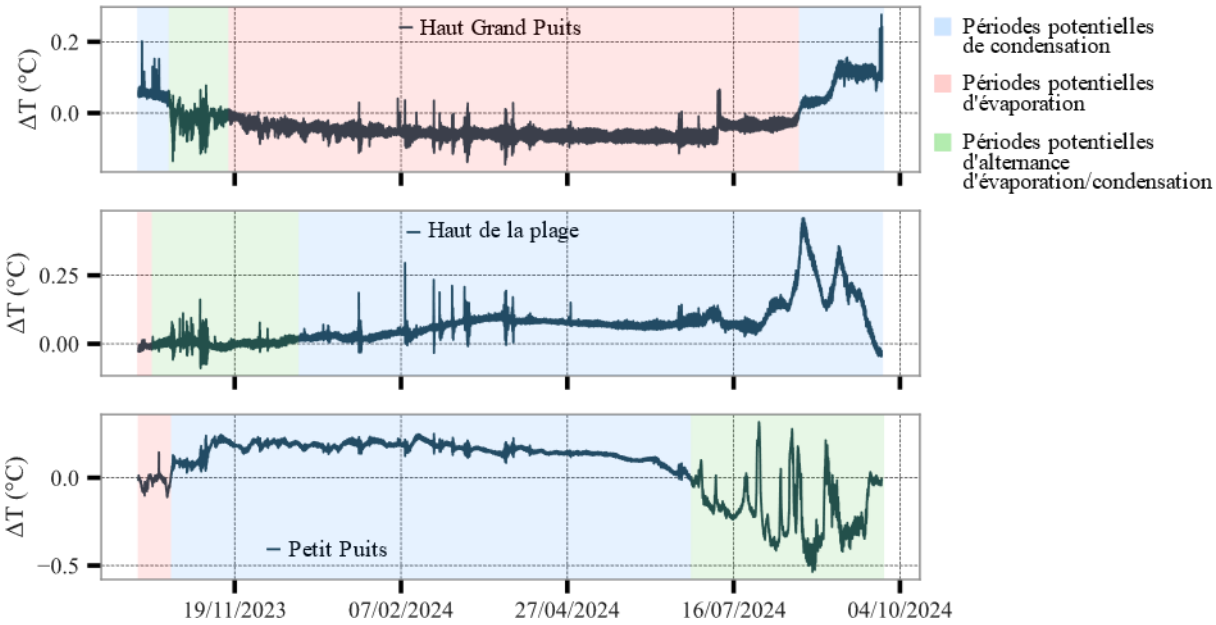


Figure VII-18 : Différence entre la température de l'air et de la roche (A) en haut du Grand Puits ; (B) en haut de la plage et (C) au Petit Puits du 03/10/2023 au 25/09/2024. Les périodes de potentielle condensation aux parois sont indiquées en bleues, les périodes d'évaporation en rouge et les périodes d'alternances en vert.

En haut de la Plage, les risques de condensation apparaissent du début de l'hiver au début de l'automne, l'automne étant plutôt marqué par des périodes d'alternance de potentielle

évaporation/condensation (Figure VII-18C). Au Petit Puits, les périodes de potentielles condensation débutent plus tôt, du milieu de l'automne au début de l'été, le reste de l'année étant plutôt marqué par des périodes de potentielles alternances d'évaporation/condensation (Figure VII-18B). En haut du Grand Puits, l'inverse se produit. Du milieu de l'automne à la fin de l'été l'évaporation est plus probable d'intervenir, la première moitié de l'automne étant plutôt marquée par des risques de condensation ou d'alternance condensation évaporation (Figure VII-18A).

Quel impact de la présence humaine sur la température de la grotte ? (Chapitre VI)

La présence humaine déstabilise localement la température de l'air dans la grotte. L'impact est d'autant plus important que le temps de fréquentation et le nombre de personnes sont élevés. Parmi toutes les zones couvertes par le suivi de température dans la grotte, le haut du conduit supérieur et la zone à proximité du panneau des Pingouins sont les deux zones où la variation de température est la plus importante (environ 0,2 °C). Ceci est dû au fait qu'il s'agit de zones où le stationnement est assez long puisqu'elles correspondent à des lieux d'équipement/déséquipement des personnes dans la grotte. Cependant, ces instabilités sont de très courtes durée (environ 2 h sont nécessaires pour retourner à des variations naturelles) et ne présentent donc pas un risque sanitaire pour la grotte.

Actuellement, la fréquentation maximale de la grotte Cosquer est limitée à 6 personnes par jour (4 scientifiques, un plongeur et un spéléologue) et les premières analyses n'ont pas révélé d'impacts significatifs sur les paramètres climatiques de la cavité. Bien que le nombre d'intervenants soit également limité par la taille restreinte de la cavité et des mesures de sécurité, la réalisation d'un bilan thermique complet permettrait de réévaluer la fréquentation maximale de la grotte afin d'optimiser le nombre de tâches réalisables lors des courtes et rares périodes opérationnelles.

VII.2.8 Circulation et renouvellement de l'air dans la grotte

Comment se déplace l'air dans la grotte par convection ? (Chapitre VI)

Bien que la grotte soit isolée de l'air extérieur, l'air n'y est pas statique. Les courants de convection se mettent en place quand de l'air froid surmonte de l'air chaud. Dans le Grand Puits, deux dynamiques de convection sont observées (Figure VII-19). L'été, la convection est intense dans l'ensemble du Grand Puits, contrôlée par la température de l'eau plus élevée que celles des parois, favorisant ainsi la condensation. Cette zone est sujette à des processus de condensation-dissolution, pouvant expliquer l'absence de concrétionnement par endroits. L'hiver, l'eau est plus froide que l'air et la convection cesse dans la partie inférieure, tandis que dans la partie supérieure, de légers mouvements convectifs persistent, entraînés par la température de l'air au milieu du Grand Puits légèrement plus élevée qu'en haut.

Dans les Salles 1 et 2, la température de l'air est en équilibre avec celle de la roche. Un gradient thermique, influencé par la température des plans d'eau, se met en place. Ce gradient est orienté vers le bas en hiver et vers le haut en été. Cela se traduit par une convection active en été et une stratification des masses d'air le reste de l'année. En haut de la plage (zone de mesure plus éloignée du plan d'eau), la température de la roche met plus de temps à décroître, prolongeant l'activité convective dans le temps.

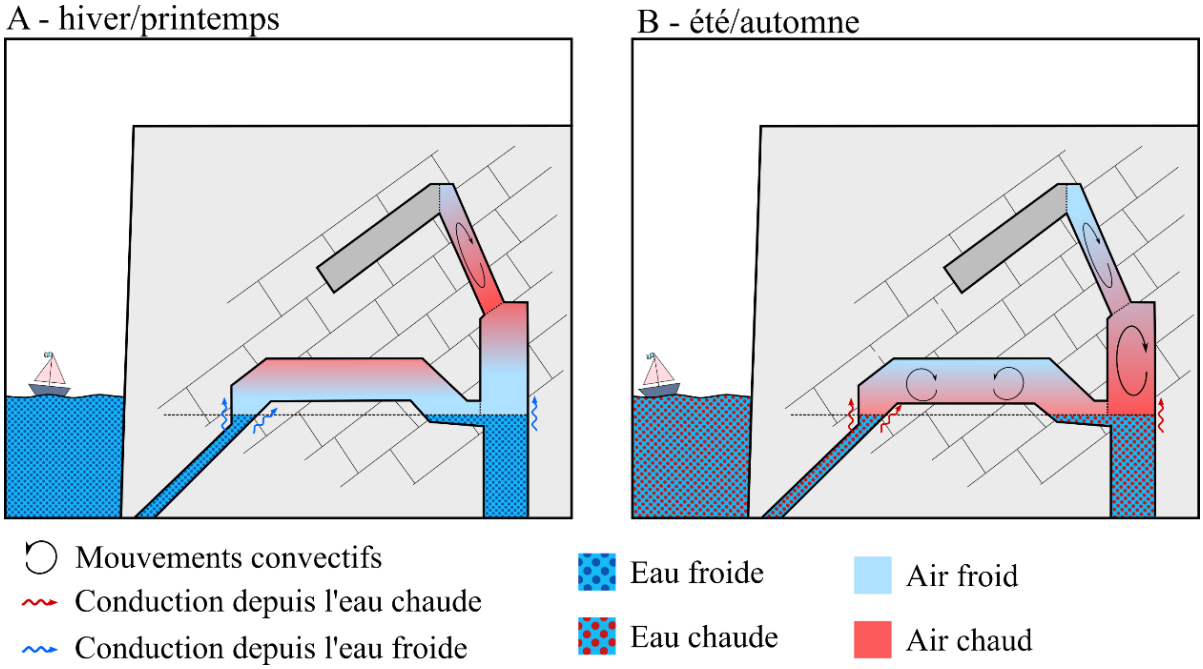


Figure VII-19 : Schémas conceptuels des déplacements d'air dans la grotte (A) en hiver et au printemps et (B) en été et à l'automne.

Renouvellement de l'air dans la grotte (Chapitre III et Chapitre VI)

Lors des événements de mise en pression, le volume d'air injecté est inférieur au volume total du conduit supérieur. Sa géométrie ascendante empêche ainsi l'air nouvellement entré de dépasser le seuil du Grand Puits et donc de s'écouler vers les salles ornées (Figure VI-20B). Les relevés de température et de radon semblent confirmer que cet air reste confiné au conduit supérieur.

Cependant, lors de successions rapprochées d'événements de mise en pression, de l'air récent, non encore équilibré avec l'atmosphère de la grotte, peut atteindre les zones ornées. Lors du premier événement, l'air du conduit supérieur est renouvelé. Puis, au cours d'un second ou troisième événement consécutif, cet air récent est poussé vers la zone ornée, diluant l'air initialement en équilibre dans ces salles (Figure VI-20C). Ainsi, le renouvellement de l'air dans la grotte reste très limité, se produisant entre 0,78 et 4,32 fois par an.

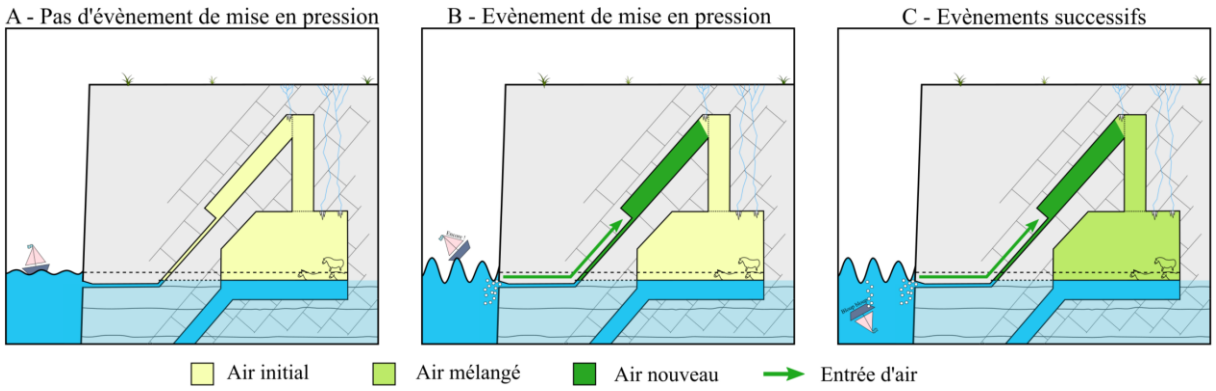


Figure VII-20 : Schéma conceptuel de l'entrée d'air dans la grotte au cours des évènements de mise en pression : (A) air initial dans la grotte ; (B) une première entrée d'air renouvelle l'air du conduit supérieur et (C) une succession d'entrées d'air renouvelle l'air du conduit supérieur et pousse l'air récemment entré dans la zone ornée.

Y a-t-il du CO_2 dans la grotte ? (Chapitre VI)

Les concentrations en CO_2 dans la grotte Cosquer ont été mesurées ponctuellement lors des missions de terrain. Des valeurs très faibles ont été mesurées, environ 0,15 % dans les zones ornées. La production de CO_2 est classiquement attribuée au sol (activité végétale), puis dans un karst classique, ce CO_2 migre vers la profondeur avec l'infiltration des pluies dissolvant ce CO_2. La faible concentration dans la grotte Cosquer est *a priori* expliquée principalement par la surpression de l'air de la cavité qui exerce une force vers l'extérieur du massif et force la circulation de l'air du sol vers l'atmosphère. De plus, la faible épaisseur de sol et la végétation peu développée limitent la production de CO_2 du sol. D'un point de vue sanitaire, ce taux très faible permet de garantir la sécurité et le confort des personnes intervenant dans la grotte.

La concentration de CO_2 dans les grottes joue un rôle essentiel pour comprendre la dissolution et la précipitation des carbonates. Quand la pression de CO_2 dans l'air est plus élevée que celle du CO_2 dissous dans l'eau des parois, il y a dissolution des carbonates s'il y a condensation. À l'inverse, quand la pression de CO_2 dans l'air est plus basse que celle du CO_2 dissous, il y a précipitation de calcite sur les parois. La concentration en CO_2 de l'eau d'infiltration n'est pas encore connue, mais les figures de dissolution de la calcite au milieu du Grand Puits indiquent qu'il y a ou a eu un déséquilibre des concentrations en CO_2. Sa mesure permettra d'établir s'il existe encore un déséquilibre des concentrations de CO_2 susceptible d'impacter les parois.

Y a-t-il du radon dans la grotte ? (Chapitre VI)

Le radon 222 (^{222}Rn) est un gaz rare radioactif, incolore et inodore produit de la chaine de désintégration de l'uranium 238. Le radon est présent dans toutes les régions, quelle que soit la nature du sol, particulièrement dans les zones granitiques et volcaniques, mais également dans les terrains calcaires. La mesure de la concentration en radon est souvent utilisée pour calculer le renouvellement de l'air dans les grottes et a contribué à l'élaboration du modèle conceptuel précédemment décrit (Figure VI-28). Étant donné les propriétés cancérigènes du radon, un suivi régulier de ses niveaux est nécessaire pour

assurer la sécurité du personnel. Dans le cas de la grotte Cosquer, les mesures de radon ont révélé des concentrations très faibles pour un environnement où le renouvellement de l'air est si limité, se maintenant en deçà des seuils réglementaires. Cette faible concentration semble liée à plusieurs facteurs, parmi lesquels la pression interne de la grotte imposant un flux d'air dirigé de l'intérieur vers l'extérieur, restreignant ainsi la diffusion du radon vers les zones ornées.

VII.3 Evolution du système au cours du suivi

VII.3.1 Evolution des niveaux d'eau

Est-ce que le niveau de la mer a augmenté ? (Chapitre VI)

Depuis le début des années 1990, la vitesse d'élévation du niveau marin a doublé, passant d'environ 1,4 cm par décennie à environ 2,8 ± 0,1 cm par décennie aujourd'hui. Cependant, cette augmentation reste faible en comparaison de la variation annuelle du niveau marin, qui atteint près de 1 m. À l'échelle de temps couverte par nos données, cette tendance n'est donc pas observable. Au cours des huit années de suivi hydroclimatique (2015 à 2023), aucune tendance significative, que ce soit à la hausse ou à la baisse, n'a été relevée dans les valeurs minimales, médianes ou maximales des niveaux marins (Figure VII-21).

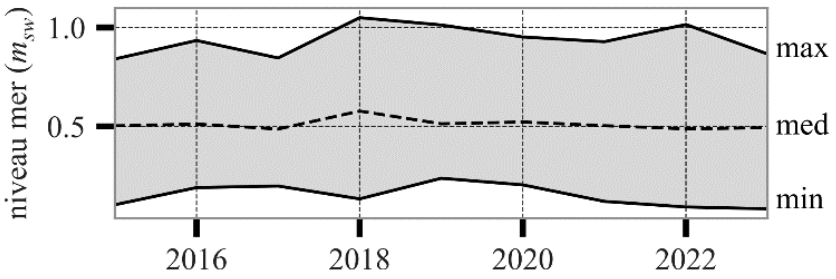


Figure VII-21 : Evolution du niveau marin minimum, médian et maximum mesuré à l'observatoire de Port-Miou pour les années 2015 à 2023.

Est-ce que les niveaux d'eau ont changé ? (Complément)

Depuis 2015, l'élévation du niveau marin demeure trop faible pour influencer de manière notable les niveaux d'eau dans la grotte (Figure VII-22). Les variations de niveau y sont davantage déterminées par les mises en pression internes que par les fluctuations du niveau marin. Cependant, étant donné que l'élévation du niveau marin est devenue plus significative depuis la découverte de la grotte en 1991, il est probable que les niveaux d'eau maximaux observés aujourd'hui soient plus élevés qu'il y a 30 ans. Malheureusement, les données recueillies à cette époque ne couvrent pas les mois d'août et septembre (les mois où les niveaux sont à leur maximum) ce qui rend toute comparaison directe avec les observations actuelles impossible.

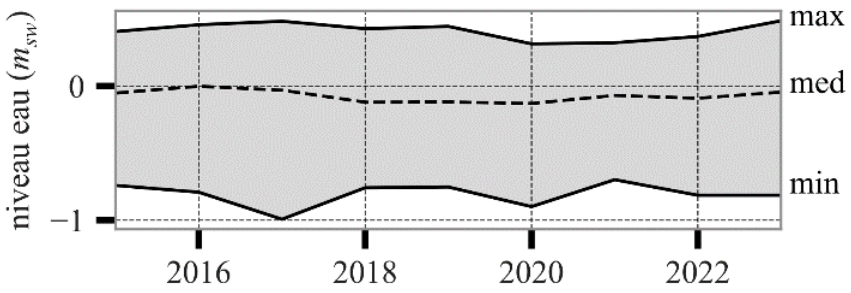


Figure VII-22 : Evolution du niveau d'eau minimum, médian et maximum dans la grotte pour les années 2015 à 2023.

Est-ce que l'ennoiement des œuvres a changé ? (Complément)

En 2023, l'ennoiement du panneau des chevaux, que ce soit en termes de durée (Figure VII-23A) ou de hauteur (Figure VII-23B), a été le plus important jamais observé depuis 2015. Cependant, aujourd'hui, il n'y a pas suffisamment d'élément pour supposer une augmentation des fréquences des périodes ou de hauteur d'ennoiement du panneau.

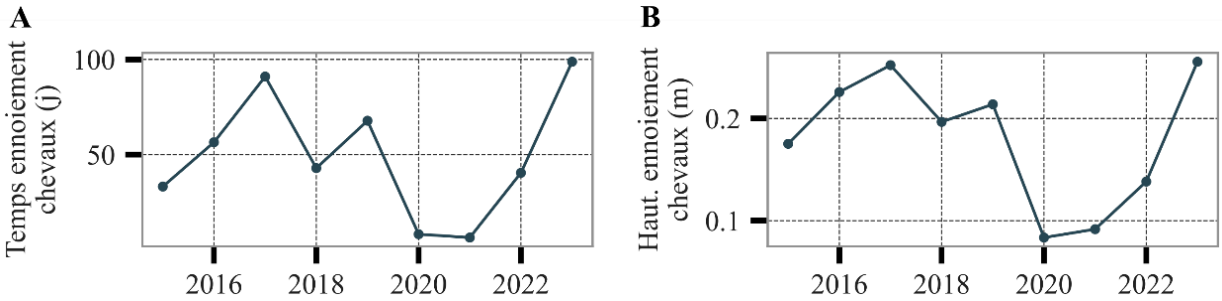


Figure VII-23 : pour les années 2015 à 2023 (A) temps d'ennoiement du panneau des chevaux en nombre de jours avec un niveau d'eau supérieur ou égal à la limite inférieure du panneau et (B) hauteur d'ennoiement maximum en mètre (avec pour référence la limite inférieure du panneau).

Est-ce que le nombre d'évènements de mise en pression augmente? (Chapitre V)

À ce jour, aucun élément ne permet d'établir une tendance à la hausse ou à la baisse du nombre annuel d'événements de mise en pression (Figure VII-24). Toutefois, il est essentiel de souligner que, plus que le simple nombre d'événements, c'est leur fréquence et leur régularité qui jouent un rôle crucial pour maintenir un niveau d'eau bas. En effet, l'impact d'un événement est limité par le niveau minimal des plans d'eau dans la grotte. Par conséquent, pour maintenir un niveau bas dans la grotte durant une longue période, il est préférable d'avoir des événements de mise en pression répartis régulièrement tout au long de l'année plutôt que des événements concentrés uniquement sur quelques mois.

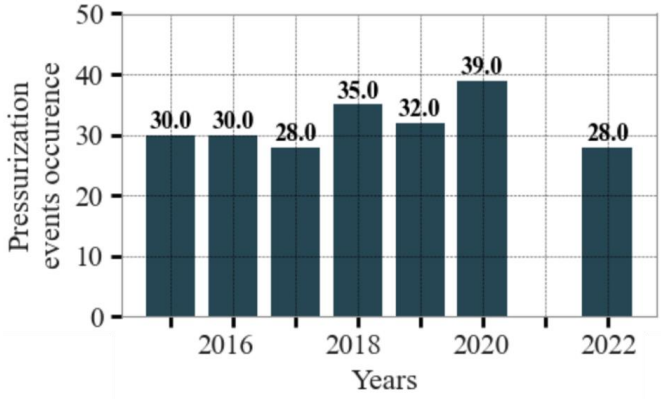


Figure VII-24 : nombre annuel d'évènements de mise en pression pour les années 2015 à 2022.

VII.3.2 Evolution des températures

Est-ce que les températures augmentent dans la grotte ? (Chapitre VI)

Il est désormais bien établi que les milieux souterrains se réchauffent plus rapidement que l'air extérieur. Les neuf années de suivi de la température de l'air dans la grotte Cosquer révèlent une tendance à la hausse, avec un rythme d'augmentation de 0,33 ± 0,28 °C par an (Figure VII-25). Toutefois, les incertitudes associées à ces résultats sont encore trop importantes pour être considérées comme définitives. La poursuite du suivi hydroclimatique permettra d'affiner cette évaluation. En revanche, l'impact de cette augmentation sur la condensation et les mouvements d'air au sein de la grotte n'a pas encore été analysé.

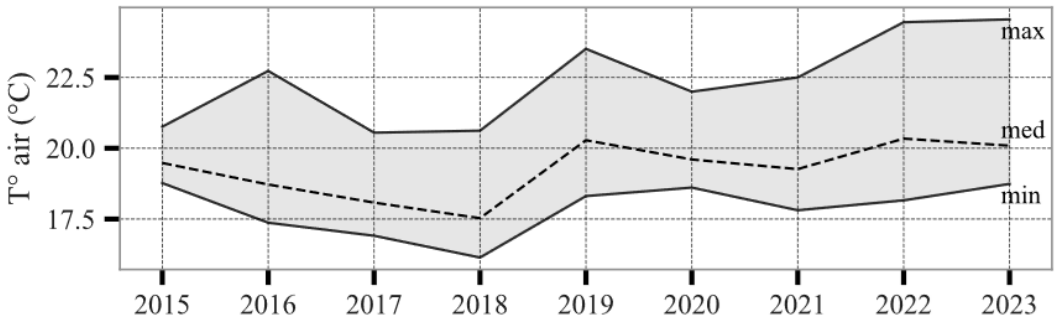


Figure VII-25 : Évolution de la température minimale, médiane et maximale de l'air mesurée dans la Salle 1 pour les années 2015 à 2023.

VII.4 Effets du fonctionnement hydroclimatique sur la conservation des œuvres

Le panneau des chevaux est une des représentations emblématiques de la grotte Cosquer. Ce panneau, composé de trois chevaux dessinés au charbon, est régulièrement submergé lors de la remontée des plans d'eau (Figure VII-26). Il est par la suite utilisé comme témoin de l'effet des variations des plans d'eau sur les œuvres. Pour l'étudier, nous fixons le bas du panneau des chevaux à 0,23 m (par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume) et le haut du panneau 77 cm au-dessus, à 1,0 m (Figure VII-27).



Figure VII-26 : Photos du panneau des chevaux (A) le 27/09/2023, lorsque le niveau d'eau est très bas et (B) le 25/09/2024, lorsque le niveau d'eau est très haut.

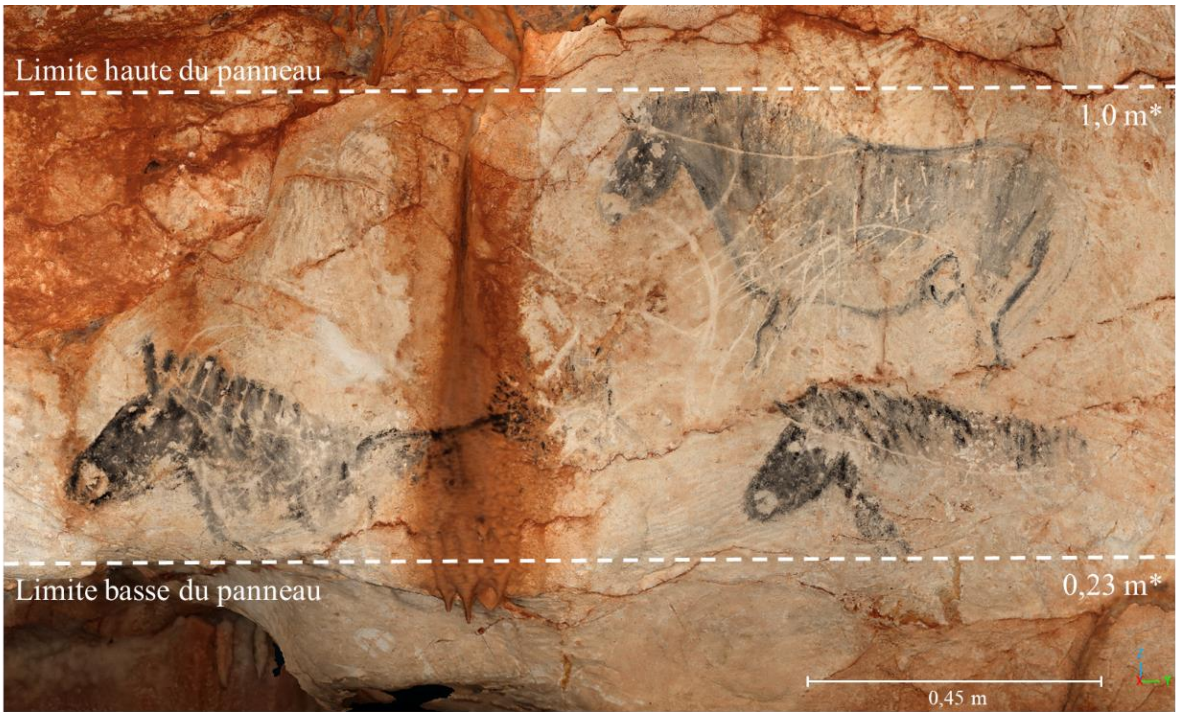


Figure VII-27 : Limites basses et hautes du panneau des chevaux tel que définies dans cette étude. Image issue du modèle 3D.

Comment la pression de la grotte protège les œuvres ? (Complément)

La mise en pression de l'air de la grotte joue un rôle crucial pour protéger le panneau des chevaux de l'ennoiement par l'eau du plan d'eau de la Salle 1. Grâce à ce mécanisme, le panneau reste hors de l'eau, c'est-à-dire en-dessous de la ligne définissant le bas du panneau des chevaux sur la Figure VII-27, pendant en moyenne 316 jours par an, soit 87 % du temps. Les périodes où le bas du panneau est partiellement immergé, en rouge sur la Figure VII-28, se produisent surtout entre juillet et septembre, quand l'eau monte lentement en été, et très rarement à la fin de l'automne après une longue période sans

évènements. Ces périodes se terminent dès qu'un événement fort de mise en pression se produit, entre la fin de l'été et l'automne, rabaissant subitement le niveau d'eau.

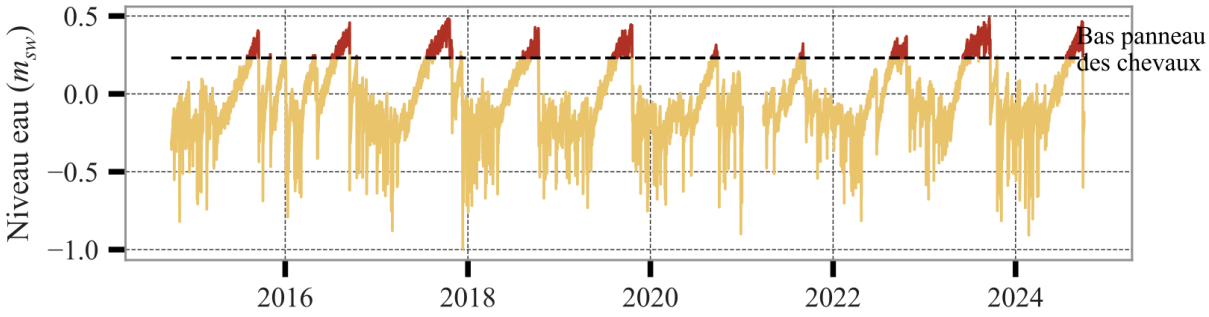


Figure VII-28 : Niveau d'eau dans la grotte du 02/10/2014 au 08/07/2024. Les périodes d'ennoiement du panneau des chevaux sont indiquées en rouge.

En moyenne, le panneau est submergé 49 jours par an, ce qui représente environ 13 % du temps. La plus longue période d'immersion a eu lieu en 2017, quand les chevaux sont restés sous l'eau pendant 90 jours. À l'inverse, en 2021, l'eau a atteint le bas du panneau seulement 12 jours dans l'année (voir Table VII-1).

En 2017 et 2023, les niveaux d'eau ont été particulièrement élevés, atteignant 0,49 m dans la grotte (par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume), submergeant ainsi environ 33 % de la hauteur du panneau (Table VII-1), une zone où se trouvent près des deux tiers des pigments. En moyenne, chaque année, l'eau recouvre environ 24 % de la hauteur totale du panneau, soit 18,2 cm.

Années	début	fin	Durée d'ennoiement (jours)	Hauteur d'ennoiement du panneau (cm)	Ratio (%)
2015	07/31	15/09	45	17,5	23
2016	05/07	13/09	69	22,6	29
2017	19/07	18/10	90	25,2	33
2018	07/08	09/10	62	19,7	26
2019	01/08	09/09	38	21,4	28
2020	02/09	19/09	16	8,4	11
2021	20/08	02/09	12	9,2	12
2022	17/08	13/09	26	13,8	18
2023	03/06	27/08	85	25,5	33

Table VII-1 : Synthèse pour les années 2015 à 2023 des périodes d'ennoiement partielles du panneau des chevaux avec les dates de début et de fin d'ennoiement, les durées d'ennoiement, ainsi que les hauteurs d'ennoiement.

La Figure VII-29A présente le niveau marin par année, remis dans le contexte de la grotte. Celui-ci varie naturellement au cours de l'année et d'une année sur l'autre avec une amplitude maximale de 1,0 m. Cette figure permet d'illustrer le niveau qu'aurait l'eau dans la grotte dans le cas où le mécanisme de mise en pression de la grotte ne se produisait pas : le niveau d'eau dans la grotte serait constamment au même niveau que le niveau de la mer. Avec un niveau marin moyen de 0,52 m (par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume), le panneau des chevaux serait partiellement submergé presque toute l'année, soit 362 jours, ce qui causerait des dégâts importants (lessivage des

peintures, action mécanique des marées sur les parois et les œuvres). Actuellement (Figure VII-29B), grâce à la mise en pression, le niveau d'eau reste en moyenne 27 cm sous le bas du panneau. Sans cette protection, il serait noyé de 29 cm en moyenne et jusqu'à 82 cm au maximum, submergeant ainsi complètement l'œuvre (Figure VII-29A).

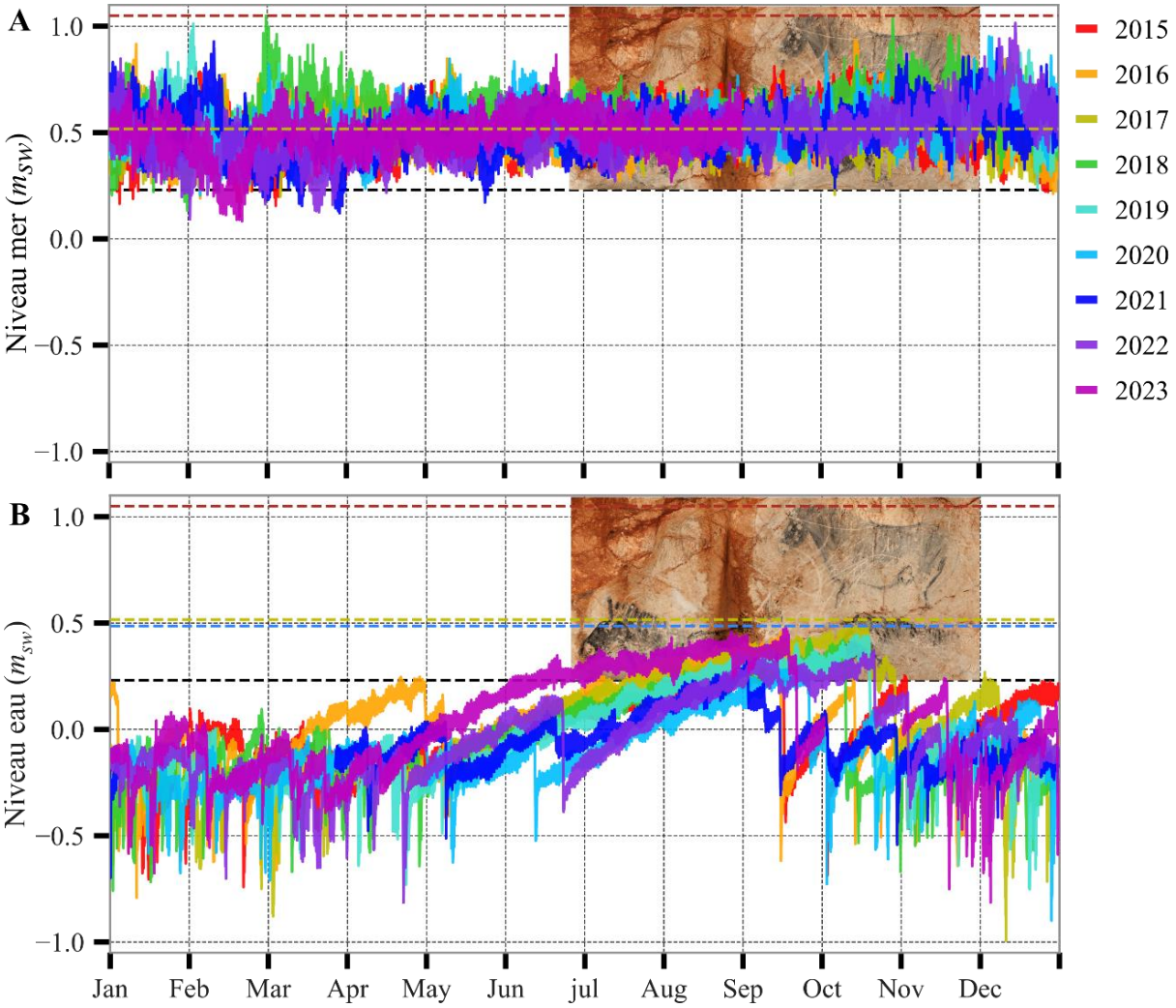


Figure VII-29 : Séries temporelles superposées par année pour les années 2015 à 2023 (A) du niveau de la mer et (B) du niveau d'eau dans la grotte. Pour remettre dans le contexte de la grotte, une photo du panneau des chevaux à l'échelle est ajoutée. Les pointillés rouges marquent le niveau maximum de la mer, les pointillés jaunes le niveau moyen de la mer et les pointillés bleus le niveau maximum mesuré dans la grotte.

Comment la marée impacte le niveau des plans d'eau ? (Chapitre III)

Bien qu'amortie par la pression de l'air de la grotte, la marée se propage à l'intérieur de la grotte. La marée entraîne un lessivage des parois deux fois par jour par érosion mécanique et chimique (Figure VII-30). La variation moyenne du niveau des plans d'eau liée aux marées est d'environ 5,5 cm, variant d'une amplitude de 1 cm à 11 cm. Ces mesures dans la grotte correspondent à des amplitudes de marées en mer de 3,2 cm et 28 cm, pour une amplitude moyenne de marée de 15 cm .

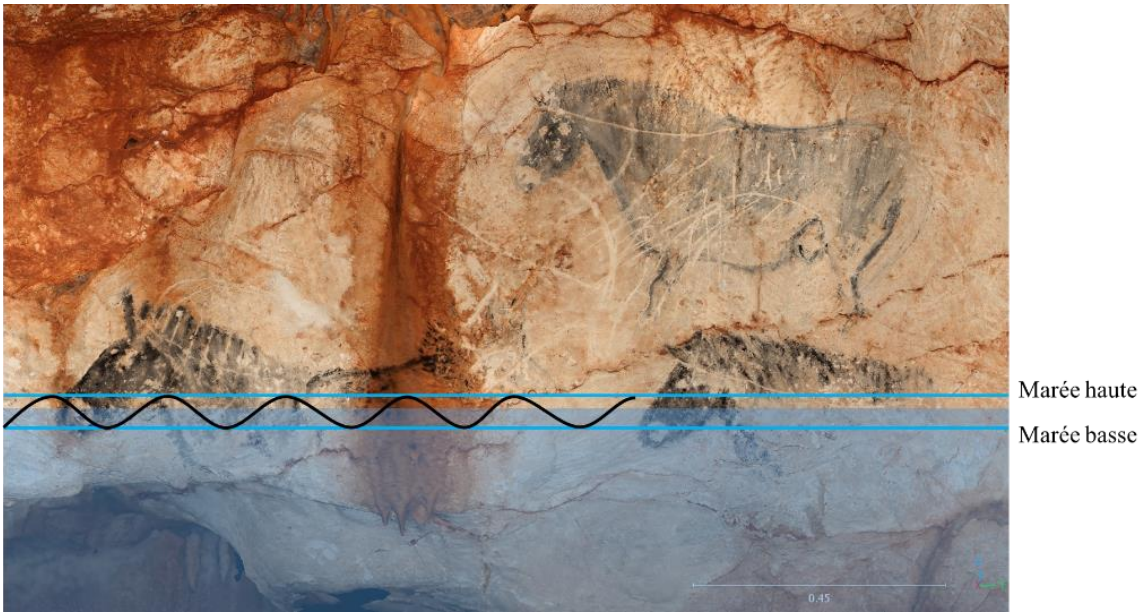


Figure VII-30 : Image du panneau des chevaux issue du modèle 3D. Le niveau d'eau est fixé à 0,36 m_{sw} (par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume) et l'amplitude moyenne de la marée (5,5 cm) est symbolisée par les lignes bleues.

Comment les précipitations affectent la conservation ? (Chapitre III et Chapitre VI)

Lors des précipitations, l'eau météorique s'infiltre dans le massif calcaire, entraînant deux effets principaux sur :

1. **La perméabilité** : L'eau infiltrée comble les pores et fractures de la roche dans la zone non saturée du massif calcaire entourant la grotte, réduisant ainsi les chemins normalement empruntés par l'air pour s'échapper à travers le massif. Cette diminution de la perméabilité limite l'écoulement de l'air dans la roche, ce qui ralentit la baisse de pression de l'air, et limite ainsi la remontée des plans d'eau, contribuant à réduire l'ennoiement des parois. À l'inverse, plus les précipitations sont faibles, plus la perméabilité est élevée et plus les niveaux d'eau remontent rapidement. Toutefois, la vitesse de remontée des plans d'eau dépend également d'autres facteurs, en particulier le gradient de pression entre l'intérieur de la grotte et l'atmosphère extérieure.
2. **La formation d'eau saumâtre** : Lorsque l'eau météorique atteint le plan d'eau de la grotte, elle se mélange à l'eau de mer. Ce mélange, ou eau saumâtre, possède un pouvoir agressif plus élevé que celui de l'eau de mer ou de l'eau douce seule. Bien que l'impact de cette eau saumâtre sur l'état de la roche n'ait pas encore été évalué, il pourrait représenter un risque pour la conservation des œuvres présentes (dissolution) dans la grotte.

VII.5 Evolution future du système dans un contexte de changement climatique

VII.5.1 Evolution des niveaux d'eau

Effets des conditions océanographiques sur la fréquence des évènements de mise en pression (Chapitre V)

Peu d'études portent encore sur l'évolution future des vagues. Certaines projections anticipent une légère baisse de la hauteur moyenne des vagues dans le golfe du Lion, jusqu'à 5 % selon les saisons. Si ces scénarios se concrétisent, la fréquence des événements de mise en pression pourrait diminuer progressivement, mais cet impact serait limité en raison de la faible variation de la hauteur des vagues.

La direction des vagues joue également un rôle important pour les évènements de mise en pression, certaines orientations de la houle étant plus favorables que d'autres. Cependant, peu d'études ont abordé l'évolution des directions de vent et des vagues dans le contexte du changement climatique, en particulier dans le golfe du Lion. Les rares études disponibles suggèrent peu de changements significatifs de la direction des vagues donc un impact négligeable sur la fréquence des évènements de mise en pression.

Les projections climatiques actuelles anticipent une élévation du niveau marin de 0,23 m à l'horizon 2050 (par rapport à la période de référence 1994-2014), et de 0,72 m à l'horizon 2100 (scénario SSP5-8.5). La montée du niveau marin entraîne une augmentation de la profondeur des siphons permettant le transfert de l'air vers la grotte. Pour continuer à faire passer l'air par des siphons plus profonds, une augmentation de la hauteur des vagues est nécessaire. Étant donné qu'une augmentation de la hauteur des vagues n'est pas prévue, l'élévation du niveau marin se traduira par une diminution de la fréquence des événements de mise en pression, ne permettant qu'aux vagues les plus importantes de provoquer de tels événements.

Est-ce que le niveau d'eau minimal restera le même ? (Chapitre V)

Le niveau d'eau le plus bas dans la grotte en surpression est dicté par la présence des siphons, qui établissent une profondeur limite fixe. Pour que les plans d'eau atteignent cette profondeur, il faut exercer aujourd'hui une pression d'au moins 1,0 à 1,6 m_{sw}, comme cela se produit lors des événements de mise en pression. Cependant, avec la montée du niveau marin, la profondeur des siphons augmente, et une augmentation proportionnelle de la pression de l'air dans la grotte est nécessaire pour maintenir le même niveau des plans d'eau (Figure VII-31). Par exemple, si le niveau marin s'élève de 0,23 m d'ici 2050, la pression nécessaire passera à 1,2 à 1,8 m_{sw}. Par conséquent, pour conserver le niveau d'eau actuel et protéger les œuvres visibles, il sera nécessaire d'augmenter à la fois la fréquence et l'intensité des événements de mise en pression.

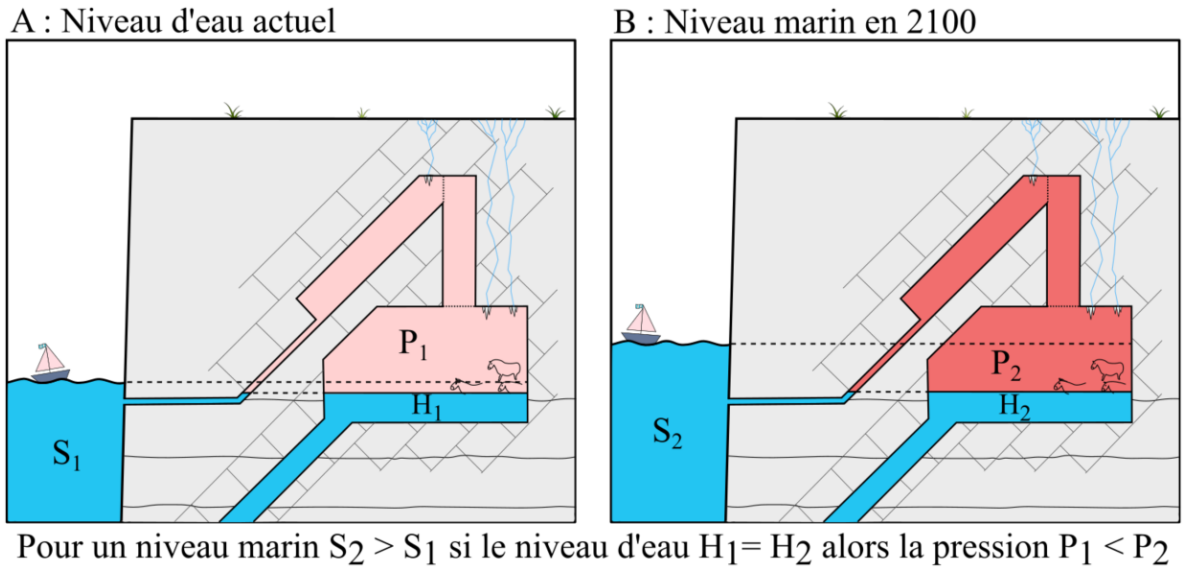


Figure VII-31: Schéma conceptuel de l'effet de la montée du niveau marin sur la pression de l'air dans la grotte. Pour un même niveau d'eau, la pression de l'air est moins importante lorsque la mer est basse (A) que lorsque la mer monte (B).

Augmentation des périodes de sècheresse ? (Chapitre III)

Bien qu'il n'y ait pas d'élément permettant d'affirmer que les précipitations cumulées annuelles changeront par rapport à aujourd'hui, celles-ci seront plus intenses et laisseront la place à des périodes de sècheresse plus longues. L'été, une augmentation des périodes de sècheresse (donc de la perméabilité du karst), associées à des conditions océanographiques peu propices aux évènements de mise en pression se traduirait par une augmentation de la hauteur et de la durée d'ennoiement des parois induisant une érosion plus intense des parois et un effacement plus important des œuvres.

Les remontées des niveaux d'eau l'été ? (Chapitre VI)

Si le niveau d'eau minimal dans la grotte reste constant malgré la montée du niveau marin, la pression accrue entraînera une augmentation des fuites d'air à travers le massif, accélérant ainsi la remontée des plans d'eau. Cet effet peut être illustré par des modèles de remontée des plans d'eau (Figure VII-32) simulant différents scénarios d'élévation à partir d'un même niveau initial (-0,24 m_{sw} par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume). Basés sur la remontée estivale de l'année 2023 (démarrant le 16/04), ces modèles montrent une augmentation de la vitesse de remontée des plans d'eau en fonction de l'élévation du niveau marin.

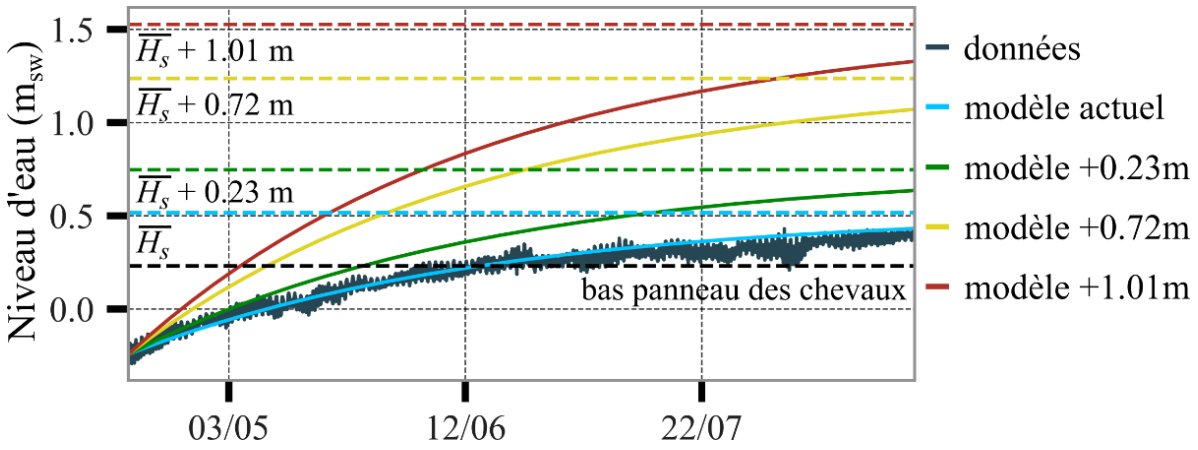


Figure VII-32 : Modèles de remontée des plans d'eau dans la grotte entre le 16/04/2023 et le 27/08/2023 pour différents scénarios d'élévation du niveau de la mer : le modèle actuel (bleu), modèle pour une élévation de 0,23 m du niveau de la mer (vert), une élévation de 0,72 m (jaune) et une élévation de 1,01 m (rouge). Les données sont en bleu foncé. Les pointillés indiquent le niveau marin moyen selon les différents scénarios. Le bas du panneau des chevaux est matérialisé par des pointillés noirs.

La montée du niveau marin n'a pas seulement un impact sur les durées, mais également sur les amplitudes d'ennoiement de la grotte. Pour se figurer l'impact du niveau marin sur le panneau des chevaux, les niveaux d'eau dans la grotte, les niveaux marins actuels ainsi que les projections aux horizons 2050, 2100 et 2130 sont représentés sur la Figure VII-33.

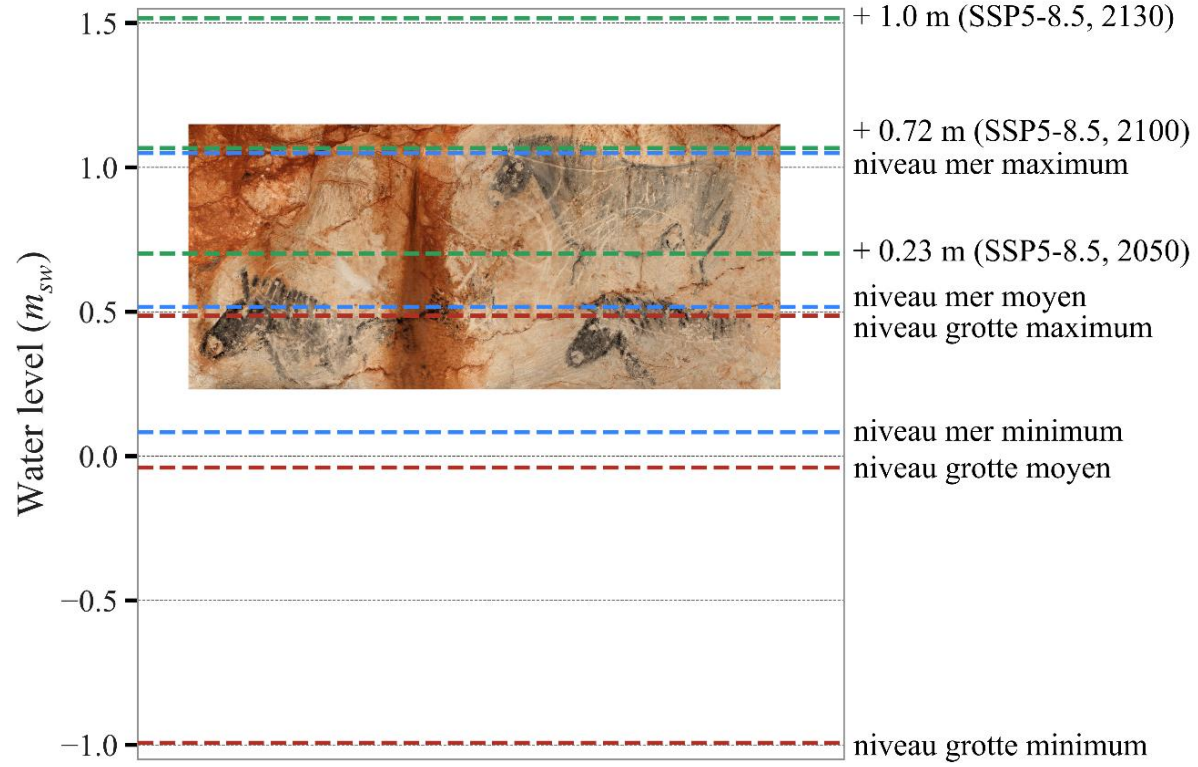


Figure VII-33 : Hauteur d'eau minimale, moyenne et maximale dans la grotte (pointillés rouges), niveau de la mer présent minimal, moyen et maximal (pointillés bleus) et niveau de la mer médian pour un scénario climatique SSP5-8.5 aux horizons 2050, 2100 et 2130 (pointillés verts). Le panneau des chevaux est placé à l'échelle.

VII.5.2 Autres changements

Augmentation de la température de la mer (Complément)

Ces dernières années, des records de température de la mer ont été régulièrement battus en raison du changement climatique. Étant donné que la température de la mer est un facteur majeur influençant les variations thermiques dans la grotte, on peut s'attendre à une augmentation de ces températures. Par ailleurs, des modifications des courants marins pourraient également affecter les températures locales. Bien que les effets de ces changements n'aient pas encore été étudiés, ils pourraient avoir des répercussions significatives sur les phénomènes de convection ainsi que sur les processus d'évaporation et de condensation au sein de la grotte.

Acidification des océans (Complément)

Une partie du CO_2 émis par l'homme est absorbée par les océans, ce qui entraîne leur acidification. Bien que ce sujet n'ait pas encore fait l'objet d'une étude approfondie dans le cas de la grotte Cosquer, l'augmentation de l'acidité des océans pourrait avoir des conséquences néfastes, notamment la dissolution du calcaire, et donc une altération par creusement des parois ornées de la grotte.

Baisses des précipitations (Complément)

Une partie des fractures de la roche sont colmatées par de l'argile. L'augmentation des périodes de sècheresse pourrait entraîner l'assèchement et la rétractation de ces argiles, faisant perdre au moins partiellement l'étanchéité à l'air du massif. Ce point n'a cependant pas été étudié dans le cadre de ces travaux.

VII.6 Conclusion

A travers les questions que peuvent se poser les gestionnaires de ce site et les personnes intervenants dans la grotte Cosquer, cette étude dresse une synthèse des connaissances actuelles sur son fonctionnement hydroclimatique, son évolution au cours du suivi hydroclimatique et ses effets actuels et futurs sur la conservation. Elle revient sur les variations des niveaux d'eau et leurs relations avec la pression de l'air, les conditions océanographiques et météorologiques. Les mouvements d'air et les variations de température dans la cavité, principalement influencés par les fluctuations de la température marine, y sont également décrits.

Mis en place en 2014, le suivi hydroclimatique régulier de la grotte atteint désormais une décennie, permettant ainsi de discerner des évolutions potentielles du système. Si les données ne montrent pas de tendance significative pour les niveaux d'eau et la pression de l'air sur cette période. Une tendance à la hausse des températures est néanmoins observée et l'ampleur de cette augmentation devra être confirmée en poursuivant le suivi hydroclimatique.

Le panneau des chevaux est un témoin sensible de la variation des plans d'eau, illustrant comment la mise en pression de la grotte contribue à la préservation des œuvres

pariétales. En l'absence de ce mécanisme naturel, une grande partie du panneau aurait probablement déjà disparu. Dans le contexte du changement climatique et de l'élévation du niveau marin, la préoccupation liée aux variations des niveaux dans la grotte devient prépondérante. L'élévation du niveau marin associée à une diminution de la fréquence des évènements de mise en pression et à l'augmentation des périodes de sècheresse se traduiront par une augmentation des niveaux d'eau et des périodes d'ennoiement des parois, ce qui pourrait entraîner la disparition des œuvres situées à la même altitude que celle du panneau des chevaux d'ici 2100. Outre le niveau marin, l'élévation de la température et l'acidification des océans constituent également des menaces pour la conservation de la grotte, bien que ces risques restent encore à quantifier.

Tous ces résultats pourront permettre aux gestionnaires d'anticiper des mesures conservatoires à prendre mais également permettre aux scientifiques étudiant la cavité de planifier les campagnes et de mieux prendre en compte les changements récents dans l'interprétation de leurs observations.

Conclusions générales et perspectives

Synthèse

La grotte Cosquer occupe une position unique parmi les grottes ornées du Paléolithique. Située dans un karst côtier semi-noyé, elle est en liaison hydrodynamique avec la mer et isolée à la fois par un massif calcaire peu perméable et par des siphons immergés et, contrairement à d'autres grottes découvertes plus récemment comme la grotte Chauvet ou la grotte Cussac, elle n'a pas bénéficié d'études pluridisciplinaires approfondies avant le début de ce travail. Les premières analyses hydroclimatiques antérieures ont révélé un phénomène surprenant : une surpression de l'air pouvant atteindre 0,1 bar, qui peut persister plusieurs semaines.

L'hydroclimat des grottes est influencé par la circulation de l'air, et, dans le cas de la grotte Cosquer, trois échelles de circulation ont été identifiées :

- à l'intérieur de la grotte ;
- à travers le massif calcaire peu perméable ;
- via les vides karstiques noyés.

L'objectif principal de cette thèse a été de modéliser ces circulations d'air afin de mieux comprendre et prédire les niveaux des plans d'eau dans la grotte.

L'analyse d'un suivi hydroclimatique pluriannuel (10 ans) a permis d'identifier trois phénomènes à l'origine de variations de la pression d'air dans la grotte :

- des événements de mise en pression : succession d'augmentations rapides de la pression de l'air suivi d'une rapide baisse avec un bilan net positif à la fin, observées de l'automne au printemps ;
- une baisse lente de la pression : au cours de l'été, l'air fuit lentement faisant baisser la pression ;
- des oscillations journalières sous l'effet des marées.

La loi des gaz parfaits appliquée aux variations de pression liées aux marées durant l'été a permis d'estimer l'ensemble des volumes interconnectés remplis d'air (environ 5000 m^3) et, par conséquence, la quantité totale d'air contenue dans la grotte. Cela a mené au calcul des débits d'air entrants et sortants, révélant deux principaux chemins d'échange :

- à travers les vides karstiques noyés lors des événements de mise en pression (de l'ordre de 100 $m^3.h^{-1}$) ;
- à travers la roche calcaire émergée, peu perméable, lors des baisses de pression estivales (de l'ordre de 5 $m^3.j^{-1}$).

En appliquant la loi de Darcy, le débit d'air traversant le massif calcaire au cours des lentes baisses de pression estivales a permis de calculer une perméabilité effective à l'air

moyenne en été qui est comprise entre 4 mD et 12 mD. Cette perméabilité est fortement corrélée aux précipitations cumulées de mars à août, augmentant fortement avec la baisse des précipitations.

Les événements de mise en pression nécessitent une force extérieure pour surmonter la surpression existante. Une analyse croisée des données hydroclimatiques et océanographiques a montré que la hauteur des vagues est le principal facteur déclencheur. Bien qu'il soit difficile de définir une hauteur seuil des vagues entraînant une mise en pression de la grotte, ce phénomène dépendant à la fois de la direction des vagues et du niveau de la mer, 90 % des évènements de mise en pression sont provoqués par des vagues ≥ 0,8 m. Le processus physique permettant le passage de l'air dans la mer puis au travers du massif calcaire reste à étudier.

Les vagues provenant du sud-ouest, arrivant perpendiculairement à la falaise, sont plus favorables à la mise en pression que celles venant du sud-est, qui se déplacent parallèlement à la falaise. Cependant, en raison de leur hauteur et fréquence généralement supérieures, les vagues sud-est contribuent également de manière significative à ce phénomène.

Par ailleurs, la hauteur des vagues nécessaire pour provoquer un événement de mise en pression augmente avec l'élévation du niveau marin. En effet, lorsque le niveau de la mer s'élève, la profondeur des siphons (karst et fissures ouvertes dans le massif calcaire sous le niveau de la mer) augmentant, des vagues plus hautes sont nécessaires pour permettre à l'air d'atteindre et de traverser ces siphons.

Deux modèles ont été développés pour prédire et analyser les dynamiques des plans d'eau dans la grotte :

- un modèle statistique *Random Forest* permettant de prédire les jours d'événements de mise en pression en fonction des conditions océanographiques. Il a aussi été utilisé pour estimer l'impact du changement climatique sur ces événements, montrant une baisse de leur fréquence pour des élévations modérées seulement du niveau marin, les limites du modèle étant rapidement atteintes pour des niveaux plus élevés.
- un modèle physique, basé sur une fonction exponentielle inverse, permettant de simuler la remontée estivale des plans d'eau en fonction des précipitations, du niveau initial et du niveau final de ces plans d'eau.

Ces deux modèles ont permis d'évaluer l'impact de l'élévation du niveau de la mer, lié au changement climatique, sur les niveaux d'eau dans la grotte. Comme le niveau maximal des plans d'eau correspond au niveau de la mer, une élévation de ce dernier entraînera des niveaux d'eau potentiellement plus élevés qu'actuellement. Par ailleurs, en raison de l'augmentation de la différence de pression de l'air entre l'intérieur de la grotte et l'extérieur, les niveaux d'eau remonteront plus rapidement après chaque phase de baisse. Cette dynamique sera renforcée par une diminution de la fréquence des événements de

mise en pression liée à l'élévation du niveau de la mer, conduisant à des niveaux d'eau élevés maintenus plus longtemps dans la grotte.

L'enrichissement du suivi hydroclimatique réalisé au cours de cette thèse a permis d'esquisser le microclimat et les écoulements internes de la grotte. La température de l'air dans les salles ornées est étroitement corrélée à celle de la roche, qui est elle-même influencée par la température de l'eau, en échange quasi-constant avec la mer. Ces interactions thermiques ont permis d'effectuer une première analyse des mouvements convectifs au sein de la grotte, ainsi qu'une estimation préliminaire des périodes potentielles de condensation sur les parois.

Par ailleurs, les premières mesures en continu de radon 222 ont révélé que l'air des salles ornées n'est pas systématiquement renouvelé lors des événements de mise en pression. L'air nouvellement introduit reste confiné dans le conduit supérieur, limitant ainsi son mélange avec l'air des salles ornées. Une succession rapide d'événements de mise en pression semble nécessaire pour permettre le déplacement de cet air récent vers les salles ornées, entraînant ainsi une dilution progressive de l'air déjà présent.

La grotte Cosquer constitue un cas unique dans l'étude des grottes ornées, car elle est en partie noyée et en relation avec la mer. Les particularités de ce site ont permis d'étudier les échanges d'air à travers le massif calcaire, aussi bien dans la zone non saturée (ou partiellement saturée) que dans la zone saturée. Ces aspects sont encore peu explorés dans les karsts car ils sont souvent masqués par les écoulements internes d'air au sein des grottes ou par les échanges entre l'intérieur et l'extérieur via de larges ouvertures karstiques.

Concernant les échanges au travers des massifs calcaires, la grotte Cosquer offre une opportunité rare pour évaluer leur rôle et leur sensibilité dans un contexte de changement climatique. À l'avenir, l'intensification des précipitations, leur concentration sur des périodes courtes, ainsi que des sécheresses plus fréquentes et prolongées pourraient accroître la perméabilité à l'air des massifs. Cela risque de perturber durablement le microclimat, non seulement de la grotte Cosquer, mais aussi de nombreuses grottes peu profondes, venant ainsi perturber les conditions hydroclimatiques dans lesquelles les œuvres pariétales sont actuellement conservées. De plus, ce travail est le premier à signaler, bien qu'encore de manière préliminaire, des écoulements d'air dans la zone saturée d'un aquifère karstique côtier. Cette observation inédite ouvre de nouvelles perspectives sur la compréhension des interactions entre l'air et l'eau dans les environnements karstiques, mais demande des recherches supplémentaires pour en décrire précisément les processus.

Perspectives

Cette thèse est la première dédiée à l'étude des caractéristiques hydroclimatiques de la grotte Cosquer. Bien que ce travail ait permis de répondre à de nombreuses questions et

conduit à proposer une synthèse exhaustive des connaissances actuelles, il ouvre de nombreuses perspectives de travail et pose des questions jusqu'ici non résolues.

Renouvellement de l'air par les plans d'eau ?

Dans ce travail, seul le renouvellement de l'air sous le prisme des échanges d'air directs avec l'extérieur (évènement de mise en pression, fuite par le massif calcaire) a été abordé, or, des échanges peuvent également se produire avec les plans d'eau par diffusion (loi de Fick). Les plans d'eau couvrant près de la moitié de l'empreinte de la grotte et étant renouvelés continuellement, ce phénomène de diffusion pourrait avoir une part non négligeable dans le renouvellement de l'air et pourrait être évalué. De plus, il pourrait être intéressant d'évaluer l'impact de la présence des plans d'eau sur la régulation du taux de CO_2 et de radon.

Quelle limite à la perméabilité du massif ?

Ce travail a permis de mettre en évidence une corrélation entre les précipitations cumulées sur une période donnée et la perméabilité effective à l'air du massif rocheux, relation pour laquelle nous avons proposé un ajustement selon une loi de puissance. Cependant, l'intensification des périodes de sécheresse liée au changement climatique pourrait entraîner une augmentation de cette perméabilité.

Jusqu'à présent, la variation de perméabilité semble réversible d'une année sur l'autre. Cependant, certaines fractures du massif sont en partie comblées d'argile, ce qui assure une faible perméabilité. Un assèchement de ces argiles pourrait provoquer leur rétractation et, par conséquent, une augmentation irréversible de la perméabilité. Cela soulève deux questions : d'une part, la durée de la période de sécheresse nécessaire pour affecter durablement les argiles, et d'autre part, la nouvelle perméabilité limite dans ces conditions. Ces interrogations sont posées dans le cas de la grotte Cosquer, mais devraient également s'appliquer à l'ensemble des grottes ornées. Il serait donc utile de poursuivre chaque année le calcul de la perméabilité pour comparer le résultat avec les 10 années de données actuellement disponibles, soit avec la méthodologie développée dans ce travail, soit en considérant d'autres méthodes qui permettraient d'améliorer la résolution temporelle du calcul de perméabilité pour éventuellement détecter des effets de seuils entraînant des variations soudaines liées à l'ouverture de conduits.

Un simulateur Cosquer ?

La simulation numérique des fluides, ou CFD (Computational Fluid Dynamics), est une technique largement employée dans des secteurs industriels tels que l'automobile, le nucléaire et l'aéronautique. Aujourd'hui seulement appliquée à la grotte de Lascaux, elle offre l'avantage de mener des expérimentations non invasives et destructives. Un tel simulateur permettrait de mieux comprendre le fonctionnement hydroclimatique de la grotte, en simulant par exemple les flux d'air en 3D en fonction des saisons, ou en identifiant plus précisément les zones sujettes à la condensation et à l'évaporation. Couplé avec un modèle de houle, il pourrait également simuler les mécanismes de transfert d'air de l'extérieur vers l'intérieur de la cavité par les vagues.

De plus, ce simulateur permettrait de reconstruire les climats passés et d'anticiper les effets des changements climatiques futurs, tels que l'augmentation des températures ou la montée du niveau marin, sur la fréquence des événements de mise en pression ou sur les écoulements d'air internes fortement influencés par la température des plans d'eau. Il serait aussi envisageable de modéliser l'impact des transformations morphologiques, ou l'impact d'opérations de mise en pression artificielle, sur le climat interne de la grotte. Un tel outil bénéficierait non seulement aux archéologues, pour mieux comprendre et interpréter l'environnement de la grotte, mais également aux gestionnaires, en facilitant la prise de décisions concernant les mesures de conservation.

Cependant, la mise en œuvre d'un simulateur de cette envergure nécessiterait des ressources considérables en puissance de calcul et en temps de traitement, ce qui pourrait freiner son développement.

Poursuite des mesures de radon

Comme dans de nombreuses études sur le renouvellement de l'air en milieu souterrain, la concentration en radon a également été mesurée dans la grotte Cosquer. Ces mesures ont révélé un impact très limité des entrées d'air sur le renouvellement dans les salles ornées. Cependant, l'installation tardive des sondes n'a pas permis de recueillir une année complète de données, ce qui empêche d'établir la saisonnalité de ces échanges. De plus, les mesures continues n'ont été réalisées qu'en un seul point, uniquement dans les salles ornées.

Les contraintes de temps ont également requis certaines simplifications pour calculer la concentration théorique de radon dans la grotte, comme ne pas prendre en compte la présence des plans d'eau ou considérer une géométrie très simplifiée. Il sera donc essentiel de poursuivre et d'enrichir le suivi de la concentration en radon, notamment en instrumentant le conduit supérieur pour affiner notre compréhension des dynamiques d'échange d'air et valider les hypothèses formulées dans ce travail. Par ailleurs, le développement d'un modèle 3D de la grotte permettra de mieux définir sa géométrie, essentielle pour affiner les estimations de la concentration théorique de radon dans l'air de la cavité.

Transferts thermiques

Les travaux sur les transferts thermiques dans la grotte se sont concentrés sur la conduction et, de façon plus qualitative, sur la convection. Cette première approche visait avant tout à comprendre les mécanismes influençant les températures dans la cavité. Pour la suite, une approche quantitative basée sur les équations de la chaleur sera nécessaire afin de modéliser le système, soit analytiquement en simplifiant la géométrie, soit numériquement.

Les transferts par rayonnement n'ont pas été pris en compte, bien qu'ils puissent jouer un rôle important dans l'homogénéisation thermique des milieux souterrains (Lismonde, 2002; Guerrier *et al.*, 2019). Éloignés à la fois de la surface et des plans d'eau, les plafonds

des salles ornées pourraient, selon les saisons, être davantage contrôlés par des transferts radiatifs que convectifs.

La grotte Cosquer, de par le fait de sa connexion directe avec la mer, est en péril au vu des modèles climatiques proposés par le GIEC pour le futur. En effet, nous l'avons vu à l'horizon 2100, elle pourrait être totalement ennoyée. Si actuellement, aucune décision d'intervention n'est fixée pour sa sauvegarde, son étude pluridisciplinaire demeure pour l'instant, le moyen le plus sûr de la conserver.



Bibliographie

Abumohsen, M., Owda, A.Y., Owda, M., Abumihsan, A., 2024. Hybrid machine learning model combining of CNN-LSTM-RF for time series forecasting of Solar Power Generation. e-Prime - Advances in Electrical Engineering, Electronics and Energy 9, 100636. https://doi.org/10.1016/j.prime.2024.100636

Addesso, R., Gonzalez-Pimentel, J.L., D'Angeli, I.M., De Waele, J., Saiz-Jimenez, C., Jurado, V., Miller, A.Z., Cubero, B., Vigliotta, G., Baldantoni, D., 2021. Microbial Community Characterizing Vermiculations from Karst Caves and Its Role in Their Formation. Microb Ecol 81, 884–896. https://doi.org/10.1007/s00248-020-01623-5

Akiba, T., Sano, S., Yanase, T., Ohta, T., Koyama, M., 2019. Optuna: A Next-generation Hyperparameter Optimization Framework, in: Proceedings of the 25th ACM SIGKDD International Conference on Knowledge Discovery & Data Mining. Presented at the KDD '19: The 25th ACM SIGKDD Conference on Knowledge Discovery and Data Mining, ACM, Anchorage AK USA, pp. 2623–2631. https://doi.org/10.1145/3292500.3330701

Alabouvette, C., Bastian, F., Sáiz-Jimenez, C., 2009. Écologie microbienne de la grotte de Lascaux. Presented at the Lascaux et la conservation en milieu souterrain - Actes du symposium international, Maison des sciences de l'homme, Paris, pp. 184–190.

André, S., Colom, V., 2001. La conservation des grottes ornées : exemple des grottes de Pech-Merle, Font-de-Gaume, Niaux et Cosquer.

Andrieux, C., 1977. Étude du climat des cavités naturelles dans les roches calcaires (Grotte de Niaux, Ariège). Gallia préhistoire 20, 301–322. https://doi.org/10.3406/galip.1977.1564

Androulidakis, Y.S., Kombiadou, K.D., Makris, C.V., Baltikas, V.N., Krestenitis, Y.N., 2015. Storm surges in the Mediterranean Sea: Variability and trends under future climatic conditions. Dynamics of Atmospheres and Oceans 71, 56–82. https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2015.06.001

Arfib, B., 2021. Les variations si particulières du niveau d'eau dans la grotte Cosquer. Dossier d'Archéologie 6.

Arfib, B., Charlier, J.-B., 2016. Insights into saline intrusion and freshwater resources in coastal karstic aquifers using a lumped Rainfall–Discharge–Salinity model (the Port-Miou brackish spring, SE France). Journal of Hydrology 540, 148–161. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.010

Arfib, B., Mocochain, L., 2022. Deep flooded karst of south-eastern France – Genesis and hydrodynamic functioning. Karstologia 79, 35–44. https://hal.science/hal-03779651v2

Arfib, B., Vanrell, L., Olive, M., 2018. New insights into the Cosquer art cave hydrogeological functionning (France), in: Eurokarst. Besançon, France, p. 4. https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01919939

Badino, G., 2010. Underground Meteorology-"What's the weather underground?" Acta Carsologica 39, 427–448. https://doi.org/10.3986/ac.v39i3.74

Baffier, D., 2005. La grotte Chauvet : conservation d'un patrimoine. Bulletin de la Société préhistorique française 102, 11–16. https://doi.org/10.3406/bspf.2005.13332

Bakalowicz, M., 2018. Coastal Karst Groundwater in the Mediterranean: A Resource to Be Preferably Exploited Onshore, Not from Karst Submarine Springs. Geosciences 8, 258. https://doi.org/10.3390/geosciences8070258

Bakalowicz, M., 1999. Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques (No. Guide-technique n°3). SDAGE, Rhone Méditerranée Corse.

Baker, A., Genty, D., 1998. Environmental pressures on conserving cave speleothems: effects of changing surface land use and increased cave tourism. Journal of Environmental Management 53, 165–175. https://doi.org/10.1006/jema.1998.0208

Banno, M., Kuriyama, Y., 2014. Prediction of future shoreline change with sea-level rise and wave climate change at Hasaki, Japan. Int. Conf. Coastal. Eng. 1, 56. https://doi.org/10.9753/icce.v34.sediment.56

Barriquand, L., Bigot, J.-Y., Audra, P., Cailhol, D., Gauchon, C., Heresanu, V., Jaillet, S., Vanara, N., 2021. Caves and bats: Morphological impacts and archaeological implications. The Azé Prehistoric Cave (Saône-et-Loire, France). Geomorphology 388, 107785. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107785

Basso, A., Bruno, E., Parise, M., Pepe, M., 2013. Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). Environ Earth Sci 70, 2545–2559. https://doi.org/10.1007/s12665-013-2297-z

Bauer-Marschallinger, B., Paulik, C., Hochstöger, S., Mistelbauer, T., Modanesi, S., Ciabatta, L., Massari, C., Brocca, L., Wagner, W., 2018. Soil Moisture from Fusion of Scatterometer and SAR: Closing the Scale Gap with Temporal Filtering. Remote Sensing 10, 1030. https://doi.org/10.3390/rs10071030

Bégouën, H., Breuil, H., 1933. De la Protection des Grottes préhistoriques. Bulletin de la Société Préhistorique de France 30, 235–238. https://doi.org/10.3406/bspf.1933.12155

Bejannin, S., Van Beek, P., Stieglitz, T., Souhaut, M., Tamborski, J., 2017. Combining airborne thermal infrared images and radium isotopes to study submarine groundwater discharge along the French Mediterranean coastline. Journal of Hydrology: Regional Studies 13, 72–90. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.08.001

Benjamin, J., Rovere, A., Fontana, A., Furlani, S., Vacchi, M., Inglis, R.H., Galili, E., Antonioli, F., Sivan, D., Miko, S., Mourtzas, N., Felja, I., Meredith-Williams, M., Goodman-Tchernov, B., Kolaiti, E., Anzidei, M., Gehrels, R., 2017. Late Quaternary sea-level changes and early human societies in the central and eastern Mediterranean Basin: An interdisciplinary review. Quaternary International 449, 29–57. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.025

Benkhelifa, A., Penot, F., 2006. Sur la convection de Rayleigh-Bénard turbulente: Caractérisation dynamique par PIV. J. Ren. Energies 9. https://doi.org/10.54966/jreen.v9i4.842

Bigg, P.H., 1967. Density of water in SI units over the range 0-40°C. Br. J. Appl. Phys. 18, 1659–1659. https://doi.org/10.1088/0508-3443/18/11/526

Bigot, Y., Bruxelles, L., Audra, P., Cailhol, D., Pallier, C., 2022. Bear claw marks in clay: differential conservation in caves harboring bat colonies. Mas d'Azil, Sirach and Lare caves, France, in: Archaeology and Palaeontology in Caves. Presented at the 18th International Congress of Speleology, Karstologia Mémoires, Savoie Mont Blanc, p. 4.

Blanchardon, E., 2019. Evaluation de la dose radon.

Bojer, C.S., Meldgaard, J.P., 2021. Kaggle forecasting competitions: An overlooked learning opportunity. International Journal of Forecasting 37, 587–603. https://doi.org/10.1016/j.ijforecast.2020.07.007

Borderie, F., Alaoui-Sossé, B., Aleya, L., 2015. Heritage materials and biofouling mitigation through UV-C irradiation in show caves: state-of-the-art practices and future challenges. Environmental Science and Pollution Research 22, 4144–4172. https://doi.org/10.1007/s11356-014-4001-6

Borgomano, J., Masse, J.-P., Fenerci-Masse, M., Fournier, F., 2013. Petrophysics of lower cretaceous platform carbonate outcrops in provence (se france): implications for carbonate reservoir characterisation. Journal of Petroleum Geology 36, 5–41. https://doi.org/10.1111/jpg.12540

Bourges, F., 2017. Suivi environnemental des grottes ornées paléolithiques de Midi-Pyrénées : Grottes de Gargas, de Marsoulas, de Niaux, du Mas d'Azil et du Pech Merle (Rapport annuel 2017).

Bourges, F., Enjalbert, J., 2020. Suivi environnemental des grottes ornées paléolithiques d'Occitanie en 2020. Drac Occitanie.

Bourges, F., Genthon, P., Genty, D., Lorblanchet, M., Mauduit, E., D'Hulst, D., 2014. Conservation of prehistoric caves and stability of their inner climate: Lessons from Chauvet and other French caves. Science of The Total Environment 493, 79–91. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.05.137

Bourges, F., Genthon, P., Mangin, A., D'Hulst, D., 2006a. Microclimates of l'Aven d'Orgnac and other French limestone caves (Chauvet, Esparros, Marsoulas). International Journal of Climatology 26, 1651–1670. https://doi.org/10.1002/joc.1327

Bourges, F., Genty, D., Perrier, F., Lartiges, B., Régnier, É., François, A., Leplat, J., Touron, S., Bousta, F., Massault, M., Delmotte, M., Dumoulin, J.-P., Girault, F., Ramonet, M., Chauveau, C., Rodrigues, P., 2020. Hydrogeological control on carbon dioxide input into the atmosphere of the Chauvet-Pont d'Arc cave. Science of The Total Environment 716, 136844. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.136844

Bourges, F., Mangin, A., D'Hulst, D., Genthon, P., 2006b. La conservation de l'art pariétal préhistorique des grottes, les raisons d'un miracle. Bulletin de la Société préhistorique Ariège-Pyrénées, Préhistoire, Art et Sociétés 61, 43–50.

Bourges, F., Mauduit, É., Mangin, A., D'Hulst, D., Genthon, P., Bégouën, R., 2010. L'apport des suivis environnementaux dans la conservation des grottes ornées paléolithiques de Midi-Pyrénées : les exemples de Gargas (Hautes-Pyrénées) et de Marsoulas (Haute-Garonne), in: L'art pléistocène dans le monde. Presented at the Art pléistocène en Europe, Tarascon-sur-Ariège, p. 37.

Bredmose, H., Bullock, G.N., Hogg, A.J., 2015. Violent breaking wave impacts. Part 3. Effects of scale and aeration. J. Fluid Mech. 765, 82–113. https://doi.org/10.1017/jfm.2014.692

Breiman, L., 2001. Random Forest. Machine Learning 45, 5–32. https://doi.org/10.1023/A:1010933404324

Breiman, L., 1996. Bagging predictors. Mach Learn 24, 123–140. https://doi.org/10.1007/BF00058655

Breiman, L. (Ed.), 1984. Classification and regression trees, 1. CRC Press repr. ed. Chapman & Hall/CRC, Boca Raton, Fla.

Bricheno, L.M., Wolf, J., 2018. Future Wave Conditions of Europe, in Response to High-End Climate Change Scenarios. JGR Oceans 123, 8762–8791. https://doi.org/10.1029/2018JC013866

Brunet, J., Vidal, P., 1992. Grotte de Rouffignac : élimination de graffiti sur la frise des mammouths (No. 231 C). LRMH, Champs-sur-Marne.

Brunet, J., Vidal, P., 1984a. Le problème du seuil de fréquentation, in: Actes des colloques de la Direction du Patrimoine. Presented at the L'art périétal paléolithique,

Ministère de la Culture, de la Communication des Grands Travaux et du Bicentenaire, Périgueux - Le Thot, pp. 229–232.
Brunet, J., Vidal, P., 1984b. Baume Latrone : Intervention dans la salle Begouen (No. 494E). LRMH, Champs-sur-Marne.
Brunet, J., Vidal, P., 1982. Baume Latrone. Plafond de la salle Begouen : intervention (No. 494D). LRMH, Champs-sur-Marne.
Brunet, J., Vidal, P., 1975. Grotte de Rouffignac (No. 231). LRMH, Champs-sur-Marne.
Brunet, J., Vidal, P., 1974. AVENTIGNAN Hautes Pyrénées. 65. Grotte de Gargas : dégradation de peintures pariétales (No. 232). LRMH, Champs-sur-Marne.
Brunet, J., Vidal, P., Plassard, J., 1997. L'élimination des graffitis de Rouffignac. INORA 17, 11–15.
Bruxelles, L., Baleux, F., Barriquand, L., Bigot, J.-Y., Cazes, G., Dandurand, G., Dardenne, E., Etourneau, J., Galant, P., Le Guillou, Y., Hoellinger, S., Heresanu, V., Jacob, J., Jaillet, S., Kaniewski, D., Lartiges, B., Leroux, G., Otto, T., Pallier, C., Pons-Branchu, E., Touron, S., Verheyden, S., 2022. Impact de la biocorrosion sur les grottes ornées et les monuments historiques (Programme Collectif de Recherche). Ministère de la culture - TRACES, UMR 5608 du CNRS.
Bruxelles, L., Jarry, M., Bigot, J.-Y., Bon, F., Cailhol, D., Dandurand, G., Pallier, C., 2016. La biocorrosion, un nouveau paramètre à prendre en compte pour interpréter la répartition des œuvres pariétales: l'exemple de la grotte du Mas d'Azil en Ariège.
Burdon, J.J., Zhan, J., 2020. Climate change and disease in plant communities. PLoS Biol 18, e3000949. https://doi.org/10.1371/journal.pbio.3000949
Caloiero, T., Aristodemo, F., Ferraro, D.A., 2022. Annual and seasonal trend detection of significant wave height, energy period and wave power in the Mediterranean Sea. Ocean Engineering 243, 110322. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2021.110322
Carranza, C., Nolet, C., Pezij, M., Van Der Ploeg, M., 2021. Root zone soil moisture estimation with Random Forest. Journal of Hydrology 593, 125840. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125840
Carslaw, H.S., Jaeger, J.C., 1959. Conduction of Heat in Solids. Clarendon Press.
Castagnino Berlinghieri, E.F., Antonioli, F., Bailey, G., 2020. Italy: The Archaeology of Palaeoshorelines, Coastal Caves and Seafaring Connections, in: Bailey, G., Galanidou, N., Peeters, H., Jöns, H., Mennenga, M. (Eds.), The Archaeology of Europe's Drowned Landscapes, Coastal Research Library. Springer International Publishing, Cham, pp. 321–340. https://doi.org/10.1007/978-3-030-37367-2_16
Catton, I., Edwards, D.K., 1970. Initiation of thermal convection in finite right circular cylinders. AIChE Journal 16, 594–601. https://doi.org/10.1002/aic.690160415
CEREMA, 2024. CANDHIS - Observatoire côtier de mesure *in situ* des états de la mer.
Chapman, S., Cowling, T.G., 1990. The Mathematical Theory of Non-Uniform Gases, 3rd edition. ed. Cambridge University Press.
Charbeneau, R.J., 2006. Groundwater Hydraulics and Pollutant Transport. Waveland Press.
Charola, A.E., 2000. Salts in the Deterioration of Porous Materials: An Overview. Journal of the American Institute for Conservation 39, 327–343. https://doi.org/10.1179/019713600806113176
Chow, V., Maidment, D., Mays, L., 2013. Applied Hydrology, 2nd Edition. McGraw-Hill Companies,Incorporated.
Cigna, A.A., 2005. Radon in Caves. International Journal of Speleology 34, 1–18.

Cigna, A.A., 1993. Environmental management of tourist caves: The examples of Grotta di Castellana and Grotta Grande del Vento, Italy. Environmental Geology 21, 173–180. https://doi.org/10.1007/BF00775302

Clottes, J., 1984. Recherche et conservation : problèmes de déontologie, in: Actes des colloques de la Direction du Patrimoine. Presented at the L'art périétal paléolithique, Ministère de la Culture, de la Communication des Grands Travaux et du Bicentenaire, Périgueux - Le Thot, pp. 219–221.

Clottes, J., 1981. Circonscription de Midi-Pyrénées. Gallia Préhistoire 2, 525–570.

Clottes, J., Beltrán, A., Courtin, J., Cosquer, H., 1992a. La Grotte Cosquer (Cap Morgiou, Marseille). Bulletin de la Société Préhistorique Française 89, 98–128. https://doi.org/10.3406/bspf.1992.10536

Clottes, J., Beltrán, A., Courtin, J., Cosquer, H., 1992b. The Cosquer Cave on Cape Morgiou, Marseilles. Antiquity 66, 583–598. https://doi.org/10.1017/S0003598X00039314

Clottes, J., Courtin, J., 1993. Dating a new painted cave : the Cosquer Cave, Marseille, France, in: Time and Space, Papers of Symposium F and E. Presented at the Second Aura Congress, Cairns, pp. 22–31.

Clottes, J., Courtin, J., Collina-Girard, J., Valladas, H., 1997. News from Cosquer Cave: climatic studies, recording, sampling, dates. Antiquity 71, 321–326.

Clottes, J., Courtin, J., Valladas, H., Cachier, H., Mercier, N., Arnold, M., 1992c. La grotte Cosquer datée. Bulletin de la Société Préhistorique Française 89, 230–234. https://doi.org/10.3406/bspf.1992.9527

Clottes, J., Courtin, J., Vanrell, L., 2005. Cosquer redécouvert, Collection "Arts rupestres." Seuil, Paris.

Coakley, S.M., Scherm, H., Chakraborty, S., 1999. Climate change and plant disease management. Annu. Rev. Phytopathol. 37, 399–426. https://doi.org/10.1146/annurev.phyto.37.1.399

Cochard, J., Léonide, P., Borgomano, J., Guglielmi, Y., Massonnat, G., Rolando, J., Marié, L., Pasquier, A., 2020. Reservoir properties of barremian – aptian urgonian limestones, SE France, part 1: influence of structural history on porosity-permeability variations. Journal of Petroleum Geology 43, 75–94. https://doi.org/10.1111/jpg.12750

Collina-Girard, J., 1995. La grotte Cosquer et les sites paléolithiques du littoral marseillais (entre Carry-le-Rouet et Cassis). medit 82, 7–19. https://doi.org/10.3406/medit.1995.2896

Collina-Girard, J., Arfib, B., 2010. Le karst polyphasé des calanques et la grotte Cosquer, in: Le karst polyphasé des calanques et la grotte Cosquer.

Copernicus, 2024. C3S seasonal lookback: summer 2024 : Record 'warm daytimes' in southeastern Europe. Copernicus. URL https://climate.copernicus.eu/c3s-seasonal-lookback-summer-2024 (accessed 11.20.24).

Copernicus Land Monitoring Service information, 2024a. Surface Soil Moisture 2014-present (raster 1 km), Europe, daily – version 1.

Copernicus Land Monitoring Service information, 2024b. Soil Water Index 2015-present (raster 1 km), Europe, daily – version 1.

Coye, N., 2009. Lascaux et la conservation en milieu souterrain - Actes du symposium international, Maison des sciences de l'homme. ed, Documents d'archéologie française. Paris.

Cramer, W., Guiot, J., Marini, K., Azzopardi, B., Balzan, M.V., Semia Cherif, Doblas-Miranda, E., Santos, M.D., Dobrinski, P., Falder, M., Hassoun, A.E.R., Giupponi, C.,

Koubi, V., Lange, M., Lionello, P., Llasat, M.C., Moncada, S., Mrabet, R., Schlomit Paz, Savé, R., Snoussi, M., Toreti, A., Vafeidis, A.T., Xoplaki, E., 2020. Summary for Policymakers of the First Mediterranean Assessment Report (MAR1) of the Mediterranean Experts on Climate and environmental Change (MedECC). Climate and Environmental Change in the Mediterranean Basin – Current Situation and Risks for the Future. First Mediterranean Assessment Report 11–40. https://doi.org/10.5281/ZENODO.5113087

Crisci, C., Ghattas, B., Perera, G., 2012. A review of supervised machine learning algorithms and their applications to ecological data. Ecological Modelling 240, 113–122. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2012.03.001

Cuevza, S., Sanchez-Moral, S., Saiz-Jimenez, C., Cañaveras, J.C., 2009. Microbial communities and associated mineral fabrics in Altamira Cave, Spain. IJS 38, 83–92. https://doi.org/10.5038/1827-806X.38.1.9

Cutler, D.R., Edwards, T.C., Beard, K.H., Cutler, A., Hess, K.T., Gibson, J., Lawler, J.J., 2007. Random forests for classification in ecology. Ecology 88, 2783–2792. https://doi.org/10.1890/07-0539.1

Dahan, K.S., Kasei, R.A., Husseini, R., Sarr, M., Said, M.Y., 2024. Analysis of the future potential impact of environmental and climate changes on wildfire spread in Ghana's ecological zones using a Random Forest (RF) machine learning approach. Remote Sensing Applications: Society and Environment 33, 101091. https://doi.org/10.1016/j.rsase.2023.101091

Dandurand, G., Duranthon, F., Jarry, M., Stratford, D.J., Bruxelles, L., 2019. Biogenic corrosion caused by bats in Drotsky's Cave (the Gcwihaba Hills, NW Botswana). Geomorphology 327, 284–296. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.10.027

Danquigny, C., Coqueret, J., Massonnat, G., Léonide, P., Barbier, M., Dal Soglio, L., Lesueur, J.L., 2023. A Smart Analytical and Numerical Interpretation of Injection Tests in Unsaturated, Fractured and Karstified Carbonate Reservoirs, in: Andreo, B., Barberá, J.A., Durán-Valsero, J.J., Gil-Márquez, J.M., Mudarra, M. (Eds.), Advances in Karst Science. Presented at the EuroKarst 2022, Málaga, Springer International Publishing, Cham, pp. 115–122. https://doi.org/10.1007/978-3-031-16879-6_17

Darby, S., Hill, D., Auvinen, A., Barros-Dios, J.M., Baysson, H., Bochicchio, F., Deo, H., Falk, R., Forastiere, F., Hakama, M., Heid, I., Kreienbrock, L., Kreuzer, M., Lagarde, F., Mäkeläinen, I., Muirhead, C., Oberaigner, W., Pershagen, G., Ruano-Ravina, A., Ruosteenoja, E., Rosario, A.S., Tirmarche, M., Tomáscaron;ek, L., Whitley, E., Wichmann, H.-E., Doll, R., 2005. Radon in homes and risk of lung cancer: collaborative analysis of individual data from 13 European case-control studies. BMJ 330, 223. https://doi.org/10.1136/bmj.38308.477650.63

Das, S., Chakraborty, R., Maitra, A., 2017. A random forest algorithm for nowcasting of intense precipitation events. Advances in Space Research 60, 1271–1282. https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.03.026

De Freitas, C.R., Littlbjohn, R.N., Clarkson, T.S., Kristament, I.S., 1982. Cave climate: Assessment of airflow and ventilation. J. Climatol. 2, 383–397. https://doi.org/10.1002/joc.3370020408

de Freitas, C.R., Schmekal, A., 2006. Studies of condensation/evaporation processes in the Glowworm Cave, New Zealand. IJS 35, 75–81. https://doi.org/10.5038/1827-806X.35.2.3

De Leo, F., Besio, G., Mentaschi, L., 2021. Trends and variability of ocean waves under RCP8.5 emission scenario in the Mediterranean Sea. Ocean Dynamics 71, 97–117. https://doi.org/10.1007/s10236-020-01419-8

De Leo, F., Briganti, R., Besio, G., 2024. Trends in ocean waves climate within the Mediterranean Sea: a review. Clim Dyn 62, 1555–1566. https://doi.org/10.1007/s00382-023-06984-4

De Leo, F., De Leo, A., Besio, G., Briganti, R., 2020. Detection and quantification of trends in time series of significant wave heights: An application in the Mediterranean Sea. Ocean Engineering 202, 107155. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.107155

de Maupeou, C., Roudil, J.-L., 1984. Problèmes d'intervention dans les grottes ornées : nettoyage, intervention, conservation exemple : Sainte-Anastasie (Gard), la Baume Latrone, in: Actes des colloques de la Direction du Patrimoine. Presented at the L'art périétal paléolithique, Ministère de la Culture, de la Communication des Grands Travaux et du Bicentenaire, Périgueux - Le Thot, pp. 241–243.

Delannoy, J.-J., Gauchon, C., 2008. Lascaux et la conservation de l'art préhistorique en milieu souterrain. karst 52, 51–56. https://doi.org/10.3406/karst.2008.2637

Delannoy, J.-J., Geneste, J.-M. (Eds.), 2020. Atlas de la grotte Chauvet-Pont d'Arc. Volume 1. Éditions de la Maison des sciences de l'homme, Paris. https://doi.org/10.4000/books.editionsmsh.49690

Delporte, H., Clottes, J., Courtin, J., 1994. La grotte Cosquer, peintures et gravures de la caverne engloutie. Bulletin de la Société Préhistorique Française 91, 173–174.

Demezhko, D.Yu., Mindubaev, M.G., Khatskevich, B.D., 2017. Thermal effects of natural convection in boreholes. Russian Geology and Geophysics 58, 1270–1276. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.10.016

Deprez, M., De Kock, T., De Schutter, G., Cnudde, V., 2020. A review on freeze-thaw action and weathering of rocks. Earth-Science Reviews 203, 103143. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103143

Derluyn, H., Moonen, P., Carmeliet, J., 2014. Deformation and damage due to drying-induced salt crystallization in porous limestone. Journal of the Mechanics and Physics of Solids 63, 242–255. https://doi.org/10.1016/j.jmps.2013.09.005

Dhanak, M.R., Xiros, N.I. (Eds.), 2016. Springer Handbook of Ocean Engineering. Springer International Publishing, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-16649-0

Domínguez-Villar, D., Lojen, S., Krklec, K., Baker, A., Boyce, A.J., Fairchild, I.J., 2015. Is global warming affecting cave temperatures? Experimental and model data from a paradigmatic case study. Climate Dynamics 45, 569–581. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2226-1

Drever, J.I., 1997. The geochemistry of natural waters: surface and groundwater environments, 3rd ed. ed. Prentice-Hall, Upper Saddle River.

Du Puits, R., Resagk, C., Tilgner, A., Busse, F.H., Thess, A., 2007. Structure of thermal boundary layers in turbulent Rayleigh–Bénard convection. J. Fluid Mech. 572, 231–254. https://doi.org/10.1017/S0022112006003569

Dudek, G., 2022. A Comprehensive Study of Random Forest for Short-Term Load Forecasting. Energies 15, 7547. https://doi.org/10.3390/en15207547

Dueñas, C., 1999. 222Rn concentrations, natural flow rate and the radiation exposure levels in the Nerja Cave. Atmospheric Environment 33, 501–510. https://doi.org/10.1016/S1352-2310(98)00267-2

Durand, K., n.d. Comment un paquet de chips a bouleversé tout l'écosystème d'une grotte protégée [WWW Document]. Futura. URL https://www.futura-

sciences.com/planete/actualites/environnement-paquet-chips-bouleverse-tout-ecosysteme-grotte-protegee-116003/ (accessed 9.18.24).
Eppelbaum, L.V., Ezersky, M., Al-Zoubi, A., Goldshmidt, V., Legchenko, A., 2008. Study of the factors affecting the karst volume assessment in the Dead Sea sinkhole problem using microgravity field analysis and 3-D modeling. Adv. Geosci. 19, 97–115. https://doi.org/10.5194/adgeo-19-97-2008
Fernández, P.L., Gutierrez, I., Quindós, L.S., Soto, J., Villar, E., 1986. Natural ventilation of the Paintings Room in the Altamira cave. Nature 321, 586–588. https://doi.org/10.1038/321586a0
Fernandez-Cortes, A., Benavente, D., Cuezva, S., Cañaveras, J.C., Alvarez-Gallego, M., Garcia-Anton, E., Soler, V., Sanchez-Moral, S., 2013. Effect of water vapour condensation on the radon content in subsurface air in a hypogeal inactive-volcanic environment in Galdar cave, Spain. Atmospheric Environment 75, 15–23. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.04.030
Fidelibus, M., Pulido-Bosch, A., 2018. Groundwater Temperature as an Indicator of the Vulnerability of Karst Coastal Aquifers. Geosciences 9, 23. https://doi.org/10.3390/geosciences9010023
Filipponi, M., Jeannin, P.-Y., Tacher, L., 2009. Evidence of inception horizons in karst conduit networks. Geomorphology 106, 86–99. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.010
Fleury, P., Bakalowicz, M., de Marsily, G., 2007. Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. Journal of Hydrology 339, 79–92. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.009
Ford, D., Williams, P., 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology, John Wiley&Sons, Ltd. ed. England.
Fourment, N., Barraud, D., Kazmierczak, M., Rieu, A., 2013. La grotte de Cussac (Le Buisson-de-Cadouin, Dordogne, France) : applications des principes de conservation préventive au cas d'une découverte récente. palethnologie 12. https://doi.org/10.4000/palethnologie.2542
Freund, Y., Schapire, R.E., 1996. Experiments with a New Boosting Algorithm. International Conference on Machine Learning 96, 148–156.
Frouin, M., Touron, S., 2022a. Grotte Chabot - Suivis sanitaires, des aérosols et du climat (Note scientifique No. GO-22-03). LRMH, Champs-sur-Marne.
Frouin, M., Touron, S., 2022b. La Tour-Blanche-Cercles (Dordogne, 24) Grotte de Jovelle MH 24/09/2013 Suivi climatique (No. 1495B). LRMH, Champs-sur-Marne.
Frouin, M., Touron, S., 2021. Caractérisation des dépôts en paroi en relation avec la présence de déjections de chauve-souris. (No. 1517A). LRMH, Champs-sur-Marne.
Frouin, M., Touron, S., 2019. Grotte de Jovelle - Suivi climatique (No. 1495A). LRMH, Champs-sur-Marne.
Frouin, M., Touron, S., Bousta, F., François, A., Leplat, J., 2021. Traitement aux UV-C de recouvrements algaires sur des spots lumineux (No. R265E). LRMH, Champs-sur-Marne.
Gabrovšek, F., 2023. How do caves breathe: The airflow patterns in karst underground. PLoS ONE 18, 1–22. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0283767
Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., Dorfliger, N., De Dreuzy, J.R., Galle, S., Galy, C., Gogo, S., Gourcy, L., Habets, F., Laggoun, F., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Naaim-Bouvet, F., Nord, G., Simonneaux, V., Six, D., Tallec, T., Valentin, C., Abril, G., Allemand, P., Arènes, A., Arfib, B., Arnaud, L., Arnaud, N., Arnaud, P.,

Audry, S., Comte, V.B., Batiot, C., Battais, A., Bellot, H., Bernard, E., Bertrand, C., Bessière, H., Binet, S., Bodin, J., Bodin, X., Boithias, L., Bouchez, J., Boudevillain, B., Moussa, I.B., Branger, F., Braun, J.J., Brunet, P., Caceres, B., Calmels, D., Cappelaere, B., Celle-Jeanton, H., Chabaux, F., Chalikakis, K., Champollion, C., Copard, Y., Cotel, C., Davy, P., Deline, P., Delrieu, G., Demarty, J., Dessert, C., Dumont, M., Emblanch, C., Ezzahar, J., Estèves, M., Favier, V., Faucheux, M., Filizola, N., Flammarion, P., Floury, P., Fovet, O., Fournier, M., Francez, A.J., Gandois, L., Gascuel, C., Gayer, E., Genthon, C., Gérard, M.F., Gilbert, D., Gouttevin, I., Grippa, M., Gruau, G., Jardani, A., Jeanneau, L., Join, J.L., Jourde, H., Karbou, F., Labat, D., Lagadeuc, Y., Lajeunesse, E., Lastennet, R., Lavado, W., Lawin, E., Lebel, T., Le Bouteiller, C., Legout, C., Lejeune, Y., Le Meur, E., Le Moigne, N., Lions, J., Lucas, A., Malet, J.P., Marais-Sicre, C., Maréchal, J.C., Marlin, C., Martin, P., Martins, J., Martinez, J.M., Massei, N., Mauclerc, A., Mazzilli, N., Molénat, J., Moreira-Turcq, P., Mougin, E., Morin, S., Ngoupayou, J.N., Panthou, G., Peugeot, C., Picard, G., Pierret, M.C., Porel, G., Probst, A., Probst, J.L., Rabatel, A., Raclot, D., Ravanel, L., Rejiba, F., René, P., Ribolzi, O., Riotte, J., Rivière, A., Robain, H., Ruiz, L., Sanchez-Perez, J.M., Santini, W., Sauvage, S., Schoeneich, P., Seidel, J.L., Sekhar, M., Sengtaheuanghoung, O., Silvera, N., Steinmann, M., Soruco, A., Tallec, G., Thibert, E., Lao, D.V., Vincent, C., Viville, D., Wagnon, P., Zitouna, R., 2018. OZCAR: The French Network of Critical Zone Observatories. Vadose Zone Journal 17, 1–24. https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0067

Garin, T., Arfib, B., Ladouche, B., Goncalves, J., Dewandel, B., 2022. Improving hydrogeological understanding through well-test interpretation by diagnostic plot and modelling: a case study in an alluvial aquifer in France. Hydrogeol J 30, 283–302. https://doi.org/10.1007/s10040-021-02426-9

Gázquez, F., Quindós, L., Rábago, D., Fuente, I., Celaya, S., Sainz, C., 2022. The role of cave ventilation in the triple oxygen and hydrogen isotope composition of condensation waters in Altamira Cave, northern Spain. Journal of Hydrology 606, 127416. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127416

Germinario, L., Oguchi, C.T., 2021. Underground salt weathering of heritage stone: lithological and environmental constraints on the formation of sulfate efflorescences and crusts. Journal of Cultural Heritage 49, 85–93. https://doi.org/10.1016/j.culher.2021.02.011

GIEC, 2000. Scénarios d'émissions : Résumé à l'intention des décideurs (Rapport spécial du Groupe de travail III du GIEC).

Gillmore, G.K., Sperrin, M., Phillips, P., Denman, A., 2000. Radon Hazards, Geology, and Exposure of Cave Users: A Case Study and Some Theoretical Perspectives. Ecotoxicology and Environmental Safety 46, 279–288. https://doi.org/10.1006/eesa.2000.1922

Giordan, D., Godone, D., Baldo, M., Piras, M., Grasso, N., Zerbetto, R., 2021. Survey Solutions for 3D Acquisition and Representation of Artificial and Natural Caves. Applied Sciences 11, 6482. https://doi.org/10.3390/app11146482

Gregorič, A., Vaupotič, J., Šebela, S., 2014. The role of cave ventilation in governing cave air temperature and radon levels (Postojna Cave, Slovenia): CAVE VENTILATION, AIR TEMPERATURE AND RADON LEVELS IN POSTOJNA CAVE. Int. J. Climatol. 34, 1488–1500. https://doi.org/10.1002/joc.3778

Gregorič, A., Zidanšek, A., Vaupotič, J., 2011. Dependence of radon levels in Postojna Cave on outside air temperature. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 11, 1523–1528. https://doi.org/10.5194/nhess-11-1523-2011

Grosjean, S., 2022. Onnion : «Les pillages ont détruit le site au niveau archéologique» [WWW Document]. Le Messager. URL https://www.lemessager.fr/50050/article/2022-11-08/onnion-les-pillages-ont-detruit-le-site-au-niveau-archeologique (accessed 12.11.23).

Guerrier, B., Doumenc, F., Roux, A., Mergui, S., Jeannin, P.-Y., 2019. Climatology in shallow caves with negligible ventilation: Heat and mass transfer. International Journal of Thermal Sciences 146, 106066. https://doi.org/10.1016/j.ijthermalsci.2019.106066

Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J.-P., Henry, P., Elsworth, D., 2015. Seismicity triggered by fluid injection–induced aseismic slip. Science 348, 1224–1226. https://doi.org/10.1126/science.aab0476

Guichen, G., 2014. Programa de investigacion para la conservacion preventiva y régimen de acceso de la cueva de Altamira (2012-2014) (No. 93656). Instituto del patrimonio cultural de Espana.

Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. Journal of Hydrology 377, 80–91. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003

Hakl, J., Csige, I., Hunyadi, I., Várhegyi, A., Géczy, G., 1996. Radon transport in fractured porous media — Experimental study in caves. Environment International 22, 433–437. https://doi.org/10.1016/S0160-4120(96)00143-2

Hattori, M., Arami, A., Yui, T., 1994. Wave impact pressure on vertical walls under breaking waves of various types. Coastal Engineering 22, 79–114. https://doi.org/10.1016/0378-3839(94)90049-3

Hengl, T., Nussbaum, M., Wright, M.N., Heuvelink, G.B.M., Gräler, B., 2018. Random forest as a generic framework for predictive modeling of spatial and spatio-temporal variables. PeerJ 6, e5518. https://doi.org/10.7717/peerj.5518

Hinze, J., Albrecht, A., Michiels, H.-G., 2023. Climate-Adapted Potential Vegetation—A European Multiclass Model Estimating the Future Potential of Natural Vegetation. Forests 14, 239. https://doi.org/10.3390/f14020239

Hoerlé, S., Konik, S., Chalmin, E., 2011. Les vermiculations de la grotte de Lascaux : identification de sources de matériaux mobilisables par microanalyses physico-chimiques. karst 58, 29–40. https://doi.org/10.3406/karst.2011.2703

Houillon, N., 2016. La dynamique du carbone inorganique dans le continuum sol-épikarst-cavité du site de la Grotte de Lascaux (Dordogne, France). Apports des monitorings hydrogéochimique et microclimatique continus pour l'étude de l'aérologie et le développement d'une méthode de simulation des processus calco-carboniques aux parois. Université de Bordeaux, Bordeaux.

Houillon, N., Lastennet, R., Denis, A., Malaurent, P., Minvielle, S., Peyraube, N., 2017. Assessing cave internal aerology in understanding carbon dioxide (CO2) dynamics: implications on calcite mass variation on the wall of Lascaux Cave (France). Environmental Earth Sciences 76, 170. https://doi.org/10.1007/s12665-017-6498-8

Huang, J., 2018. A Simple Accurate Formula for Calculating Saturation Vapor Pressure of Water and Ice. Journal of Applied Meteorology and Climatology 57, 1265–1272. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0334.1

Hunter, J.D., 2007. Matplotlib: A 2D Graphics Environment. Comput. Sci. Eng. 9, 90–95. https://doi.org/10.1109/MCSE.2007.55

Hussain, Md., Mahmud, I., 2019. pyMannKendall: a python package for non parametric Mann Kendall family of trend tests. JOSS 4, 1556. https://doi.org/10.21105/joss.01556

IGN, 2021. Courbes de niveau - Bouche-du-Rhône.

IPCC, 2023. Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647

IPCC, 2021. Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. ed. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. https://doi.org/10.1017/9781009157896

Jeanne, P., Guglielmi, Y., Cappa, F., 2013. Dissimilar properties within a carbonate-reservoir's small fault zone, and their impact on the pressurization and leakage associated with CO2 injection. Journal of Structural Geology 47, 25–35. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.10.010

Jeannin, P.-Y., Artigue, G., Butscher, C., Chang, Y., Charlier, J.-B., Duran, L., Gill, L., Hartmann, A., Johannet, A., Jourde, H., Kavousi, A., Liesch, T., Liu, Y., Lüthi, M., Malard, A., Mazzilli, N., Pardo-Igúzquiza, E., Thiéry, D., Reimann, T., Schuler, P., Wöhling, T., Wunsch, A., 2021. Karst modelling challenge 1: Results of hydrological modelling. Journal of Hydrology 600, 126508. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126508

Jiao, J.J., Li, H., 2004. Breathing of coastal vadose zone induced by sea level fluctuations. Geophysical Research Letters 31, 1–4. https://doi.org/10.1029/2004GL019572

Jourde, H., Massei, N., Mazzilli, N., Binet, S., Batiot-Guilhe, C., Labat, D., Steinmann, M., Bailly-Comte, V., Seidel, J.L., Arfib, B., Charlier, J.B., Guinot, V., Jardani, A., Fournier, M., Aliouache, M., Babic, M., Bertrand, C., Brunet, P., Boyer, J.F., Bricquet, J.P., Camboulive, T., Carrière, S.D., Celle-Jeanton, H., Chalikakis, K., Chen, N., Cholet, C., Clauzon, V., Soglio, L.D., Danquigny, C., Défargue, C., Denimal, S., Emblanch, C., Hernandez, F., Gillon, M., Gutierrez, A., Sanchez, L.H., Hery, M., Houillon, N., Johannet, A., Jouves, J., Jozja, N., Ladouche, B., Leonardi, V., Lorette, G., Loup, C., Marchand, P., de Montety, V., Muller, R., Ollivier, C., Sivelle, V., Lastennet, R., Lecoq, N., Maréchal, J.C., Perotin, L., Perrin, J., Petre, M.A., Peyraube, N., Pistre, S., Plagnes, V., Probst, A., Probst, J.L., Simler, R., Stefani, V., Valdes-Lao, D., Viseur, S., Wang, X., 2018. SNO KARST: A French Network of Observatories for the Multidisciplinary Study of Critical Zone Processes in Karst Watersheds and Aquifers. Vadose Zone Journal 17, 1–18. https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0094

Jouves, J., 2018. Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques (Géosciences de l'environnement). Aix-Marseille, Marseille.

Jouves, J., Viseur, S., Arfib, B., Baudement, C., Camus, H., Collon, P., Guglielmi, Y., 2017. Speleogenesis, geometry, and topology of caves: A quantitative study of 3D karst conduits. Geomorphology 298, 86–106. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.019

Jurado, V., Fernandez-Cortes, A., Cuezva, S., Laiz, L., Cañaveras, J.C., Sanchez-Moral, S., Saiz-Jimenez, C., 2009a. The fungal colonisation of rock-art caves: experimental evidence. Naturwissenschaften 96, 1027–1034. https://doi.org/10.1007/s00114-009-0561-6

Jurado, V., Fernandez-Cortes, A., Cuezva, S., Laiz, L., Cañaveras, J.C., Sanchez-Moral, S., Saiz-Jimenez, C., 2009b. The fungal colonisation of rock-art caves: experimental evidence. Naturwissenschaften 96, 1027–1034. https://doi.org/10.1007/s00114-009-0561-6

Kawabata, K., Tsunomori, F., Kitamura, Y., Lin, Y.-Y., Chan, C.-H., Ma, K.-F., 2024. Radon concentration in seawater as a geochemical indicator of submarine fault activity in the Yatsushiro Sea, Japan. Sci Rep 14, 8664. https://doi.org/10.1038/s41598-024-59006-6

Keller, C.A., Evans, M.J., 2019. Application of random forest regression to the calculation of gas-phase chemistry within the GEOS-Chem chemistry model v10. Geosci. Model Dev. 12, 1209–1225. https://doi.org/10.5194/gmd-12-1209-2019

Klimchouk, A., 2009. Morphogenesis of hypogenic caves. Geomorphology 106, 100–117. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.013

Knapp, A.K., Hoover, D.L., Wilcox, K.R., Avolio, M.L., Koerner, S.E., La Pierre, K.J., Loik, M.E., Luo, Y., Sala, O.E., Smith, M.D., 2015. Characterizing differences in precipitation regimes of extreme wet and dry years: implications for climate change experiments. Global Change Biology 21, 2624–2633. https://doi.org/10.1111/gcb.12888

Knoben, W.J.M., Freer, J.E., Woods, R.A., 2019. Technical note: Inherent benchmark or not? Comparing Nash-Sutcliffe and Kling-Gupta efficiency scores. https://doi.org/10.5194/hess-2019-327

Kowalczk, A.J., Froelich, P.N., 2010. Cave air ventilation and CO2 outgassing by radon-222 modeling: How fast do caves breathe ? Earth and Planetary Science Letters 289, 209–219. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.010

Kuang, X., Jiao, J.J., Li, H., 2013. Review on airflow in unsaturated zones induced by natural forcings. Water Resources Research 49, 6137–6165. https://doi.org/10.1002/wrcr.20416

Kukuljan, L., Gabrovšek, F., Covington, M.D., Johnston, V.E., 2021. CO2 dynamics and heterogeneity in a cave atmosphere: role of ventilation patterns and airflow pathways. Theoretical and Applied Climatology 146, 91–109. https://doi.org/10.1007/s00704-021-03722-w

Kuzyakov, Y., 2006. Sources of CO2 efflux from soil and review of partitioning methods. Soil Biology and Biochemistry 38, 425–448. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.08.020

Lacanette, D., Bassel, L., Salmon, F., Portais, J.-C., Bousquet, B., Chapoulie, R., Ammari, F., Malaurent, P., Ferrier, C., 2023. Climate of a cave laboratory representative for rock art caves in the Vézère area (south-west France). International Journal of Speleology 52, 85–100. https://doi.org/10.5038/1827-806X.52.2.2442

Lacanette, D., Vincent, S., Sarthou, A., Malaurent, P., Caltagirone, J.-P., 2009. An Eulerian/Lagrangian method for the numerical simulation of incompressible convection flows interacting with complex obstacles: Application to the natural convection in the Lascaux cave. International Journal of Heat and Mass Transfer 52, 2528–2542. https://doi.org/10.1016/j.ijheatmasstransfer.2008.12.028

Lamarche, J., Lavenu, A.P.C., Gauthier, B.D.M., Guglielmi, Y., Jayet, O., 2012. Relationships between fracture patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in

Carbonates (South-East Basin, France). Tectonophysics 581, 231–245. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.042
Lambeck, K., Bard, E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. Earth and Planetary Science Letters 175, 203–222. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00289-7
Lang, M., Faimon, J., Pracný, P., Kejíková, S., 2017. A show cave management: Anthropogenic CO2 in atmosphere of Výpustek Cave (Moravian Karst, Czech Republic). Journal for Nature Conservation 35, 40–52. https://doi.org/10.1016/j.jnc.2016.11.007
Lang, S., 1999. Fundamentals of differential geometry, Graduate texts in mathematics. Springer, New York Berlin Heidelberg.
Lange, N.A., Forker, G.M., 1967. Handbook of Chemistry, 10th ed. McGraw-Hill Book Company, Inc, New York, Toronto, London.
Lartiges, B., Bourges, F., Honiat, A., Skali Lami, S., Losno, R., Drigo, L., Fayard, T., Gisquet, P., Briot, J., 2024. Prehistoric caves facing the climate change : New sensors for an effective conservation strategy. Presented at the Eurokarst, Rome, pp. 241–242.
Lefèvre, M., 1974. La “maladie verte” de Lascaux. Studies in Conservation 19, 126–156.
Leifer, I., Caulliez, G., De Leeuw, G., 2007. Characteristics of bubble plumes, bubble-plume bubbles and waves from wind-steepened wave breaking. Journal of Marine Systems 66, 61–70. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.01.011
Lepinay, C., Mihajlovski, A., Touron, S., Seyer, D., Bousta, F., Di Martino, P., 2018. Bacterial diversity associated with saline efflorescences damaging the walls of a French decorated prehistoric cave registered as a World Cultural Heritage Site. International Biodeterioration & Biodegradation 130, 55–64. https://doi.org/10.1016/j.ibiod.2018.03.016
Leplat, J., François, A., Bousta, F., Touron, S., Galant, P., 2017. GARD - 30, (Occitanie) Suivi des bioaérosols dans les cavités ornées du département du Gard : bilan des années 2014 et 2015 (No. 1423A). LRMH, Champs-sur-Marne.
Leplat, J., François, A., Touron, S., Galant, P., Bousta, F., 2019. Aerobiological behavior of Paleolithic decorated caves: a comparative study of five caves in the Gard department (France). Aerobiologia 35, 105–124. https://doi.org/10.1007/s10453-018-9546-2
Lewis, E., 1980. The practical salinity scale 1978 and its antecedents. IEEE J. Oceanic Eng. 5, 3–8. https://doi.org/10.1109/JOE.1980.1145448
Liñán, C., del Rosal, Y., Carrasco, F., Vadillo, I., Benavente, J., Ojeda, L., 2018. Highlighting the importance of transitional ventilation regimes in the management of Mediterranean show caves (Nerja-Pintada system, southern Spain). Science of The Total Environment 631–632, 1268–1278. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.304
Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., Ulbrich, U., Xoplaki, E., 2006. The Mediterranean climate: An overview of the main characteristics and issues, in: Developments in Earth and Environmental Sciences. Elsevier, pp. 1–26. https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80003-0
Lira-Loarca, A., Ferrari, F., Mazzino, A., Besio, G., 2021. Future wind and wave energy resources and exploitability in the Mediterranean Sea by 2100. Applied Energy 302, 117492. https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2021.117492
Lismonde, B., 2002. Climatologie du monde souterrain., 1st ed. Comité Départemental de Spéléologie de l’Isère, Grenoble.

Liu, Z., Peng, C., Work, T., Candau, J.-N., DesRochers, A., Kneeshaw, D., 2018. Application of machine-learning methods in forest ecology: recent progress and future challenges. Environ. Rev. 26, 339–350. https://doi.org/10.1139/er-2018-0034

Luetscher, M., Jeannin, P.-Y., 2004. The role of winter air circulations for the presence of subsurface ice accumulations: an example from Monlési ice cave (Switzerland). Theoretical and Applied Karstology 17, 19–25.

Luo, R., Li, Y., Guo, H., Wang, Q., Wang, X., 2024. Cross-operating-condition fault diagnosis of a small module reactor based on CNN-LSTM transfer learning with limited data. Energy 313, 133901. https://doi.org/10.1016/j.energy.2024.133901

Malaurent, P., Brunet, J., Lacanette, D., Caltagirone, J.-P., 2006. Contribution of numerical modelling of environmental parameters to the conservation of prehistoric cave paintings: the example of Lascaux Cave. Conservation and Management of Archaeological Sites 8, 59–76. https://doi.org/10.1179/175355206x202976

Malaurent, P., Lacanette, D., Brunet, J., Riss, J., 2009. Climatologie du milieu souterrain à Lascaux d'une étude globale a la micro-climatologie des parois., in: Symposium Lascaux, Documents d'archéologie Française. Maison des sciences de l'homme, Paris, pp. 100–117.

Malaurent, P., Vouvé, J., 2003. Caractérisation de la dynamique des transferts dans les galeries de la grotte H. Cosquer. Conséquences pour la conservation (No. G345). Ministère de la culture et de la communication - Laboratoire LRMH and Université Bordeaux I, Talence, France.

Malaurent, P., Vouvé, J., 1995. Grotte ornée de Cosquer : étude des conditions d'accès artificiel au réseau souterrain.

Mangin, A., 1982. Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Annales scientifiques de l'Université de Besançon. Géologie. 159–172.

Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Université de dijon, Dijon.

Mangin, A., Andrieux, C., 1984. Les Conditions hydrogéologiques et climatiques d'environnement des œuvres pariétales préhistoriques, in: L'Art des cavernes: Atlas des grottes ornées paléolithiques françaises. Imprimerie nationale, Paris, pp. 53–56.

Mangin, A., Andrieux, C., Bakalowicz, M., D'Hulst, D., Daffis, J., 1993. Le problème de la conservation des oeuvres pariétales. Presented at the La proteccion y conservacion del arte rupestre paleolitico, pp. 131–136.

Mangin, A., Bourges, F., D'Hulst, D., 1999. La conservation des grottes ornées : un problème de stabilité d'un système naturel (l'exemple de la grotte préhistorique de Gargas, Pyrénées françaises). Earth and Planetary Sciences 295–301.

Martin-Sanchez, P.M., Nováková, A., Bastian, F., Alabouvette, C., Saiz-Jimenez, C., 2012. Use of Biocides for the Control of Fungal Outbreaks in Subterranean Environments: The Case of the Lascaux Cave in France. Environmental Science & Technology 46, 3762–3770. https://doi.org/10.1021/es2040625

Masse, J.-P., Frau, C., Tendil, A.J.-B., Fenerci-Masse, M., 2020. Evidence for three successive upper Barremian–lower Aptian rudist faunas in the Urgonian-type deposits of southeastern France and their stratigraphic value. Cretaceous Research 115, 104561. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104561

Massmann, J.W., 1989. Applying Groundwater Flow Models in Vapor Extraction System Design. J. Environ. Eng. 115, 129–149. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9372(1989)115:1(129)

Matonti, C., Guglielmi, Y., Viseur, S., Bruna, P.O., Borgomano, J., Dahl, C., Marié, L., 2015. Heterogeneities and diagenetic control on the spatial distribution of carbonate rocks acoustic properties at the outcrop scale. Tectonophysics 638, 94–111. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.020

Matsumoto, H., Dickson, M.E., Stephenson, W.J., Thompson, C.F., Young, A.P., 2024. Modeling future cliff-front waves during sea level rise and implications for coastal cliff retreat rates. Sci Rep 14, 7810. https://doi.org/10.1038/s41598-024-57923-0

Matsuoka, N., Murton, J., 2008. Frost weathering: recent advances and future directions. Permafrost Periglac. Process. 19, 195–210. https://doi.org/10.1002/ppp.620

Matsuyama, H., Saito, H., Zemtsov, V., 2021. Application of Soil Water Index to landslide prediction in snowy regions: sensitivity analysis in Japan and preliminary results from Tomsk, Russia. Prog Earth Planet Sci 8, 17. https://doi.org/10.1186/s40645-021-00408-9

Mattey, D.P., Atkinson, T.C., Barker, J.A., Fisher, R., Latin, J.-P., Durrell, R., Ainsworth, M., 2016. Carbon dioxide, ground air and carbon cycling in Gibraltar karst. Geochimica et Cosmochimica Acta 184, 88–113. https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.01.041

Mattey, D.P., Fisher, R., Atkinson, T.C., Latin, J.-P., Durrell, R., Ainsworth, M., Lowry, D., Fairchild, I.J., 2013. Methane in underground air in Gibraltar karst. Earth and Planetary Science Letters 374, 71–80. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.011

Maumy-Bertrand, M., Saporta, G., Thomas-Agnan, C., 2018. Apprentissage statistique et données massives, Éditions Technip. ed, SFdS.

McKinney, W., 2010. Data Structures for Statistical Computing in Python, in: Walt, S. van der, Millman, J. (Eds.), Proceedings of the 9th Python in Science Conference. pp. 56–61. https://doi.org/10.25080/Majora-92bf1922-00a

MedECC, 2020. Climate and Environmental Change in the Mediterranean Basin – Current Situation and Risks for the Future. First Mediterranean Assessment Report. Zenodo. https://doi.org/10.5281/ZENODO.4768833

Météo-France, 2023. Meteorological station 13022003, La Gardiole, Cassis - (Dataset). https://donneespubliques.meteofrance.fr/FichesClim/FICHECLIM_13022003.pdf

Météo-France, 2005. Fiche méthode ETP quotidienne en points de grille. Météo-France.

Météo-France, SHOM, 2022. Modèles d'état de mer (Vagues) : Descriptif de contenu du produit externe. SHOM, Brest - France.

Millero, F.J., Poisson, A., 1981. International one-atmosphere equation of state of seawater. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 28, 625–629. https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90122-9

Millot, C., 1979. Wind induced upwellings in the Gulf of Lions. Oceanologica Acta 2, 261–274.

Milly, P.C.D., Dunne, K.A., 2016. Potential evapotranspiration and continental drying. Nature Clim Change 6, 946–949. https://doi.org/10.1038/nclimate3046

Mohammed Oludare, I., Pradhan, B., 2016. A decade of modern cave surveying with terrestrial laser scanning: A review of sensors, method and application development. International Journal of Speleology 45, 71–88. https://doi.org/10.5038/1827-806X.45.1.1923

Monteith, J.L., Unsworth, M.H. (Eds.), 2013. Principles of Environmental Physics, in: Principles of Environmental Physics (Fourth Edition). Academic Press, Boston. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386910-4.00019-6

NASA/JPL, 2015. SMAP_L1B_S0_LoRes_V2. https://doi.org/10.5067/J4SZZV52B88J
Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. Journal of Hydrology 10, 282–290. https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6
Ngoc, L.T.N., Park, D., Lee, Y.-C., 2022. Human Health Impacts of Residential Radon Exposure: Updated Systematic Review and Meta-Analysis of Case–Control Studies. IJERPH 20, 97. https://doi.org/10.3390/ijerph20010097
Nilson, R.H., Peterson, E.W., Lie, K.H., Burkhard, N.R., Hearst, J.R., 1991. Atmospheric pumping: A mechanism causing vertical transport of contaminated gases through fractured permeable media. J. Geophys. Res. 96, 21933–21948. https://doi.org/10.1029/91JB01836
Nojarov, P., Stefanov, P., National Institute of Geophysics, Geodesy and Geography, Bulgarian Academy of Sciences, Turek, K., Nuclear Physics Institute, Czech Academy of Sciences, 2020. Influence of some climatic elements on radon concentration in Saeva Dupka Cave, Bulgaria. IJS 49, 235–248. https://doi.org/10.5038/1827-806X.49.3.2349
Oh, Y.H., Kim, G., 2011. Factors controlling the air ventilation of a limestone cave revealed by 222Rn and 220Rn tracers. Geosci J 15, 115–119. https://doi.org/10.1007/s12303-011-0010-3
Olive, M., Vanrell, L., 2021. La caverne et ses différents espaces. Dossiers d'Archéologie, Faton 408, 26–29.
Onac, B.P., 2012. Minerals, in: Encyclopedia of Caves. Elsevier, pp. 499–508. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00072-4
Otte, M., Noiret, P., Plumet, P., Vialou, D., 2009. La préhistoire, 3. éd. ed. De Boeck, Bruxelles.
Özen, F., 2024. Random forest regression for prediction of Covid-19 daily cases and deaths in Turkey. Heliyon 10, e25746. https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2024.e25746
Palmer, D.S., O'Boyle, N.M., Glen, R.C., Mitchell, J.B.O., 2007. Random Forest Models To Predict Aqueous Solubility. J. Chem. Inf. Model. 47, 150–158. https://doi.org/10.1021/ci060164k
Pang, B., Yue, J., Zhao, G., Xu, Z., 2017. Statistical Downscaling of Temperature with the Random Forest Model. Advances in Meteorology 2017, 1–11. https://doi.org/10.1155/2017/7265178
Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. Computers & Geosciences 28, 929–937. https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4
Pedregosa, F., Varoquaux, G., Gramfort, A., Michel, V., Thirion, B., Grisel, O., Blondel, M., Prettenhofer, P., Weiss, R., Dubourg, V., Vanderplas, J., Passos, A., Cournapeau, D., Brucher, M., Perrot, M., Duchesnay, É., 2011. Scikit-learn: Machine Learning in Python. Journal of Machine Learning Research 12, 2825–2830.
Pellet, H., Arfib, B., 2023. Compte-rendu de prélèvement d'échantillons de roches aux alentours de la grotte Cosquer. Cerege - LRMH, Marseille.
Pellet, H., Arfib, B., Henry, P., Touron, S., Gassier, G., 2024. Mesoscale permeability variations estimated from natural airflows in the decorated Cosquer Cave (southeastern France). Hydrol. Earth Syst. Sci. 28, 4035–4057. https://doi.org/10.5194/hess-28-4035-2024
Perrier, F., Bourges, F., Girault, F., Lartiges, B., Bonnet, S., Genty, D., Denele, Y., Regard, V., Régnier, É., Bouquerel, H., Lei, B., Rivet, T., Losno, R., 2024. Radon-222 signatures

of atmospheric dynamics in the Pech Merle Painted Cave, France: Consequences for management and conservation. Science of The Total Environment 949, 174648. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.174648

Perrier, F., Bourges, F., Girault, F., Mouël, J.-L.L., Genty, D., Lartiges, B., Losno, R., Bonnet, S., 2023. Temperature variations in caves induced by atmospheric pressure variations—Part 2: Unveiling hidden thermal signals. Geosystems and Geoenvironment 2, 100146. https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2022.100146

Perrier, F., Morat, P., Le Mouël, J.-L., 2002. Dynamics of Air Avalanches in the Access Pit of an Underground Quarry. Phys. Rev. Lett. 89, 134501. https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.89.134501

Perrier, F., Morat, P., Le Mouël, J.-L., 2001. Pressure induced temperature variations in an underground quarry. Earth and Planetary Science Letters 191, 145–156. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00411-3

Perrier, F., Richon, P., 2010. Spatiotemporal variation of radon and carbon dioxide concentrations in an underground quarry: coupled processes of natural ventilation, barometric pumping and internal mixing. Journal of Environmental Radioactivity 101, 279–296. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2009.12.003

Perrier, F., Richon, P., Gautam, U., Tiwari, D.R., Shrestha, P., Sapkota, S.N., 2007. Seasonal variations of natural ventilation and radon-222 exhalation in a slightly rising dead-end tunnel. Journal of Environmental Radioactivity 97, 220–235. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2007.06.003

Perry, R.W., 2013. A review of factors affecting cave climates for hibernating bats in temperate North America. Environ. Rev. 21, 28–39. https://doi.org/10.1139/er-2012-0042

Peyraube, N., Lastennet, R., Denis, A., Malaurent, P., Houillon, N., Villanueva, J.D., 2018. Determination and quantification of major climatic parameters influencing the CO2 of Lascaux Cave. Theoretical and Applied Climatology 133, 1291–1301. https://doi.org/10.1007/s00704-017-2255-x

Peyraube, N., Lastennet, R., Villanueva, J.D., Houillon, N., Malaurent, P., Denis, A., 2016. Effect of diurnal and seasonal temperature variation on Cussac cave ventilation using CO2 assessment. Theoretical and Applied Climatology 129, 1045–1058. https://doi.org/10.1007/s00704-016-1824-8

Piguet, M., 2013. Les grottes ornées préhistoriques : de la conservation.

Plassard, F., Plassard, J., 2000. Figures inédites de la grotte de Rouffignac. galip 42, 85–106. https://doi.org/10.3406/galip.2000.2171

Plumerault, L.-R., Astruc, D., Maron, P., 2012. The influence of air on the impact of a plunging breaking wave on a vertical wall using a multifluid model. Coastal Engineering 62, 62–74. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.12.002

Porstendörfer, J., 1994. Properties and behaviour of radon and thoron and their decay products in the air. Journal of Aerosol Science 25, 219–263. https://doi.org/10.1016/0021-8502(94)90077-9

Poterie, A., 2018. Arbres de décision et forêts aléatoires pour variables groupées. INSA Rennes, Rennes.

Przylibski, T.A., 1999. Radon concentration changes in the air of two caves in Poland. Journal of Environmental Radioactivity 45, 81–94. https://doi.org/10.1016/S0265-931X(98)00081-2

Przylibski, T.A., Ciezkowski, W., 1999. Seasonal changes of radon concentration in the Nied´zwiedzia Cave (SW Poland) (*). Il Nuovo Cimento 22, 463–469.

Quindos, L.S., Bonet, A., Diaz-Caneja, N., Fernandez, P.L., Gutierrez, I., Solana, J.R., Soto, J., Villar, E., 1987. Study of the environmental variables affecting the natural preservation of the Altamira Cave paintings located at Santillana del Mar, Spain. Atmospheric Environment (1967) 21, 551–560. https://doi.org/10.1016/0004-6981(87)90037-0

Riahi, K., Van Vuuren, D.P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B.C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaresma, J.C., Kc, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humpenöder, F., Da Silva, L.A., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Strefler, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumstark, L., Doelman, J.C., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A., Tavoni, M., 2017. The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. Global Environmental Change 42, 153–168. https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009

Richon, P., Perrier, F., Sabroux, J.-C., Trique, M., Ferry, C., Voisin, V., Pili, E., 2005. Spatial and time variations of radon-222 concentration in the atmosphere of a dead-end horizontal tunnel. Journal of Environmental Radioactivity 78, 179–198. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2004.05.001

Rivière, É., 1909. Note sur l'ordre chronologique véritable des six premières découvertes de grottes à gravures et à peintures. bspf 6, 376–380. https://doi.org/10.3406/bspf.1909.7945

Rouf, M.A., Singh, R.M., Bouazza, A., Rowe, R.K., Gates, W.P., 2016. Gas permeability of partially hydrated geosynthetic clay liner under two stress conditions. Environmental Geotechnics 3, 325–333. https://doi.org/10.1680/envgeo.14.00009

Rouzaud, F., Aubert, J.-J., 1992. Dégradation des bisons paléolithiques de la grotte de Mayrière à Bruniquel (Tarn-et-Garonne). bspf 89, 71–72. https://doi.org/10.3406/bspf.1992.9502

Rusu, L., 2024. An analysis of the expected wave conditions in the Mediterranean Sea in the context of global warming. Ocean Engineering 301, 17. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2024.117487

Sáez, M., Mangiarotti, S., Cuezva, S., Fernández-Cortés, A., Molero, B., Sánchez-Moral, S., Benavente, D., 2021. Global models for 222Rn and CO2 concentrations in the Cave of Altamira. Theor Appl Climatol 143, 603–626. https://doi.org/10.1007/s00704-020-03440-9

Sainz, C., Fábrega, J., Rábago, D., Celaya, S., Fernandez, A., Fuente, I., Fernandez, E., Quindos, J., Arteche, J.L., Quindos, L., 2022. Use of Radon and CO2 for the Identification and Analysis of Short-Term Fluctuations in the Ventilation of the Polychrome Room Inside the Altamira Cave. IJERPH 19, 3662. https://doi.org/10.3390/ijerph19063662

Sainz, C., Rábago, D., Celaya, S., Fernández, E., Quindós, J., Quindós, L., Fernández, A., Fuente, I., Arteche, J.L., Quindós, L.S., 2018. Continuous monitoring of radon gas as a tool to understand air dynamics in the cave of Altamira (Cantabria, Spain). Science of The Total Environment 624, 416–423. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.12.146

Salomon, J.-N., 2000. Précis de karstologie, Scieteren. Presses universitaires de Bordeaux, Pessac.

Sánchez-Moral, S., Soler, V., Cañaveras, J.C., Sanz-Rubio, E., Van Grieken, R., Gysels, K., 1999. Inorganic deterioration affecting the Altamira Cave, N Spain: quantitative approach to wall-corrosion (solutional etching) processes induced by visitors. Science of The Total Environment 243–244, 67–84. https://doi.org/10.1016/S0048-9697(99)00348-4

Sarradet, M., 1979. Conservation de la grotte de Lascaux. Gallia préhistoire. Suppléments 12, 15–18.

Sartoretto, S., Collina-Girard, J., Laborel, J., Morhange, C., 1995. Quand la Grotte Cosquer a-t-elle été fermée par la montée des eaux ? Méditerranée 82, 21–24. https://doi.org/10.3406/medit.1995.2897

Schabereiter-Gurtner, C., Saiz-Jimenez, C., PiÃ±ar, G., Lubitz, W., RÃ¶lleke, S., 2004. Phylogenetic diversity of bacteria associated with Paleolithic paintings and surrounding rock walls in two Spanish caves (LlonÃ-n and La Garma). FEMS Microbiology Ecology 47, 235–247. https://doi.org/10.1016/S0168-6496(03)00280-0

Schubert, M., Paschke, A., Lieberman, E., Burnett, W.C., 2012. Air–Water Partitioning of ^{222}Rn and its Dependence on Water Temperature and Salinity. Environ. Sci. Technol. 46, 3905–3911. https://doi.org/10.1021/es204680n

Seabold, S., Perktold, J., 2010. statsmodels: Econometric and statistical modeling with python, in: 9th Python in Science Conference.

Šebela, S., Prelovšek, M., Turk, J., 2013. Impact of peak period visits on the Postojna Cave (Slovenia) microclimate. Theor Appl Climatol 111, 51–64. https://doi.org/10.1007/s00704-012-0644-8

Shahack-Gross, R., Berna, F., Karkanas, P., Weiner, S., 2004. Bat guano and preservation of archaeological remains in cave sites. Journal of Archaeological Science 31, 1259–1272. https://doi.org/10.1016/j.jas.2004.02.004

SHOM, IGN, 1849. Marégraphe de Marseille. https://doi.org/10.17183/REFMAR#524

SHOM, Météo-France, 2017. Modèle numérique de représentation des états de mer.

Siegesmund, S., Weiss, T., Vollbrecht, A., Geological Society of London (Eds.), 2002. Natural stone, weathering phenomena, conservation strategies, and case studies, Geological Society special publication. Geological Society, London.

SNO KARST, 2021. Time series of type climatology-meteorology-atmosphere in Port-Miou basin - PORT-MIOU observatory - KARST observatory network - OZCAR Critical Zone network Research Infrastructure. OSU OREME. (Dataset). https://doi.org/10.15148/4140d06c-fa31-4b4c-8c0f-38e6d0c62fbc

Stonestrom, D.A., Rubin, J., 1989. Air permeability and trapped-air content in two soils. Water Resources Research 25, 1959–1969. https://doi.org/10.1029/WR025i009p01959

Strutt, J.W., 2009. 412. On Convection Currents in a Horizontal Layer of Fluid, when the Higher Temperature is on the Under Side, in: Scientific Papers, Cambridge Library Collection - Mathematics. Cambridge University Press, pp. 432–446.

Tamborski, J., Van Beek, P., Conan, P., Pujo-Pay, M., Odobel, C., Ghiglione, J.-F., Seidel, J.-L., Arfib, B., Diego-Feliu, M., Garcia-Orellana, J., Szafran, A., Souhaut, M., 2020. Submarine karstic springs as a source of nutrients and bioactive trace metals for the oligotrophic Northwest Mediterranean Sea. Science of The Total Environment 732, 139106. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139106

Tarasova, L., Basso, S., Poncelet, C., Merz, R., 2018. Exploring Controls on Rainfall-Runoff Events: 2. Regional Patterns and Spatial Controls of Event Characteristics in

Germany. Water Resources Research 54, 7688–7710. https://doi.org/10.1029/2018WR022588
The pandas development team, 2024. pandas-dev/pandas: Pandas. https://doi.org/10.5281/ZENODO.10537285
Theerthagiri, P., 2025. Liver disease classification using histogram-based gradient boosting classification tree with feature selection algorithm. Biomedical Signal Processing and Control 100, 107102. https://doi.org/10.1016/j.bspc.2024.107102
Tiab, D., Donaldson, E.C., 2016. Porosity and Permeability, in: Petrophysics. Elsevier, pp. 67–186. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803188-9.00003-6
Tin Kam Ho, 1998. The random subspace method for constructing decision forests. IEEE Trans. Pattern Anal. Machine Intell. 20, 832–844. https://doi.org/10.1109/34.709601
Touron, S., 2023. Grotte d'Aldène. Étude des altérations produites par le guano de chauve-souris (No. R1541A). LRMH, Champs-sur-Marne.
Touron, S., 2022. Abri de Reverdit : Observations sur l'état de conservation des parois et propositions de traitement (No. 250998). LRMH, Champs-sur-Marne.
Touron, S., Bouchardon, D., 2020. Grotte Chabot : suivi de l'opération de nettoyage de la frise gravée. LRMH, Champs-sur-Marne.
Touron, S., Frouin, M., 2022. Grotte d'Oulen ou Baume d'Oullins, date de protection 19/01/1911. Travaux en vue de l'isolation de la Salle 2 (Note scientifique No. GO-22-10). LRMH, Champs-sur-Marne.
Touron, S., Frouin, M., Bousta, F., François, A., Leplat, J., 2019. Grotte du Pech-Merle - Bilan sanitaire (No. GO-19-13). LRMH, Champs-sur-Marne.
Touron, S., Galant, P., Bruxelles, L., 2024. La biocorrosion en milieu souterrain orné : l'exemple de la grotte d'Aldène (Hérault, France). Coré 8, 72–86.
Touron, S., Orial, G., 2008. Grotte Margot : Bilan sanitaire de la grotte au vu des désordres biologiques des parois (No. 143012). LRMH, Champs-sur-Marne.
Trefry, M.G., Johnston, C.D., 1998. Pumping test analysis for a tidally forced acquifer. Ground Water 36, 427–433.
Valladas, H., Quiles, A., Delque-Kolic, M., Kaltnecker, E., Moreau, C., Pons-Branchu, E., Vanrell, L., Olive, M., Delestre, X., 2017. Radiocarbon Dating of the Decorated Cosquer Cave (France). Radiocarbon 59, 621–633. https://doi.org/10.1017/RDC.2016.87
Valladas, H., Tisnérat-Laborde, N., Cachier, H., Arnold, M., de Quirós, F.B., Cabrera-Valdés, V., Clottes, J., Courtin, J., Fortea-Pérez, J.J., Gonzáles-Sainz, C., Moure-Romanillo, A., 2001. Radiocarbon AMS Dates for Paleolithic Cave Paintings. Radiocarbon 43, 977–986. https://doi.org/10.1017/S0033822200041643
Vamsi, I.V., Abhinav, N., Verma, A.K., Radhika, S., 2018. Random Forest Based Real Time Fault Monitoring System for Industries, in: 2018 4th International Conference on Computing Communication and Automation (ICCCA). Presented at the 2018 4th International Conference on Computing Communication and Automation (ICCCA), IEEE, Greater Noida, India, pp. 1–6. https://doi.org/10.1109/CCAA.2018.8777673
Van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S.J., Rose, S.K., 2011. The representative concentration pathways: an overview. Climatic Change 109, 5–31. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z

Vanrell, L., Olive, M., 2020a. Les datations des oeuvres de la grotte Cosquer. Dossier d'Archéologie 408, 30–37.

Vanrell, L., Olive, M., 2020b. L'art pariétal de la grotte Cosquer. Dossier d'Archéologie 38–47.

Vanrell, L., Olive, M., 2015. La grotte Cosquer (Marseille, Bouches du Rhône), Rapport de recherche archéologique programmée,. DRAC-SRA PACA.

Villeneuve, M., Gärtner, A., Nury, D., Fournier, F., Arlhac, P., Linnemann, U., Caron, J.P., 2019. Age and provenance of detrital zircons from the Oligocene formations of the Marseille–Aubagne basins (SE France): consequences on the geodynamic and palaeogeographic evolution of the northern Gondwana margin. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 108, 187–212. https://doi.org/10.1007/s00531-018-1649-z

Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T.E., Haberland, M., Reddy, T., Cournapeau, D., Burovski, E., Peterson, P., Weckesser, W., Bright, J., van der Walt, S.J., Brett, M., Wilson, J., Millman, K.J., Mayorov, N., Nelson, A.R.J., Jones, E., Kern, R., Larson, E., Carey, C.J., Polat, İ., Feng, Y., Moore, E.W., VanderPlas, J., Laxalde, D., Perktold, J., Cimrman, R., Henriksen, I., Quintero, E.A., Harris, C.R., Archibald, A.M., Ribeiro, A.H., Pedregosa, F., van Mulbregt, P., SciPy 1.0 Contributors, Vijaykumar, A., Bardelli, A.P., Rothberg, A., Hilboll, A., Kloeckner, A., Scopatz, A., Lee, A., Rokem, A., Woods, C.N., Fulton, C., Masson, C., Häggström, C., Fitzgerald, C., Nicholson, D.A., Hagen, D.R., Pasechnik, D.V., Olivetti, E., Martin, E., Wieser, E., Silva, F., Lenders, F., Wilhelm, F., Young, G., Price, G.A., Ingold, G.-L., Allen, G.E., Lee, G.R., Audren, H., Probst, I., Dietrich, J.P., Silterra, J., Webber, J.T., Slavič, J., Nothman, J., Buchner, J., Kulick, J., Schönberger, J.L., de Miranda Cardoso, J.V., Reimer, J., Harrington, J., Rodríguez, J.L.C., Nunez-Iglesias, J., Kuczynski, J., Tritz, K., Thoma, M., Newville, M., Kümmerer, M., Bolingbroke, M., Tartre, M., Pak, M., Smith, N.J., Nowaczyk, N., Shebanov, N., Pavlyk, O., Brodtkorb, P.A., Lee, P., McGibbon, R.T., Feldbauer, R., Lewis, S., Tygier, S., Sievert, S., Vigna, S., Peterson, S., More, S., Pudlik, T., Oshima, T., Pingel, T.J., Robitaille, T.P., Spura, T., Jones, T.R., Cera, T., Leslie, T., Zito, T., Krauss, T., Upadhyay, U., Halchenko, Y.O., Vázquez-Baeza, Y., 2020. SciPy 1.0: fundamental algorithms for scientific computing in Python. Nature Methods 17, 261–272. https://doi.org/10.1038/s41592-019-0686-2

Vouvé, J., Malaurent, P., Brunet, J., 1996. Caractérisation physique et environnementale d'un sanctuaire préhistorique sous-marin, semi-noyé et orné préalablement à l'élaboration d'une démarche conservatoire. Cas de la grotte Cosquer, France. Comptes rendus de l'Académie des sciences, Sciences de la Terre et des planètes 322, 935–942.

Walder, J.S., Hallet, B., 1986. The Physical Basis of Frost Weathering: Toward a More Fundamental and Unified Perspective. Arctic and Alpine Research 18, 27. https://doi.org/10.2307/1551211

Waskom, M., 2021. seaborn: statistical data visualization. JOSS 6, 3021. https://doi.org/10.21105/joss.03021

Weeks, E.P., 1978. Field Determination of Vertical Permeability to Air in the Unsaturated Zone (Geological survey professional paper No. 1051). U.S. departement of the interior, U.S.

Wu, X., Xu, Zhongyuan, Xu, Zexuan, Hu, B.X., 2023. Impact of connected conduit on pumping-induced seawater intrusion in a coastal karst aquifer. Front. Mar. Sci. 10, 1277005. https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1277005

Xia, Y., Li, H., Wang, L., 2011. Tide-Induced Air Pressure Fluctuations in a Coastal Unsaturated Zone: Effects of Thin Low-Permeability Pavements. Ground Water

Monitoring & Remediation 31, 40–47. https://doi.org/10.1111/j.1745-6592.2011.01322.x

Xu, K., Zhang, M., Li, J., Du, S.S., Kawarabayashi, K., Jegelka, S., 2021. How Neural Networks Extrapolate: From Feedforward to Graph Neural Networks.

Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., Cavadias, G., 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. Hydrological Processes 16, 1807–1829. https://doi.org/10.1002/hyp.1095

Zhang, H., 2021. Characterization of a multi-layer karst aquifer through analysis of tidal fluctuation. Journal of Hydrology 601, 126677. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126677

Zhang, L., Ren, G., Li, S., Du, J., Xu, D., Li, Y., 2024. A novel soft sensor approach for industrial quality prediction based TCN with spatial and temporal attention. Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems 105272. https://doi.org/10.1016/j.chemolab.2024.105272

Zimmerman, R.W., Bodvarsson, G.S., 1996. Hydraulic conductivity of rock fractures. Transport in Porous Media 23, 1–30. https://doi.org/10.1007/bf00145263

Annexes

A1. Détails sur le suivi hydroclimatiques *in situ*

À leur réception, les sondes de température Seabird (modèle SBE56) ont été placées ensemble durant près d'un mois dans la cave du LRMH par Stéphanie Touron. Les mesures du 05/11/2022 au 29/11/2022 des 13 sondes Seabird sont présentées sur la Figure A1-1A. La température décroit de 17,8 °C à 15,6 °C pour une moyenne de 16,8 °C. Ces valeurs sont de la même gamme que celles observées dans la grotte Cosquer. Les coefficients correctifs pouvant varier selon la gamme de température mesurée, ces températures similaires garantissent que les coefficients calculés ici seront bien applicables sur les mesures faites dans la grotte. Les coefficients correctifs sont obtenus en faisant la différence de la température moyenne de chaque sonde entre le 05/11/2022 et le 29/11/2022 avec la moyenne de température de toutes les sondes sur la même période. Les valeurs des coefficients correctifs sont résumées dans la Table A1-1. Les mesures de température du 05/11/2022 au 29/11/2022 des 13 sondes Seabird après calibration sont présentées sur la Figure A1-1B.

Références seabird	**$T_{moyenne}$ (°C)**	**ΔT(°C)**
SBE056_11515	16,807	0,000371575
SBE056_11516	16,783	0,024514777
SBE056_11523	16,774	0,033312307
SBE056_11539	16,785	0,022896361
SBE056_11540	16,834	-0,025944891
SBE056_11541	16,860	-0,052270693
SBE056_11547	16,762	0,045460784
SBE056_11548	16,849	-0,041350434
SBE056_11549	16,858	-0,050338134
SBE056_11551	16,822	-0,015770973
SBE056_11553	16,754	0,054151930
SBE056_11636	16,759	0,048476997
Moyenne	**16,808**	

Table A1-1 : Résumé des températures moyennes sur la période du 05/11/2022 au 29/11/2022 et des écarts à la moyenne de toutes les températures.

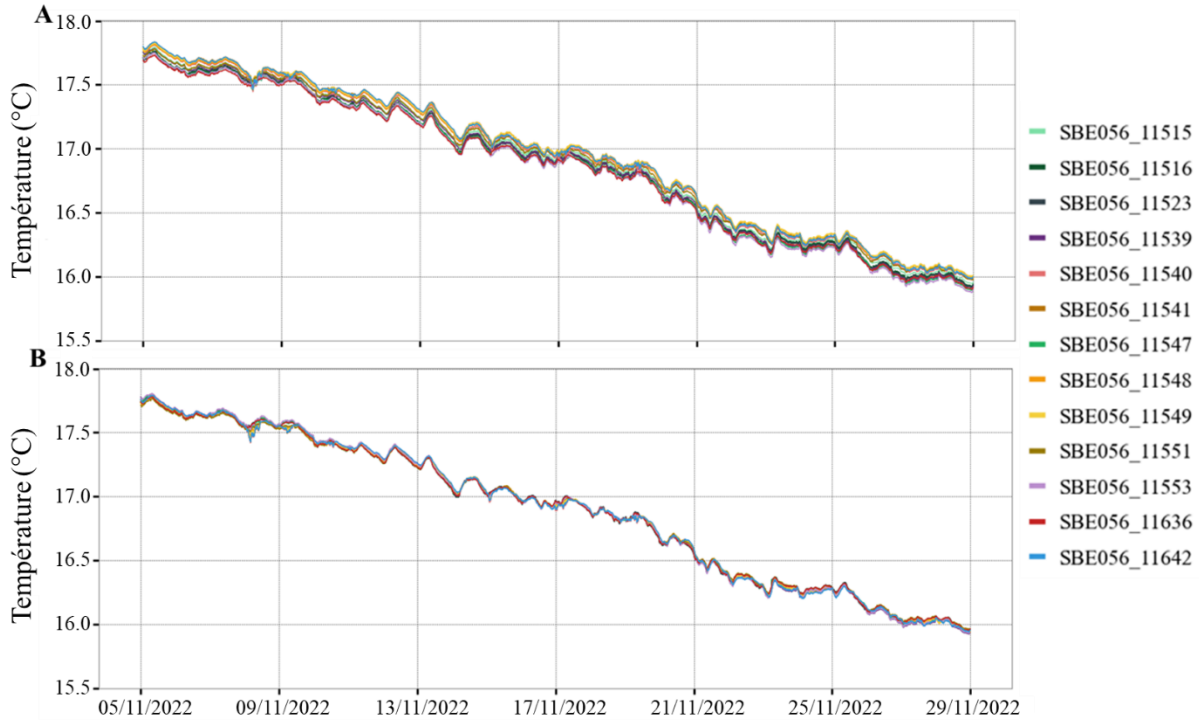


Figure A1-1 : (A) Mesure de la température des sondes seabird avant correction. (B) Mesure de la température des sondes seabird après correction.

Lieu d'installation	Date/Heure d'installation (UTC+1)	N° de Sonde	Mesure	Fixation	Remarques
Débarcadère après la grille à droite	03/10 10:21	SBE056-11540	T° Air	Support posé sur le sol et sonde fixée dans le support avec capteur orienté vers le haut	
Haut conduit Sup. Avant le Gd Puits	03/10 10:38	SBE056-11636	T° Air	Support posé sur le sol et sonde fixée dans le support avec capteur orienté vers le haut	Position sous le seuil formé par le sol au sommet du Gd Puits
Haut Gd Puits	03/10 11:00	SBE056-11523	T° Roche	Support posé sur le sol et sonde fixée dans le support avec capteur orienté vers le bas (+ sangle de sécurité sur concrétion)	Position au-dessus du seuil formé par le sol au sommet du Gd Puits
Bas du Gd Puits, sous les draperies des mains	08/03/2023 au 13/10 12h00	SBE056-11516	T° Air	Support posé sur le sol et sonde fixée dans le support avec capteur orienté vers le haut	Sonde déplacée le 13/10/2023 sur la bouée dans le Gd Puits
Bouée en bas du Gd Puits	13/10 12h00	SBE056-11516	T° Air	Sonde fixée avec des colliers plastiques sur la boucle supérieure de la bouée (dans l'air, environ 20 cm au-dessus de l'eau)	Sonde précédemment sous la draperie
Bouée en bas du Gd Puits	13/10 12h00	SBE056-11551	T° Eau	Sonde fixée avec des colliers plastiques sur la boucle inférieure de la bouée (dans l'eau, environ 20 cm au-dessous de la surface de l'eau)	Sonde précédemment sous le panneau des pingouins
Salle 2 Sous le panneau des pingouins	03/10 12h16 au 13/10/23	SBE056-11551	T° Air	Sonde installée du 03/10/2023 au 13/10/2023, posée à plat sur la surface du sol sous le panneau des pingouins, à proximité de la sonde SBE056-11549	Sonde déplacée le 13/10/2023 sur la bouée dans le Gd Puits.
Salle 2 Sous le panneau des pingouins	03/10 12h16	SBE056-11549	T° Air	Support posé sur le sol et sonde fixée dans le support avec capteur orienté vers le haut	
A droite au petit puits	03/10 12h40	SBE056-11548	T° Air	Support posé sur le sol et sonde fixée dans le support avec capteur orienté vers le haut	
A droite au petit puits	03/10 12h40	SBE056-11541	T° Roche	Support posé sur le sol et sonde fixée dans le support avec capteur orienté vers le bas	
Bouée dans la salle 1	02/10 12h45	SBE056-11642	T° Air	Bouée lestée avec des plombs de plongée, sonde fixée avec des colliers plastiques sur la boucle supérieure de la bouée	Dans l'air, environ 20 cm au-dessus de l'eau
Bouée dans la salle 1	02/10 12h45	CTD Divers-X4736	T° Eau Conductivité	Sonde fixée avec des colliers plastiques sur la boucle inférieure de la bouée	Dans l'eau, environ 20 cm au-dessous de la surface de l'eau

Salle 1 en haut de de la plage	03/10 11h57	SBE056-11553	T° Air	Support posé sur le sol et sonde fixée dans le support avec capteur orienté vers le haut	
Salle 1 en haut de de la plage	03/10 11h57	SBE056-11539	T° Roche	Support posé sur le sol et sonde fixée dans le support avec capteur orienté vers le bas	

Table A1-2 : Présentation des lieux et dates d'installation, des références des sondes, des mesures réalisées et du mode de support de chaque sonde Seabird SBE56 et CTD Diver.

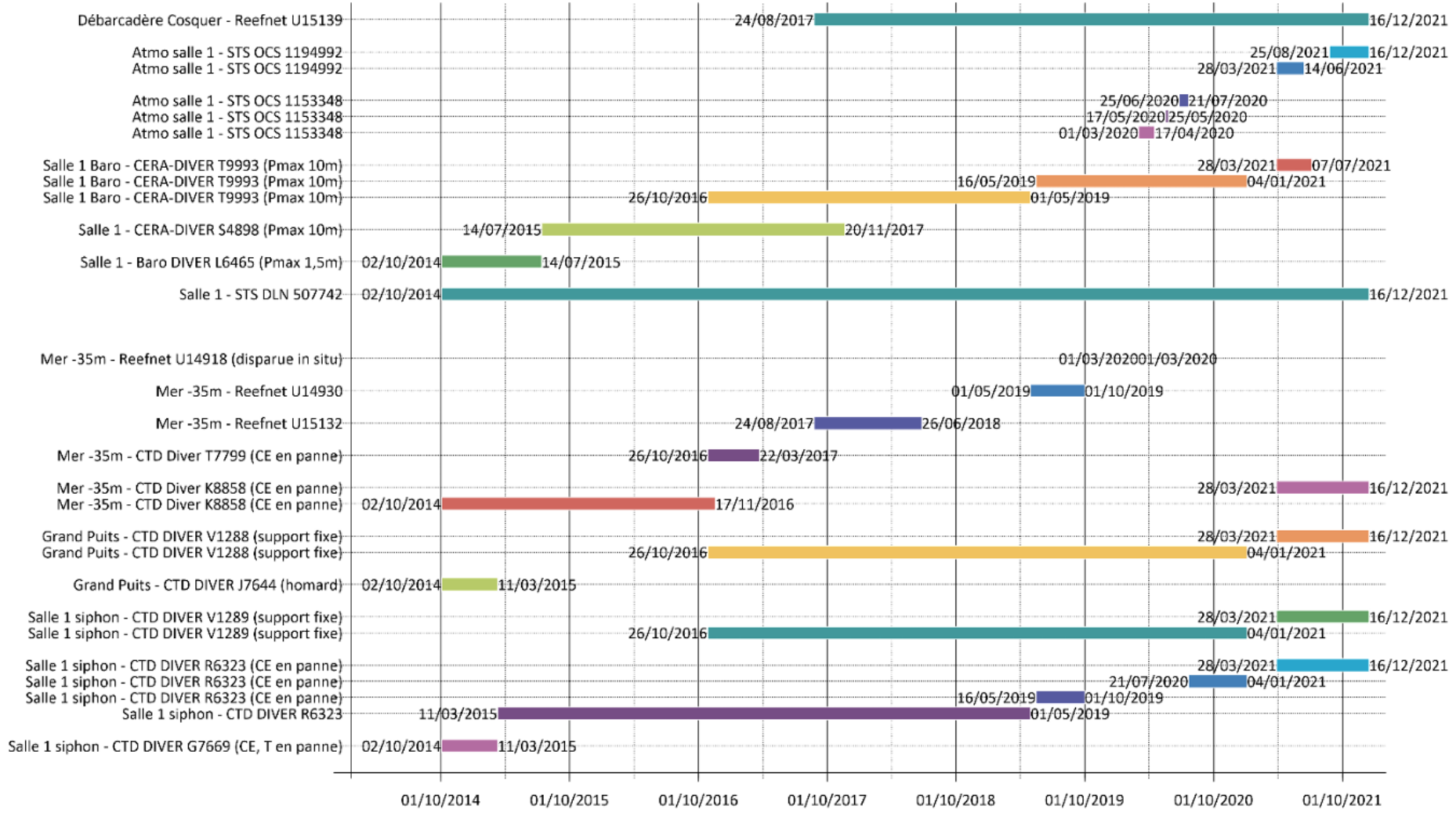


Figure A1-2 : Liste des sondes installées pour le suivi hydroclimatique in situ dans la grotte Cosquer entre 2014 et 2021 (B. Arfib)

A2. Perméabilité effective à l'air du massif : méthode alternative

Au Chapitre III :, la perméabilité effective à l'air du massif durant les lentes baisses de pression a été calculée en appliquant la loi de Darcy à chaque pas de temps au cours des mois de juillet et août pour les années 2015 à 2023. Le modèle de remontée des plans d'eau (Eq. (V-19)) développé précédemment offre une nouvelle méthode pour calculer cette grandeur.

A2.1 Méthode

La perméabilité effective à l'air du massif (k_a) est liée au taux de décroissance exponentielle α, défini au (Éq. (V-17)). Cette relation nous permet d'estimer la perméabilité effective moyenne à l'air du massif (k_a) à partir de la valeur optimisée de α :

$$k_a = \alpha B_1 \mu_a \frac{L}{A} \tag{A2-1}$$

Notre approche consiste à ajuster pour chaque année une fonction de la forme $f(t) = ae^{-\alpha t} + c$ sur les données de pression de l'air dans la grotte du 01/7 au 31/08. Pour déterminer les paramètres optimaux *a,* α et *c*, la méthode *curve_fit* du du package *scipy* (Virtanen *et al.*, 2020) est utilisée. La perméabilité effective à l'air k_a est alors déduite du paramètre α. Les valeurs ainsi obtenues sont des perméabilités moyennes sur la période du 01/7 au 31/08 afin d'être comparées et vérifiées aux résultats obtenus avec la loi de Darcy.

A2.2. Incertitudes

L'incertitude associée à chaque paramètre est obtenue à partir de la matrice de covariance des paramètres, calculée par *curve_fit* à l'issue de l'optimisation. Cette matrice de covariance fournit une mesure de la précision de l'ajustement, où les éléments diagonaux de cette matrice correspondent à la variance des paramètres optimisés. L'incertitude pour chacun des paramètres est calculée comme la racine carrée de la valeur diagonale correspondante dans la matrice de covariance : l'incertitude de α est donc donnée par la seconde valeur de la diagonale de la matrice de covariance.

À chacun des autres termes de l'Eq. (A2-1) n'est pas associée une incertitude, certains n'étant pas nécessairement connus. Cependant, les incertitudes sur P_0 et V_0 peuvent être estimées. Les résultats obtenus au donnent $\sigma(V_0) \approx 83$ m^3. L'écart-type de la pression atmosphérique est utilisé pour calculer l'incertitude de P_0, $\sigma(P_0) = std(P_0) = 716$ Pa. L'incertitude $k_{a,opt}$ peut être calculée comme :

$$\sigma(k_{a,opt}) = k_{a,opt} \sqrt{\left(\frac{\sigma(\alpha)}{\alpha}\right)^2 + \left(\frac{\sigma(V_0)}{V_0}\right)^2 + \left(\frac{\sigma(P_0)}{P_0}\right)^2} \tag{A2-2}$$

La perméabilité effective à l'air $k_{a,opt}$ se trouve dans l'intervalle : [$k_{a,opt}$ – 2σ($k_{a,opt}$) ; $k_{a,opt}$ + 2σ($k_{a,opt}$)].

A2.3. Calcul de la perméabilité

Cette partie compare deux méthodes de calcul de la perméabilité effective à l'air du massif : l'optimisation de modèles sur les baisses estivales de pression ($k_{a,opti}$) et l'application de la loi de Darcy ($k_{a,darcy}$). La Figure A2-3 présente ces perméabilités en fonction des précipitations cumulées du 1er mars au 31 août, mesurées à la station météorologique de Cassis (Météo-France, 2023). L'analyse révèle un écart absolu moyen de $1{,}22.10^{-15}$ m^2 entre les deux méthodes, correspondant à une erreur moyenne de 15 %, avec un maximum de $3{,}7.10^{-15}$ m^2 observé en 2023. La méthode par optimisation de courbe tend généralement à sous-estimer la perméabilité, particulièrement notable pour les années 2016, 2017, 2021 et 2023.

Cette sous-estimation peut s'expliquer par des périodes de perturbations de la variation de quantité d'air, potentiellement dues à l'agitation de la mer, et souvent caractérisées par des entrées d'air intermittentes. Alors que ces périodes sont exclues du calcul de $k_{a,darcy}$ pour préserver l'intégrité des résultats, la méthode par optimisation de courbe les intègre par nécessité méthodologique, ne tolérant pas de lacunes dans les données. Cela peut alors se traduire par une sous-estimation de la perméabilité comme observé.

Inversement, pour les années 2019 et 2022, $k_{a,opti}$ surpasse $k_{a,darcy}$ et peut alors suggérer que certaines périodes d'entrée d'air n'ont peut-être pas été correctement identifiées et exclues du calcul de $k_{a,darcy}$.

D'autres effets peuvent également expliquer les différences obtenues avec les deux méthodes : la perméabilité du massif fluctue au cours du temps, augmentant après des précipitations et diminuant progressivement durant les périodes de sécheresse. Ces variations induisent des écarts par rapport au modèle de décroissance exponentielle pure de la pression. La méthode $k_{a,darcy}$, calculée à chaque pas de temps, intègre ces fluctuations, rendant cette méthode plus précise.

Néanmoins, les résultats obtenus avec les deux méthodes sont du même ordre de grandeur et suivent des tendances similaires. Bien que l'optimisation de courbe n'ait pas produit des résultats supérieurs, elle a renforcé la confiance dans les résultats obtenus avec la méthode de Darcy et présentés au Chapitre III :.

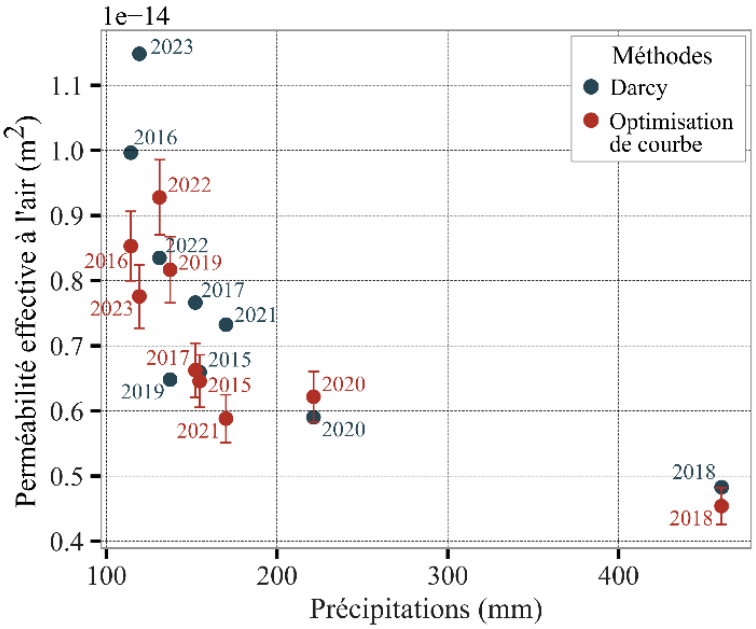


Figure A2-3 : Résultats pour les années 2015 à 2023 de la perméabilité effective à l'air (m^2) calculée avec la loi de Darcy (bleu) et avec la méthode d'optimisation de courbe (rouge) avec son incertitude associée en fonction des précipitations cumulées du 1er mars au 31 août mesurées à Cassis (Météo-France, 2023).

Table des Figures

Figure I-1 : Schéma conceptuel d'un aquifère karstique, (Bakalowicz, 1999). 30
Figure I-2 : a) Atténuation du contraste de la queue de cheval de la "Frise Noire" en hiver (photographie de mars 1978). b) Depuis 2001, la queue de cheval est visible toute l'année, probablement grâce à l'amélioration de la fermeture de la grotte, photographie prise en mars 2013. (Bourges *et al.*, 2014) 34
Figure I-3 : (A) Efflorescences visibles sur la paroi de la grotte Chabot (Touron and Bouchardon, 2020) ; (B) à la Baume d'Oullins, la partie basse de la paroi est touchée par la gélifraction, des morceaux de roches détachées de la paroi sont visibles au sol (Touron and Frouin, 2022)..... 36
Figure II-1 : (A) Carte structurale de la région Provence (sud-est de la France), avec localisation de la grotte Cosquer, de l'observatoire de Port-Miou et de la station météorologique de Cassis. Modifié d'après Lamarche *et al.*, 2012. (B) Vue aérienne satellite du Cap Morgiou et des alentours. Les lettres (a) et (b) indiquent d'où ont été prises les photos de la Figure II-2. Source : https://www.geoportail.gouv.fr/..... 47
Figure II-2 : Photographie de la falaise au droit de la grotte Cosquer. Les orientations et lieux d'où sont prises les photos (a) et (b) sont indiqués sur la Figure II-1. Crédits photos : B. Arfib..... 47
Figure II-3 : Photos d'une faille calcifiée prise sur le cap Morgiou. Crédit photo : B. Arfib. 48
Figure II-4 : Carte topographique de la grotte Cosquer. Les zones bleues sont les plans d'eau (carte réalisée par C. Font, 2023, Équipe grotte Cosquer). (B) Coupe schématique de la grotte Cosquer. L'entrée du conduit se trouve à 37 m sous le niveau de la mer. Modifié d'après Olive and Vanrell, 2021. 49
Figure II-5 : Quelques œuvres dans la grotte Cosquer : (A) peinture de 3 pingouins ; (B) le panneau des chevaux. Ce panneau est utilisé comme témoin des variations du niveau dans la grotte. (C) peinture d'un bison et (D) gravure d'un phoque. Crédit photo : S. Touron. 50
Figure II-6 : Figure issue de Vouvé *et al.* (1996) présentant l'évolution de la pression de l'air (courbe 1) et des plans d'eau dans la grotte (courbe 2). 52
Figure II-7 : Positionnement des sondes autonomes pour le suivi climatique. Les sondes dans l'eau sont marquées par des points verts et les sondes dans l'air par des points jaunes..... **Erreur ! Signet non défini.**
Figure II-8 : Localisation des points de suivi dans la région de Marseille, incluant la grotte Cosquer et les dispositifs de mesure environnants..... 54
Figure II-9 : Pression de l'air dans la grotte (P_{air} , bleu) et pression atmosphérique mesurée à Port-Miou (P_{atm} , jaune) mesurée entre le 10/09/2017 et le 20/10/2017. 55
Figure II-10 : Synthèse du placement des sondes de mesures de température Seabird et CTD Diver installées entre le 08/03/2023 et le 13/10/2023, (A) sur une vue en plan et (B) sur une coupe transversale de la cavité issue du modèle 3D. Les points jaunes

montrent les mesures de température de l'air, les points rouges les mesures de température de la roche et les points verts les mesures de température de l'eau. 58
Figure II-11 : (A) Plan en coupe et (B) plan azimutal de la grotte Cosquer. Le radon est mesuré en 6 points numérotés de A à F. Les points marquent les positions approximatives et le type de mesure réalisé. 60
Figure II-12 : exemple des données de hauteur significative des vagues de la houle et du vent pour le 20/02/2016 00:00. 65
Figure III-1 : Structural map of the Provence region (southeast France), with location of the Cosquer cave, the Port-Miou observatory and the Cassis meteorological station. Modified from Lamarche *et al.*, 2012. 72
Figure III-2 : (A) Topographic map of the Cosquer cave. Blue areas are the pools. Probes in air are located in P_1, hooked to a stalagmite 5 m away from the water and 1 m above the ground. The probes in water are located in P_2 and P_2' (map designed by C. Font, 2023, Équipe grotte Cosquer). (B) Schematic cross-section of the Cosquer cave. The entrance of the conduit is 37 m below sea level. Modified from Olive and Vanrell, 2021. 73
Figure III-3 : Main parameters measured with pressure probes, viewed on a conceptual cross section of the coastal cave. See Table 1 for an explanation of the parameters. 74
Figure III-4 : Pressure, water level and temperature time series recorded in the Cosquer cave and at the Port-Miou observatory for years 2017 and 2018: (A) Sea level at Port-Miou (h_s) and Cosquer cave water level (h_w), expressed in column of seawater (m_{sw}) above the probe with the same reference level. The green dashed line shows the bottom of the horses panel (Paleolithic decorated wall). (B) Atmospheric pressure (P_{atm}) outside the cave and cave air pressure (P_a). (C) Cave air temperature (T_a) and cave water temperature in Room 1 (T_w). (D) Daily rainfall (Météo-France, 2023). (E) Waves significant height in front of the Cosquer cave (SHOM, 2024). Pressurization event periods are shaded in grey. 77
Figure III-5 : Example of the pressurization event occurring from 29 April 2018 to 1 May 2018. (A) start of the pressurization event based on cave air pressure variations; (B to C) maximum slope of the rising limb; (D) pressure peak, end of the pressurization stage (A to C) and start of the rapid pressure drop stage (or rapid falling limb), (E) end of the rapid pressure drop stage and start of the slow pressure decrease stage. (A') start of the pressurization event based on cave air quantity computation. 78
Figure III-6 : Time series of the sea level (h_s), the cave air pressure (P_a), the cave water level (h_w) and the absolute pressure in water in the cave (P_w) centered by their mean values during (A) a summer period when P_a is low (12/08/2017 to 14/08/2017) and (B) a winter period when P_a is high (23/12/2017 to 25/12/2017). 79
Figure III-7 : Cumulative time (in % of the year) of the water level above the probe (in m_{sw}) for years 2017 (red) and 2018 (black). The green dashed line marks the bottom of the Horses panel represented on the figure. 80

Figure III-8 : Schematic cross-sections to illustrate the three theoretical models tested for flow: (A) porous rock volume of cross-sectional area A and length L ; (B) fracture of length L, width W and hydraulic aperture b and (C) pipe of length L and radius r. 85
Figure III-9 : Calculated and recorded time series from July 1 to August 31 for years 2017 and 2018. (A) Results of the cave volume computation using air temperature variations, with uncertainties (B) Results of the cave volume computation (only year 2017) for the three assumptions: adiabatic, isothermal, and temperature corrected (using air temperature variations); (C) Results of cave air quantity; (D) Results of volumetric flow rate (negative value for outflow) filtered with a 5-day Hann window; (E) Recorded data of cave air pressure and atmospheric pressure (outside the cave) filtered with a 5-day Hann window. 87
Figure III-10 : Conceptual model of airflows in the saturated and unsaturated zones of the limestone massif surrounding the Cosquer cave (cross-section, not to scale). 93
Figure III-11 : Mean air effective permeability (m^2) between July and August versus cumulative rainfall at Cassis from April to August (mm) for years 2015 to 2020 (for model A/L = 50 m) 94
Figure III-12 : Perméabilité effective à l'air moyenne (mD) pour juillet et août en fonction des précipitations cumulées de avril à août (mm) mesurées à la station météo de Cassis pour les années 2015 à 2023. 102
Figure III-13 : Quantité d'air (mol) du 01/07 au 01/09 pour les années 2015 à 2023 (une donnée par pas de temps de calcul de 5 minutes). En rouge sont les périodes retirées dans le calcul de la perméabilité moyenne. 103
Figure III-14 : Perméabilité effective à l'air moyenne (mD) pour juillet et aout en fonction (A) des précipitations cumulées d'avril à août (mm) mesurées à la station de Cassis ; (B) de l'ETP cumulée de avril à août (mm) mesurée à station du Castellet ; (C) du SWI moyen sur juillet et août ; (D) du SSM moyen sur juillet et août ; (E) du SMAP moyen sur juillet à aout. 104
Figure III-15 : Perméabilité effective à l'air moyenne (mD) sur juillet-août en fonction des précipitations cumulées sur différentes périodes (mm) mesurées à la station météo de Cassis pour les années 2015 à 2023. 106
Figure III-16 : Pression de l'air dans la grotte (jaune) et pression atmosphérique (bleu) (A) mesurées pour l'année 2017 et (B) zoom sur la période du 01/09/2017 au 20/10/2017 107
Figure III-17 : Pression de l'air dans la grotte (jaune) et pression atmosphérique (bleu) (A) mesurées pour l'année 2017 et (B) zoom sur la période du 01/09/2017 au 20/10/2017 107
Figure IV-1: Sketch of coastal caves: (A) when the Cosquer cave was visited during prehistoric times, the sea level was 120 m lower than today and the cave was accessible on foot; (B) in regular submerged coastal karst with large connected voids, air pressure in the unsaturated zone is balanced with atmospheric pressure and the water table is equal to sea level; (C) in the case of the Cosquer cave, air pressure in the cave remains

higher than atmospheric pressure and the water level in the cave is lower than sea level. 112
Figure IV-2: Topographic map of the Calanques massif region (SE France, IGN, 2021). Yellow stars show the location of in-situ measurements (Cosquer cave, Endoume tide gauge, Port-Miou observatory). Oceanographic data from WW3 model (Météo-France and SHOM, 2022) are presented for day 15/01/2017: arrows give direction and colored pixels give significant wave height. 114
Figure IV-3 : (A) Aerial photography of the Cap Morgiou peninsula. Annotated lines highlight the main directions of the cliffs. Note that location of the Cosquer cave is approximative and not drawn by GIS. Image : https://www.geoportail.gouv.fr. (B) Schematic cross-section of the Cosquer cave. Modified from Olive and Vanrell, 2021. .115
Figure IV-4: Air pressure, and water level time series recorded in the Cosquer cave and at the Port-Miou observatory for the year 2017: (A) water level in the Cosquer cave (blue) and sea level recorded at Port-Miou (yellow) expressed in columns of seawater (m_{sw}) and with reference to the sea level measured at the French national observatory Endoume tide gauge (SHOM and IGN, 1849); (B) air pressure in the cave (green) and the atmospheric pressure recorded at Port-Miou (red) expressed in columns of seawater (m_{sw}). The photos illustrate the impact of water level variations in the cave at different times of the year: (a) in winter when the water level is very low, (b) in midsummer when the water level rises and (c) at the end of summer when the water level is very high. 118
Figure IV-5: Examples of pressurization events (A) with a single rapid air inflow event (PE highlighted in grey, from 22/04/2017 to 23/04/2017) and (B) with multipeak air quantity variation (PE highlighted in grey, from 11/02/2017 to 15/02/2017). Different color lines separate the three stages of PE : rapid air inflow (RAI), rapid air outflow (RAO), and negligible airflow (NA).....119
Figure IV-6: Time series of the calculated cave air quantity stored in the air-filled volume of the Cosquer cave, for year 2017. The different stages of pressurization events (PE) are identified : rapid air inflow (RAI) are drawn in red, rapid air outflow (RAO) are in green and negligeable airflow (NA) and slow air outflow (SAO) are in blue. PE are highlighted in grey. 121
Figure IV-7 : (A) Number of pressurization events per year. (B) Average number of pressurization events per month for years 2015 to 2020 and 2022. (C) Cumulative time (in hours) of rapid air inflow per year (stage RAI only). (D) Average cumulative time (in hours) of air inflow per month (stage RAI only).....122
Figure IV-8: Box plot diagram showing distribution of significant wave height (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the cave (location S_1) for 4 groups: all data, rapid air inflow (RAI) during pressurization events (PE), rapid air outflow (RAO) during PE, remaining data out of PE periods (negligeable airflow (NA)).....123
Figure IV-9 : (A) monthly significant wave height distribution (all data for years 2015 to 2023).(B) Number (one value per 3 hours) of waves with a significant height ≥ 0,8 m for years 2016 to 2022. 124

Figure IV-10: Rose diagram of wave direction (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the Cosquer cave (location S_1): (A) for all data; (B) for $H_s \geq 0{,}8$ m and (C) during rapid air inflow (RAI) of pressurization events (PE). The values in the diagrams represent the number of data points. The color range is H_s in meters.....125
Figure IV-11: Box plot diagram showing distribution of significant wave height (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the cave as a function of wave direction classes for the 3 airflow groups: rapid air inflow (RAI) during pressurization events (PE), rapid air outflow (RAO) during PE, remaining data out of PE periods (negligeable airflow (NA)). Size of the sample for each category is indicated below (one data per 3 hours).....125
Figure IV-12 : Conceptual relationship between the oceanographic condition and the hydroclimatic functioning of the Cosquer cave. A: aerial photo (image geoportail.gouv.fr, date 24/06/2023) with the approximative location of the Cosquer cave, and a rose diagram showing the wave direction during rapid air inflow identified in this study (years 2015 to 2023, see Figure IV-10 for the complete figure). B: Conceptual cross-section (modified from Pellet *et al.*, 2024). 126
Figure IV-13 : Box plot diagram showing distribution of wave period (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the cave for 4 groups: all data, rapid air inflow (RAI) during pressurization events (PE), rapid air outflow (RAO) during PE, remaining data out of PE periods (negligeable airflow (NA)) 127
Figure IV-14: Box plot diagram showing distribution of significant wave height (data from 01/08/2015 to 02/10/2023) in front of the cave as a function of sea level classes for the 3 airflow groups: RAI during PE, RAO during PE, remaining data out of PE periods (NA). Size of the sample for each category is indicated below (one data per 3 hours). .128
Figure V-1 : exemple d'un CART (A) et de sa représentation dans l'espace (B), image de Poterie (2018). 136
Figure V-2 : Schéma de la méthode Random Forest (RF). Les arbres de régression sont construits sur la base d'un grand nombre d'échantillons bootstrap. Chaque arbre est construit en divisant les ensembles de données à chaque nœud en utilisant des variables candidates sélectionnées de manière aléatoire et se termine lorsque le critère d'arrêt est atteint. L'estimation moyenne des arbres de régression constitue la prédiction finale de la forêt. Image de Carranza *et al.* (2021).....137
Figure V-3 : Classement par ordre d'importance dans le modèle de l'ensemble des 21 variables explicatives retenues.....140
Figure V-4 : Sensibilité moyenne du modèle en fonction de l'introduction séquentielle des variables.....140
Figure V-5 : Schéma d'une matrice de confusion et des différentes métriques calculables à partir des résultats de la matrice.....142
Figure V-6 : Perméabilité effective à l'air (m^2) moyenne sur les mois de juillet-août calculée de 2015 à 2023 (points bleus) tracée en fonction des précipitations cumulées de mars à août mesurées à la station météo de Cassis. Le modèle de la perméabilité effective à l'air et sa courbe enveloppe sont tracés en rouge.....146

Figure V-7 : Remontée des plans d'eau du 10/05/2018 au 09/10/2018. L'effet des différentes sources d'incertitudes sur le modèle (rouge) est mis en évidence en les introduisant séquentiellement k_a, $h_w(\infty)$, $h_w(0)$, V_0, P_0. 147
Figure V-8 : Matrice de confusion normalisée entre les évènements de mise en pression prédits et observés. 150
Figure V-9 : Comparaison des jours où des évènements de mise en pression (PE) ont été observés (en bleu) et des évènements de mise en pression prédits pour les années 2021 à 2023. 151
Figure V-10 : Probabilité d'un évènement de mise en pression (PE) en fonction de la hauteur des vagues pour différentes hauteurs du niveau marin. 151
Figure V-11 : Probabilité d'un évènement de mise en pression (PE) en fonction de la direction des vagues pour différentes hauteurs significatives des vagues. 152
Figure V-12 : Probabilité d'un évènement de mise en pression (PE) en fonction de la hauteur du niveau marin pour différentes hauteurs significatives des vagues. 152
Figure V-13 : Données (bleu) et modèle (rouge) de remontées estivales des plans d'eau pour les années 2015 à 2023. Le bandeau d'incertitude du modèle est en rouge. 153
Figure V-14 : Comparaison de la modélisation de la montée des plans d'eau avec l'incertitude selon différents scénarios de précipitations : été pluvieux (vert), été humide (bleu), été sec (jaune), sècheresse totale (rouge) et ce, pour les années 2019 (A et C) et 2023 (B et D). Deux cas différents sont considérés : (1) le niveau d'eau est connu au 1er juillet et (2) le niveau d'eau n'est pas connu au 1er juillet. 156
Figure V-15 : Évolution du nombre d'évènements de mise en pression (PE) prédits pour les années 2015 à 2023 en fonction de l'élévation du niveau marin. Zone grise : Résultats non validés, hors des limites d'entrainement du modèle random forest. 159
Figure V-16 : Évolution du nombre d'évènements de mise en pression (PE) prédits en fonction de la variation de la hauteur des vagues. 160
Figure V-17 : Modèles de remontée des plans d'eau dans la grotte entre le 16/04/2023 et le 27/08/2023 pour différents scénarios d'élévation du niveau de la mer : le modèle actuel (vert), modèle pour une élévation de 0,10 m du niveau de la mer (jaune), une élévation de 0,23 m (orange), une élévation de 0,72 m (orange) et une élévation de 1,01 m. Les données sont en bleu. Les pointillés indiquent le niveau marin moyen selon les différents scénarios. Le bas du panneau des chevaux est matérialisé par des pointillés noirs. 163
Figure V-18 : Hauteur d'eau minimale, moyenne et maximale dans la grotte mesurées entre 2014 et 2024 (pointillés rouges), niveau de la mer actuel minimal, moyen et maximal (pointillés bleus) et niveau de la mer médian pour un scénario climatique SSP5-8.5 aux horizons 2050, 2100 et 2130 (pointillés verts). Le panneau des chevaux est placé à l'échelle. 164
Figure VI-1 : Synthèse des emplacements des sondes et des différents espaces de la grotte (A) sur une vue en plan et (B) sur une coupe transversale de la cavité issue du modèle 3D. 170

Figure VI-2 : Séries temporelles de la température (°C) de l'air mesurée dans la grotte Cosquer au Débarcadère (noir) et dans la Salle 1 (rouge) du 02/10/2014 au 09/07/2024.....171
Figure VI-3 : Séries temporelles de la température (°C) de l'air mesurée du 10/03/2023 au 25/09/2024 (A) dans la Salle 1 sur la bouée (noir) et en haut de la plage (rouge) ; (B) dans la Salle 2 au Petit Puits (noir) et au panneau des pingouins (rouge) ; (C) au Grand Puits, en bas (jaune), au milieu (rouge) et en haut (vert) et (D) dans le conduit supérieur au Débarcadère (noir) et en haut du conduit (rouge).....172
Figure VI-4 : Séries temporelles de la température (°C) de l'eau mesurée dans la Salle 1 (les différentes sondes qui se sont succédées sont différenciées en jaune, orange et rouge) et au Grand Puits (vert) du 11/03/2015 au 09/07/2024. 173
Figure VI-5 : Séries temporelles de la température (°C) de l'eau mesurée sur les bouées installées dans la Salle 1 (noir) et dans le Grand Puits (rouge) du 27/09/2023 au 25/09/2024.....173
Figure VI-6 : Séries temporelles de la température (°C) de la roche mesurée au Petit Puits (noir), en haut du Grand Puits (rouge) et en haut de la Plage (vert) du 06/10/2023 au 25/09/2024.....174
Figure VI-7 : Séries temporelles de la conductivité électrique de l'eau ($mS.cm^{-1}$) mesurée dans la Salle 1, au Grand Puits et à la bouée dans la Salle 1 du 02/10/2014 au 09/07/2024. Les numéros en légende sur la figure correspondent aux numéros de série des sondes CTD utilisées. 175
Figure VI-8 : Série temporelle de la mesure de la concentration en radon ($Bq\ m^{-3}$) avec la sonde Algade AER+ du 28/04/2022 au 17/05/2022 en haut du conduit supérieur à proximité du sommet du grand puits. 177
Figure VI-9 : Série temporelle du 04/10/2023 au 10/06/2024 de la concentration en radon ($Bq\ m^{-3}$) dans l'air mesurée en haut de la plage dans la Salle 1 (sonde Barasol). 177
Figure VI-10 : Séries temporelles de la température (°C) de la mer mesurée par le réseau TMed-net au pas de temps de 1 h à 5 mètres de profondeur sur les sites de Riou-sud (rouge) et de Morgiou (bleu) pour les années 2014 à 2022.....178
Figure VI-11 : Séries temporelles de la température (°C) de la mer mesurée par le réseau TMed-net au pas de temps de 1 h sur le site de Riou-sud pour l'année 2021 en fonction de la profondeur, de 0 à 40 m par pas de 5 m.. 179
Figure VI-12 : Série temporelle de la température (°C) atmosphérique mesurée au pas de temps de 1 h à la station météo de Cassis pour les années 2014 à 2024. 179
Figure VI-13 : Série temporelle des précipitations journalières (mm/jour) mesurées à la station météo de Cassis pour les années 2014 à 2024. 180
Figure VI-14 : Diagramme de l'air humide avec la courbe de saturation (modifié de Lismonde, 2002). 185
Figure VI-15 : Matrice de corrélation linéaire des températures de l'air, de la roche et de l'eau dans la grotte, de la température atmosphérique mesurée à Cassis et de la température de la mer au site de Riou sud. Dans chaque cellule de la matrice est écrit la corrélation entre les deux variables (verticale et horizontale). La couleur illustre ce

score de corrélation : une couleur qui tend vers le rouge indique une corrélation, vers le bleu une anti-corrélation et jaune une absence de corrélation.....187
Figure VI-16 : Corrélogramme croisé de la température de la mer mesurée sur le site de Riou Sud à une profondeur de 5 m et la température de l'eau dans la Salle 1. 187
Figure VI-17 : Série temporelle de la température de la roche en haut du Grand Puits (noir), en haut de la plage dans la Salle 1 (vert) et au Petit Puits (rouge) et la température de l'eau au Grand Puits (bleu) entre le 05/10/2023 et le 25/09/2024.....188
Figure VI-18 : Série temporelle entre le 05/10/2023 et le 25/09/2024 de la température de l'air (vert) et de la roche (rouge) et de l'eau (bleu) (A) au Petit Puits ; (B) en haut de la plage et (C) en bas du Grand Puits.....189
Figure VI-19 : Évolution de la température minimale, médiane et maximale de l'air mesurée dans la Salle 1 pour les années 2015 à 2023.....190
Figure VI-20 : Série temporelle de la conductivité électrique ($mS.cm^{-1}$) mesurée dans la Salle 1 et des précipitations cumulées journalières (mm/j) (A) entre le 01/03/2018 et le 01/08/2018 et (B) entre le 01/01/2024 et le 01/05/2024. 192
Figure VI-21 : Séries temporelles de la mesure de température de la mer à Riou sud à -5 m (vert) et -15 m (rouge) et dans la Salle 1 de la grotte (noir). 193
Figure VI-22 : (A) Photo aérienne du cap Morgiou, l'empreinte approximative de la grotte est en jaune et l'estimation du bassin versant est délimité en vert ; (B) Schéma conceptuel de l'échange de l'eau salée avec la mer avec la présence d'eau saumâtre et (C) sans la présence d'eau saumâtre. 194
Figure VI-23 : Nombre de Rayleigh calculé entre le haut et le bas du Grand Puits (rouge), le milieu et le haut du Grand Puits (vert) et le bas et le milieu du Grand Puits (bleu) entre le 08/03/2023 et le 25/09/2024. Des mouvements convectifs se mettent en place pour des $Ra > Ra_c \approx 12800$.....195
Figure VI-24 : Nombre de Rayleigh calculé entre la température de l'eau et de l'air à la bouée dans la Salle 1 (rouge), entre la température de la roche et de l'air en haut de la plage (bleu), entre la température de la roche et de l'air au PP (vert) et entre la température de l'eau à la bouée et de l'air en haut de la plage (jaune). Des mouvements convectifs se mettent en place pour des $Ra > Ra_c \approx 1700$.....195
Figure VI-25 : Schémas conceptuels des déplacements d'air dans la grotte (A) en hiver et au printemps et (B) en été et à l'automne. 196
Figure VI-26 : Différence entre la température de l'air et de la roche (A) en haut du Grand Puits ; (B) en haut de la plage et (C) au Petit Puits du 03/10/2023 au 25/09/2024. Les périodes de potentielles condensation aux parois sont indiquées en bleues, les périodes d'évaporation en rouge et les périodes d'alternances en vert. 197
Figure VI-27 : Série temporelle entre le 03/10/2023 et le 10/06/2024 de (A) la concentration en radon mesurée dans la Salle 1 ($Bq.m^{-3}$) et (B) de la pression de l'air mesurée dans la Salle 1 (m_{sw}).....198
Figure VI-28 : Schéma conceptuel de l'entrée d'air dans la grotte au cours des évènements de mise en pression : (A) air initial dans la grotte ; (B) une première entrée d'air renouvelle l'air du conduit supérieur et (C) une succession d'entrées d'air

renouvelle l'air du conduit supérieur et pousse l'air récemment entré dans la zone ornée. 199
Figure VI-29 : (A) Mesure de la température de l'air en haut du conduit supérieur le 10/10/2023 de 00h à 15h et (B) Courbe de retour à l'équilibre de la température de l'air en haut du conduit supérieur suite au passage des scientifiques le 10/10/2023 (bleu) et modèle du retour à l'équilibre thermique de la température de l'air (rouge). 201
Figure VII-1 : Série temporelle de l'intégralité des données (A) de la hauteur de la mer (par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume) mesurée à Port-Miou (bleu) et du niveau d'eau dans la grotte (jaune) et (B) de la pression atmosphérique extérieure (vert) et de la pression de l'air dans la grotte (rouge).....207
Figure VII-2 : Schéma conceptuel de la pression de l'air et du niveau d'eau (A) dans une grotte côtière classique et (B) dans la grotte Cosquer.....208
Figure VII-3 : (A) Topographie de la grotte Cosquer et (B) série temporelle du niveau d'eau mesuré dans la Salle 1 (noir) et au Grand Puits (rouge).....208
Figure VII-4 : Niveau marin (bleu), niveau d'eau dans la grotte (rouge), pression de l'air dans la grotte (vert) et somme du niveau d'eau et de la pression de l'air (en jaune) dans la grotte centrés par leur moyenne entre le 20 et le 23/07/2020.....209
Figure VII-5 : Exemple d'un évènement de mise en pression ayant eu lieu du 14/09/2016 au 16/09/2016. L'évènement de mise en pression est surligné en gris, il commence par une rapide augmentation de la pression (vert) et se termine par une rapide baisse de la pression (rouge).....210
Figure VII-6 : Schéma conceptuel de la grotte Cosquer (A) par temps calme et (B) lors des évènements de mise en pression. 211
Figure VII-7 : Schémas conceptuels de l'effet de la direction et de la hauteur des vagues (modèle numérique, SHOM and Météo-France, 2017) sur le phénomène d'entrée d'air dans la grotte : lorsque les vagues ont une faible hauteur, la direction sud-ouest (A, données du 22/04/2017) est plus favorable à l'entrée d'air que la direction sud-est (B, données du 24/03/2020). Lorsque les vagues sont plus importantes, les entrées d'air se produisent quelle que soit la direction (sud-ouest, C (données du 10/02/2019) et sud-est, D (données du 06/02/2021)). 212
Figure VII-8 : Modèle conceptuel de l'entrée d'air dans la grotte en fonction de la hauteur de la mer et de la hauteur des vagues. L'air entre dans la grotte dans les cas A, C et D : (A) la mer est basse et les vagues sont moyennes ; (B) la mer est haute et les vagues sont moyennes ; (C) la mer est basse et les vagues sont hautes et (D) la mer est haute et les vagues sont hautes.....213
Figure VII-9 : Nombre mensuel moyen d'évènements de mise en pression pour les années 2015 à 2023.....214
Figure VII-10 : Schéma conceptuel de l'entrée et de la sortie d'air en fonction de la hauteur des vagues : (A) les vagues sont suffisamment hautes pour provoquer une entrée d'air dans la grotte, (B) les vagues atteignent la base du siphon mais ne sont pas suffisantes pour faire entrer l'air et (C) il n'y a pas de vague.....214

Figure VII-11 : Schéma conceptuel de la grotte Cosquer. Le niveau minimal des plans d'eau dans la grotte est fixé par les conduits les moins profonds. 215
Figure VII-12 : Schéma conceptuel de la fuite d'air estivale en fonction des précipitations (A) pour une année sèche et (B) pour une année pluvieuse. 216
Figure VII-13 : Perméabilité effective à l'air moyenne (milli-Darcy) pour juillet et août en fonction des précipitations cumulées d'avril à août (mm) mesurées à la station météo de Cassis pour les années 2015 à 2023. 217
Figure VII-14 : Modèle de remontée des plans d'eau contrôlé par 4 paramètres : la durée sans évènement de mise en pression, le niveau initial des plans d'eau, le niveau de la mer et la perméabilité à l'air du massif. 6 scénarios sont explorés : (1) scénario de référence, les valeurs moyennes des 4 paramètres sont utilisées (jaune) ; (2) seule la durée sans évènement est augmentée (rouge) ; (3) seule la perméabilité est augmentée (vert) ; (4) seul le niveau initial des plans d'eau est augmenté (bleu) ; (5) seul le niveau de la mer est augmenté (noir) et (6) tous les paramètres sont augmentés (violet). Les pointillés noirs indiquent le bas du panneau des chevaux, les pointillés verts indiquent le niveau moyen de la mer et les pointillés rouges un niveau haut de la mer....218
Figure VII-15: Résumé des périodes estivales sans événement de pressurisation pour les années 2015 à 2023, avec les niveaux d'eau initiaux (triangle jaune) et finaux (triangles rouges), le niveau marin moyen à la fin de la période (losange violet), la perméabilité effective à l'air moyenne pour les mois de juillet et août (étoile verte) et le nombre de jours sans évènement de mise en pression (croix bleues)....219
Figure VII-16 : (A) Photo aérienne du cap Morgiou, l'empreinte approximative de la grotte est en jaune et l'estimation du bassin versant est délimité en vert ; (B) Schéma conceptuel de l'échange de l'eau salée avec la mer avec la présence d'eau saumâtre et (C) sans la présence d'eau saumâtre. 221
Figure VII-17 : Série temporelle de la température de la mer mesurée à Riou sud à 5 m de profondeur (courbe jaune) et de l'eau mesurée dans la Salle 1 (courbe bleue) pour les années 2017 à 2022....222
Figure VII-18 : Différence entre la température de l'air et de la roche (A) en haut du Grand Puits ; (B) en haut de la plage et (C) au Petit Puits du 03/10/2023 au 25/09/2024. Les périodes de potentielles condensation aux parois sont indiquées en bleues, les périodes d'évaporation en rouge et les périodes d'alternances en vert. 222
Figure VII-19 : Schémas conceptuels des déplacements d'air dans la grotte (A) en hiver et au printemps et (B) en été et à l'automne....224
Figure VII-20 : Schéma conceptuel de l'entrée d'air dans la grotte au cours des évènements de mise en pression : (A) air initial dans la grotte ; (B) une première entrée d'air renouvelle l'air du conduit supérieur et (C) une succession d'entrées d'air renouvelle l'air du conduit supérieur et pousse l'air récemment entré dans la zone ornée. 225
Figure VII-21 : Evolution du niveau marin minimum, médian et maximum mesuré à l'observatoire de Port-Miou pour les années 2015 à 2023. 226

Figure VII-22 : Evolution du niveau d'eau minimum, médian et maximum dans la grotte pour les années 2015 à 2023. 227
Figure VII-23 : pour les années 2015 à 2023 (A) temps d'ennoiement du panneau des chevaux en nombre de jours avec un niveau d'eau supérieur ou égal à la limite inférieure du panneau et (B) hauteur d'ennoiement maximum en mètre (avec pour référence la limite inférieure du panneau). 227
Figure VII-24 : nombre annuel d'évènements de mise en pression pour les années 2015 à 2022. 228
Figure VII-25 : Évolution de la température minimale, médiane et maximale de l'air mesurée dans la Salle 1 pour les années 2015 à 2023. 228
Figure VII-26 : Photos du panneau des chevaux (A) le 27/09/2023, lorsque le niveau d'eau est très bas et (B) le 25/09/2024, lorsque le niveau d'eau est très haut. 229
Figure VII-27 : Limites basses et hautes du panneau des chevaux tel que définies dans cette étude. Image issue du modèle 3D. 229
Figure VII-28 : Niveau d'eau dans la grotte du 02/10/2014 au 08/07/2024. Les périodes d'ennoiement du panneau des chevaux sont indiquées en rouge. 230
Figure VII-29 : Séries temporelles superposées par année pour les années 2015 à 2023 (A) du niveau de la mer et (B) du niveau d'eau dans la grotte. Pour remettre dans le contexte de la grotte, une photo du panneau des chevaux à l'échelle est ajoutée. Les pointillés rouges marquent le niveau maximum de la mer, les pointillés jaunes le niveau moyen de la mer et les pointillés bleus le niveau maximum mesuré dans la grotte. 231
Figure VII-30 : Image du panneau des chevaux issue du modèle 3D. Le niveau d'eau est fixé à 0,36 m_{sw} (par rapport au zéro hydrographique du marégraphe d'Endoume) et l'amplitude moyenne de la marée (5,5 cm) est symbolisée par les lignes bleues. 232
Figure VII-31: Schéma conceptuel de l'effet de la montée du niveau marin sur la pression de l'air dans la grotte. Pour un même niveau d'eau, la pression de l'air est moins importante lorsque la mer est basse (A) que lorsque la mer monte (B). 234
Figure VII-32 : Modèles de remontée des plans d'eau dans la grotte entre le 16/04/2023 et le 27/08/2023 pour différents scénarios d'élévation du niveau de la mer : le modèle actuel (bleu), modèle pour une élévation de 0,23 m du niveau de la mer (vert), une élévation de 0,72 m (jaune) et une élévation de 1,01 m (rouge). Les données sont en bleu foncé. Les pointillés indiquent le niveau marin moyen selon les différents scénarios. Le bas du panneau des chevaux est matérialisé par des pointillés noirs. 235
Figure VII-33 : Hauteur d'eau minimale, moyenne et maximale dans la grotte (pointillés rouges), niveau de la mer présent minimal, moyen et maximal (pointillés bleus) et niveau de la mer médian pour un scénario climatique SSP5-8.5 aux horizons 2050, 2100 et 2130 (pointillés verts). Le panneau des chevaux est placé à l'échelle. 235

Table des tables

Table II-1 : Présentation des sondes et leurs caractéristiques utilisées pour le suivi hydroclimatique de la grotte Cosquer depuis 2014. 53
Table II-2 : Comparaison de la différence des mesures de hauteur d'eau dans la grotte et à Port-Miou lorsque $P_{air} = P_{atm}$, entre le 12/10/2017 et le 18/10/2017. 56
Table II-3 : Caractéristiques techniques des sondes de température Seabirds SBE 56. 57
Table II-4 : résumé des lieux et périodes d'installation des différentes sondes de radon dans la grotte Cosquer entre le 12/09/2022 et le 03/10/2023. 60
Table II-5 : Résumé des sources des données extérieures, des paramètres exploités et des liens pour y accéder 63
Table III-1 : Presentation of the physical parameters, their notation and units used in this paper. 75
Table III-2 : Mean cave water level and volume over July and August for years 2015 to 2020 86
Table III-3 : Mean cave airflow rates over July and August for years 2015 to 2020 (air flows out of the cave for negative values) 88
Table III-4 : Airflow rates during the pressurization event from 29/04 to 01/05/2018. 88
Table III-5 : Averaged results over July and August for years 2015 to 2020 of the air effective permeability ka considering 2 different geometries, the equivalent permeability of a fracture with a hydraulic aperture b and the equivalent permeability of a pipe of radius r considering 2 different pipe lengths. 89
Table III-6 : Niveau d'eau et volume moyen sur juillet-août pour les années 2015-2023 99
Table III-7 : Débits d'air moyens sur juillet-août pour les années 2015 à 2023 (les flux d'air sortant sont négatifs) 100
Table III-8 : Volume total annuel (m^3) d'air entrant, sortant lentement, sortant rapidement de la grotte et renouvellement de l'air minimum (en considérant l'air sortant lentement uniquement) et maximum (en considérant l'air entrant) en prenant un volume de la grotte de 5184 m^3 pour les années 2015 à 2022. 100
Table III-9 : Résultats moyennés sur juillet et août pour les années 2015 à 2023 de la perméabilité effective à l'air k_a en considérant 2 géométries différentes : la perméabilité équivalente d'une fracture avec une ouverture hydraulique b et la perméabilité équivalente à un tuyau de rayon r en considérant 2 longueurs différentes. 101
Table V-1 : Listes des variables explicatives pour la construction du modèle random forest. 138
Table V-2 : Synthèse des critères de performance du modèle d'élévation du niveau d'eau dans la grotte pour les années 2015 à 2023. 154
Table VI-1 : Résultats des mesures des concentrations volumiques de radon réalisées dans la grotte Cosquer avec des capteurs passifs PEARL à 5 localisations différentes : au Débarcadère, en haut, au milieu et en bas du Grand Puits (GP) et dans la Salle 1. 177
Table VI-2 : Résumé des coefficients des Eq. (VI-8) et (VI-10). 183

Table VI-3 : Résumé des coefficients des Eq. (VI-19) à (VI-15).....184
Table VII-1 : Synthèse pour les années 2015 à 2023 des périodes estivales sans évènement de mise en pression. 230