



HAL
open science

Dynamique des instabilités de pente et du système gaz-libre/hydrates depuis la dernière période glaciaire en mer Noire

Maud Fabre

► **To cite this version:**

Maud Fabre. Dynamique des instabilités de pente et du système gaz-libre/hydrates depuis la dernière période glaciaire en mer Noire. Océan, Atmosphère. Université de Perpignan, 2023. Français. NNT : 2023PERP0040 . tel-04709940

HAL Id: tel-04709940

<https://theses.hal.science/tel-04709940v1>

Submitted on 26 Sep 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par
UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale
Energie et Environnement - ED305

Et de l'unité de recherche
CEFREM &
Géo-Océan de l'IFREMER

Spécialité
Océanologie

Présentée par
Maud FABRE

**DYNAMIQUE DES INSTABILITES DE PENTE ET DU
SYSTEME GAZ-LIBRE/HYDRATES DEPUIS LA
DERNIERE PERIODE GLACIAIRE EN MER NOIRE**

Soutenue le 13 Décembre 2023 devant le jury composé de

Mr. Marc DE BATIST , Professeur, Univ. de Gent, Belgique	Rapporteur
Mr. Aurélien GAY , Maître de conférences HDR, Univ. de Montpellier 2	Rapporteur
Mr Serge BERNE , Professeur émérite, Univ. de Perpignan	Examinateur
Mme Stéphanie DUPRE , Chercheur HDR, IFREMER, Brest	Examinatrice
Mme Lies LONCKE , Professeure, Univ. de Perpignan	Directrice
Mr Vincent RIBOULOT , Chercheur, IFREMER, Brest	Co-Directeur

THESE pour obtenir le grade de docteur,

Délivré par
UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale
Energie et Environnement - ED305

Et de l'unité de recherche
CEFREM &
Géo-Océan de l'IFREMER

Spécialité
Océanologie

Présentée par
Maud FABRE

DYNAMIQUE DES INSTABILITES DE PENTE ET DU SYSTEME
GAZ-LIBRE/HYDRATES DEPUIS LA DERNIERE PERIODE
GLACIAIRE EN MER NOIRE

Soutenue le 13 Décembre 2023 devant le jury composé de

Mr. Marc DE BATIST , Professeur, Univ. de Gent, Belgique	Rapporteur
Mr. Aurélien GAY , Maître de conférences HDR, Univ. de Montpellier 2	Rapporteur
Mr Serge BERNE , Professeur émérite, Univ. de Perpignan	Examineur
Mme Stéphanie DUPRE , Chercheur HDR, IFREMER, Brest	Examinatrice
Mme Lies LONCKE , Professeure, Univ. de Perpignan	Directrice
Mr Vincent RIBOULOT , Chercheur, IFREMER, Brest	Co-Directeur

Résumé

Comprendre et quantifier la migration du gaz libre et des hydrates, forme solide du gaz sous forte pression et faible température, présents dans les sédiments au fil du temps est particulièrement important le long des marges continentales, où la dissociation des hydrates de gaz pourrait être associée à plusieurs événements catastrophiques, notamment au déclenchement de certains des plus grands glissements de terrain sous-marins survenus sur Terre et à la libération massive de gaz à effet de serre dans l'océan. Dans le secteur roumain de la mer Noire, de nombreux glissements de terrain peuvent être observés sur la pente continentale entre 200 et 1000 m de profondeur d'eau, dans une province active d'émission de gaz depuis le sous-sol vers la colonne d'eau, en amont de la zone de présence d'hydrates de gaz. Grâce à de nouvelles données géophysiques multi-résolution corrélées à des carottes sédimentaires, nous avons établi une cartographie à haute résolution des dépôts de masse transportés et daté des événements d'instabilités sédimentaires successifs qui se sont produits depuis la dernière période glaciaire (-34 ka). Parallèlement, la présence d'un second réflecteur sismique marquant la transition entre le gaz libre présent en profondeur dans les sédiments et les hydrates sus-jacents (double BSR), sous le BSR actuel, s'est avérée une opportunité unique pour étudier la dynamique des hydrates depuis la dernière période glaciaire. Pour mieux comprendre la présence de ce double BSR dans la région et l'effet possible des hydrates de gaz sur les instabilités de pente et les émissions de gaz en fond mer, nous avons effectué une modélisation numérique 2D de l'évolution de la stabilité thermodynamique des hydrates dans le temps. Cette étude multiparamétrique intègre des données physiques *in situ* mesurées récemment tels le gradient géothermique et la salinité ainsi que des données indirectes issues d'interprétation des données sismiques (profondeur du BSR, paléobathymétrie, ...) ou de la littérature (paléo températures, variations du niveau de la mer). La modélisation montre que la zone de stabilité des hydrates de gaz a fortement fluctué face aux variations des conditions environnementales survenues en mer Noire depuis la fin de la dernière période glaciaire, notamment en réponse à la hausse du niveau marin, au réchauffement et à l'augmentation de la salinité de la mer Noire depuis les derniers 9000 ans. Ces nouvelles contraintes apportent ainsi un cadre spatio-temporel solide de l'évolution du système gaz-libre/hydrates en mer Noire à un pas de temps jusque-là jamais documenté sur la zone, en rendant compte des positions successives des bases de stabilité des hydrates prédites au cours du temps. Les résultats de la thèse mettent en avant (1) un système gaz libre/hydrates typiquement biogénique présentant des déformations sédimentaires très différentes des systèmes thermogéniques, (2) une cinétique très lente de mise à l'équilibre du système suite à des changements environnementaux plus rapides en raison des processus de diffusion du gaz suite à la dissociation des hydrates, et (3) une meilleure compréhension des mécanismes de glissement sur la marge roumaine depuis le dernier glaciaire excluant un rôle prépondérant des hydrates et soutenant un scénario moins catastrophique que ceux suggérés précédemment dans le cas d'une dissociation massive des hydrates de gaz.

Mots clés : Hydrates de Gaz, Gaz Libre, Double BSR, Plomberie du gaz, Modélisation, Instabilités de Pente, Dernière Période Glaciaire, Mer Noire.

Abstract

Understanding and quantifying the migration of free-gas in hydrate-bearing sediments through time is particularly compulsive along continental margins, where gas hydrate dissociation has been linked to several catastrophic events, including some of the largest submarine landslides on Earth and the massive release of greenhouse gases into the ocean. In the Romanian sector of the Black Sea, numerous head-scarps can be observed on the upper slope between 200 and 1000 m water depth. They initiated generally in an active gas-seep province, landward the upper limit of the current gas hydrates occurrence zone. Through new multi-resolution geophysical data, correlated with coring sediment record, we established a high-resolution mapping of mass transport deposits and proposed an age-depth model of successive sliding events that occurred since the Last Glacial Period in the western Black Sea (-34 ka). In parallel, the presence of a deeper double Bottom Simulating Reflectors (BSR) below the current and shallowest BSR on the high-resolution seismic data is a unique opportunity to obtain precious information about the hydrate's dynamics since the last glacial period. To further understand the occurrence of this double BSR in the area and the possible effect of gas hydrate dynamics on slope instability and free gas releases, we performed a numerical 2D transient modelling of the evolution of the thermodynamic stability of gas hydrates over time, integrating in-situ measured physical data recently acquired and indirect assessments of paleo-sea-bottom temperature, paleo-thermal gradient, paleo-salinity, and sea-level variations. Modelling results show that the gas hydrates stability zone has strongly fluctuated since the last glacial period, particularly in response to sea level fluctuations, warming and increasing salinity that occurred over the last 9000 years. These new constraints provide a new spatio-temporal framework of the free-gas/hydrate system evolution in the Black Sea at a finer time step, allowing to assess past positions of the base of the GHSZ through time. The thesis results evidence (1) a typical free-gas/hydrates biogenic system, showing very different sediment deformations from thermogenic system, (2) a slow kinetics of system equilibration in response the rapid environmental changes, due to slow gas diffusion process and long-lasting hydrates dissociation, and (3) an improved understanding of the sliding mechanisms on the romanian margin since the last glacial period supporting less catastrophic scenarios than those suggested previously in the case of massive gas hydrate dissociation.

Key words : Gas Hydrates, Free Gas, Double BSR, Gas Plumbing, Modelling, Slope Instability, Last Glacial Period, Black Sea.

Remerciements

Je souhaite tout d'abord adresser mes remerciements à **Lies** et **Vincent** qui m'ont encadrée et accompagnée pendant ma thèse.

Merci pour la confiance que vous m'avez apportée dans le travail. Vos approches et regards complémentaires ont été très enrichissants. Vos connaissances respectives sur les marges, les hydrates et systèmes fluides, m'ont permis d'évoluer sur un socle solide, et de me donner la possibilité de me « prendre pour une bulle de gaz » comme l'a si bien introduit Patrice en début de thèse, dans un cadre de travail confortable et serein. Nos échanges se sont toujours passés dans la bonne entente, et la bienveillance. Je garde de notre équipe une belle complicité, que nous avons su parfois agrémenter de bonnes parties de rires, et sur laquelle j'ai toujours pu compter dans les moments d'incertitudes.

J'aimerais remercier chacun des membres de mon comité de suivi, **Jacques Deverchère**, **Patrice Imbert**, **Romain Jatiault**, **Hervé Gillet**. Votre aide et soutien m'ont été très précieux et très utiles aussi bien sur les questionnements scientifiques que pour divers aspects humains, dans des moments où l'on pense perdre légèrement pieds. J'ai beaucoup apprécié les discussions que nous avons abordé ensemble et j'espère qu'elles pourront se poursuivre à Brest, Pau, Perpignan, Bordeaux ou ailleurs.

Je remercie l'ensemble des membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail de thèse, à **Aurélien Gay** et **Marc de Batist** d'avoir rapporté ma thèse et **Stéphanie Dupré** et **Serge Berné** d'en être les examinateurs.

J'aimerais également remercier toutes les personnes ayant pris part à cette « longue enquête scientifique » :

Merci **Nabil Sultan** pour le temps que tu as investi en prenant part à mes travaux, pour tes suggestions et conseils qui m'ont été précieux à une meilleure compréhension de la dynamique des systèmes à hydrates. Ton expertise sur la modélisation m'a permis d'accéder à une approche qui m'était totalement étrangère et d'aboutir à l'un des résultats clé de cette thèse.

Un grand merci également à **Stephan Ker** pour les discussions et conseils apportés à travers ton œil de géophysicien. **Estelle Leroux**, je te remercie pour le temps passé à dépouiller les profils sismiques avec moi (et il y en avait beaucoup !), de t'être fatiguée les yeux, pour apporter ta vision stratigraphique grande échelle. Merci également à **Guillaume Soulet** et **Samuel Toucanne** d'avoir pris le temps de m'apporter vos lumières sur le sujet complexe des datations en mer Noire. Merci à **Gregory Ballas** pour les suggestions sur la « plomberie-plateau » ainsi que **l'ensemble des stagiaires** et petites mains précieuses ayant d'une manière ou d'une autre pris une clé en main et apporté leur contribution à ce projet: **Cosmas** à Montpellier, **Théo**, **André**, et **Héloïse** à Perpignan.

Merci à l'équipage du **Pourquoi Pas ?** et scientifiques qui ont participé à la mission **GHAAS-2** en mer Noire en 2021, qui a constitué l'un des points forts de ma thèse. Un immense merci Vincent pour m'avoir laissée ta place d'observateur scientifique pour la dernière plongée à bord du Nautile; je n'oublierai jamais ce jour. Merci à pilote-**Guigui** pour m'avoir emmenée au fond de la mer Noire (et merci **Loïc** de m'avoir raccrochée au navire !) en conservant encore à ce jour le record de la plongée scientifique la moins profonde réalisée dans l'histoire de ce petit sous-marin jaune ! 😊

Mes remerciements se tournent également vers **tous mes collègues de l'Ifremer** (Geo-Océan) à Brest dont j'ai occupé les murs pendant quelques années ainsi qu'aux **collègues du CEFREM** à Perpignan qui m'ont accueillie pour ma troisième et dernière année de thèse. Dans les deux pôles, Nord ou Sud, ce fut un réel plaisir de vous côtoyer et de travailler avec chacun d'entre vous.

A mes ex-compagnons de bureau et de travail: la « dream-team sismique » de l'Ifremer Brest : **Bruno, Yannick, Estelle, Pauline** (Popo !). Vous m'avez connue ingénieure, intégrant votre équipe en 2018 puis partant 2 ans plus tard sur la route du doctorat ! merci pour votre aide sur les notions techniques et acoustiques, et votre soutien à distance dans les moments difficiles de l'année 2023 ! Une pensée immense pour Bruno, **Bruno Marsset**, qui m'a recrutée dans l'équipe le 1^{er} janvier 2018 à l'Ifremer, et poussée à me lancer dans cette aventure et avec qui j'aurais aimé partager tout ce travail accompli.

Evidemment, une pensée forte pour les équipes des doctorants et post-doctorants, ATER et autres CDD de passage pour les journées partagées à rallonge mais avec qui j'ai aussi passé de sacrés moments à décompresser et à refaire le monde (1) Cap à Brest-mêm': merci à **Manon M., Manon B., Méril, Simon, Sophie, Thomas, Ikenna, Alissia, Mathieu, Claire, Marine, Gaëtan, Florent** et **Shray** (2) cap à Perpi : merci à **Pierrick, Pierre** (et **Yasmine**), **Antoine** (et **Zelia**), **Meryl, Florian, Marion, Yann, Paul** (et **Ninon**), **Camille**, et **Anne-Sophie**.

Un mot également pour les gestionnaires : merci **Anne-Marie** à Brest pour ta super bonne humeur, et d'avoir pris de ton temps pour m'aider dans les déboires administratifs ! merci à **Brigitte, Elodie** et **Valérie** pour les démarches côté Perpignan, ainsi qu'à **Emilie Vegara** de l'Ecole doctorale.

Merci aux ami(e)s : **Marie & Elliott** pour votre soutien, votre accueil et les moments partagés à Ploum', **Ana & Martin** pour les parenthèses oloronaises, **Alice** & ses brebis en vallée d'Aspe, **Max, Ben, Ti Joe & Claire, Chloé, Laura, Nina, Manon, Méli**. Un grand merci également à la bande de breton(ne)s de Brélès, Lanildut, Melon, Porspo : merci **David** pour ton soutien, **Yohan, Guiomar, Martin, Pierre & Gwen, Anne-So et Marilou, Adé, Marco et Jean, Manu, Ronan, Camille** et toute leur bande de p'tits loups que j'ai vu grandir. A la team des « surfeuses du dimanche » **Emilie, Ana, Emilie-bis, Guio**, et tous les Ti Zef(s) de la côte brestoise où j'ai

passé 4 super bonnes années (fichtre !). Merci aux copains du CAF pour les sorties « décompression » alpi dans les P-O. Merci aux voisins de La Bergerie à Lavail, où j'ai posé mes valises une année et demi au milieu des Albères et où j'ai écrit une bonne partie de ma thèse. Merci à **Lies** et **Franck** pour les navigations et mouillages paradisiaques sur *Silence* qui m'ont permis de souffler et de prendre la barre !

Enfin, un immense merci à **ma famille**, à commencer par **mes parents**, pour m'avoir soutenue tout au long de mon cursus, pour m'avoir toujours encouragée, laissée prendre les virages que j'avais envie de prendre, et de toujours faire mine d'écouter mes histoires de cailloux lors de nos escapades. Malgré la distance, vous m'avez donné l'énergie jusqu'au jour de la soutenance. Merci également à ma grande sœur **Juju**, et à mon grand frère **Nico**, mais aussi **Giulio** et petit **Emile**, **Martina**, **Ana**, et toute la tribu Loux et Delteil. Mon oncle **Vincent**, du Spielberg à Madagascar, tu as aussi contribué à me donner le goût de la mer et de l'aventure avec tes récits polaires et de goélette *N/O Antarctica* prise dans les glaces; mon oncle **Rémi**, tu m'as embarquée dans tes escapades en rando/ski/alpi et amenée avec toi sur certaines des plus belles parois du massif des Alpes. Merci pour tous ces moments si forts qui résonnent aujourd'hui à travers mes choix d'aller explorer encore un peu plus ces deux mondes. Un immense merci à **mes grands-parents Coco, Monique, Annie et Michel**. Une pensée chaleureuse pour mon grand-père Michel, parti cette fin d'année 2023 ; à travers tes textes, tes sables, et tes toiles, tu m'as donné le sens de l'observation, la curiosité de l'histoire et l'amour des mots et des paysages.

Je terminerai cette longue liste en remerciant **Loïc** pour m'avoir accompagnée, patiemment écoutée et suivie dans cette longue aventure. Merci pour ton soutien indispensable tout au long de ma thèse, tes attentions multiples, nos escapades et grands bols d'air, et enfin, d'avoir accepté, un temps, d'ajouter les mots « Hydrates » et « BSR » dans ton vocabulaire courant 😊.

Maud.

A ma famille.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS

TABLE DES FIGURES

CHAPITRE I : INTRODUCTION & CONTEXTE SCIENTIFIQUE

I.	INTRODUCTION	3
I.1.	Enjeux de l'étude : les marges continentales, puits et sources de carbone	3
I.2.	Impacts sociétaux	7
I.1.1.	Les interactions hydrates/climat.....	7
I.1.2.	Les interactions hydrates/instabilités de pente.....	8
I.3.	La mer Noire : un laboratoire pour l'étude d'un système fluides en déséquilibre	9
II.	PROBLEMATIQUES DE LA THESE	12
III.	ORGANISATION DU MEMOIRE	14

CHAPITRE II : CONTEXTE & ZONE D'ETUDE

I.	PRESENTATION GENERALE DE LA MER NOIRE	17
I.1.	Cadre géographique	17
I.2.	Physiographie générale	18
II.	CADRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA MER NOIRE OCCIDENTALE	19
II.1.	Contexte tectonique associé à l'ouverture crétacée de la mer Noire	19
II.2.	Tectonique gravitaire post-Miocène à l'actuel sur la marge Nord-ouest de la mer Noire	20
II.3.	Rôle de la tectonique gravitaire sur la structure actuelle de la marge	21
III.	GEOMETRIE ET FONCTIONNEMENT SEDIMENTAIRE DE LA MARGE NORD-UEST DE LA MER NOIRE (ZONE D'ETUDE)	23

III.1.	Physiographie générale de la marge et du système deltaïque du Danube	23
III.2.	Histoire chrono-stratigraphique du système chenal-levées du delta du Danube depuis -900 ka	24
III.3.	Les glissements : un élément important dans la construction de l'édifice sédimentaire.....	28
IV.	EVOLUTION DES CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES DEPUIS LE DERNIER GLACIAIRE EN MER NOIRE	29
IV.1.	Hydrologie passée	29
IV.2.	Le dernier glaciaire en mer Noire	30
IV.3.	Implications des changements hydrologiques sur les conditions du milieu	33
IV.4.	Modèle chrono-stratigraphique de la zone d'étude	34
V.	IMPLICATIONS SUR LE SYSTEME GAZ-LIBRE/HYDRATES EN MER NOIRE.....	37
V.1.	Rappels sur les systèmes à hydrates	37
V.1.1.	Conditions de stabilité et distributions (diagramme de Sloan)	37
V.1.2.	Signature géophysique des hydrates	39
V.1.2.1.	Le Bottom Simulating Reflector (BSR).....	39
V.1.2.2.	BSR-multiples	40
V.2.	Reconnaissance des hydrates de gaz en mer Noire	41
V.3.	Dissociation récente des hydrates en Mer Noire	43
V.4.	Effets sur les instabilités de pente ?	46

CHAPITRE III : MATERIELS & METHODES

I.	LES DONNEES.....	51
I.1.	Les données géophysiques.....	52
I.1.1.	Les données de bathymétrie multifaisceaux	52
I.1.2.	Les données acoustiques de la colonne d'eau	54
I.1.3.	Les données de sismique réflexion ; intérêt d'une étude multi-résolution.....	55

I.1.3.1. Caractéristiques de la sismique multitrace SMT et HR utilisée	58
• Dispositif HR GHASS	58
• Dispositif HR GHASS-2	58
• Dispositif SMT « dégradée » GHASS-2	58
• Dispositif HR BLASON	59
I.1.3.2. Caractéristiques de la sismique multitrace très haute résolution « SYSIF » utilisée	59
I.1.4. Les données de sondeur de sédiments	61
I.2. Les prélèvements (Calypso) et mesures <i>in-situ</i> (CPTu & Vp)	62
I.2.1. Les prélèvements <i>in-situ</i> (Calypso)	62
I.2.2. Les mesures <i>in-situ</i> (CPTu & Vp).....	63
I.3. Les plongées exploratoires Nautille	64
II. METHODES	67
II.1. Etude géomorphologique.....	67
II.2. Interprétation des données sismiques.....	67
II.2.1. Principe de stratigraphie sismique.....	68
II.2.2. Exploitation des données de sismique.....	71
II.2.2.1. Pointé des horizons stratigraphiques et corrélation avec les données <i>in-situ</i>	71
II.2.2.2. Pointé du toit du gaz	71
II.2.2.3. Pointé de la base de stabilité des hydrates : le BSR.....	72
II.2.2.4. Extraction des cartes des réflecteurs sismiques en temps	73
II.2.2.5. Interpolation des cartes en profondeur.....	73
II.3. Approche modélisée des conditions thermodynamiques des hydrates : intérêt et principe.....	74
ANNEXES DU CHAPITRE III.....	76
A1. Photographie de la carotte CS01 (GHASS, 2015) utilisée pour cette étude	76

A2. Photographie de la carotte CS08 (GHASS-2, 2021) utilisée pour cette étude.....	78
A3. Résumé de plongée Nautilé GH2_PLNAUT03	79
A4. Détail des opérations (log-book) effectuées pendant la plongée NAUTILE n°3 GH2_PLNAUT03.....	80
A5. Cartes de profondeur sous le fond marin et profondeur absolue (non interpolée) du BSR	83
A6. Cartes de profondeur sous le fond marin et profondeur absolue (non interpolées) du toit du gaz.....	85

CHAPITRE IV : MODELISATION DE L'EVOLUTION DE LA ZONE DE STABILITE DES HYDRATES DEPUIS LE DERNIER GLACIAIRE EN MER NOIRE – Mise en évidence de la cinétique lente des systèmes à hydrates par la présence d'un double BSR

I. INTRODUCTION À L'ARTICLE	89
II. ABSTRACT	90
III. INTRODUCTION	90
IV. RESULTS.....	92
IV.1. The double BSR, geophysical observations and characterisations.....	92
IV.2. Spatio-temporal modelling of the GHSZ since the last 34 ka	96
V. DISCUSSION	97
V.1. Origin of the double BSR.....	97
V.1.1. Distinct gas composition hypothesis.....	97
V.1.2. Paleo-BSR hypothesis.....	97
V.2. Preservation of a paleo-BSR	98
V.3. Why only one preserved paleo-BSR?	99
VI. IMPLICATIONS	100
VII. SUPPLEMENTAL DATA	102
VII.1. Acquisition and processing parameters of the presented seismic section	102

VII.1.1. High-Resolution Seismic Data	102
VII.1.2. Very High-Resolution Deep-Towed Seismic Data	102
VII.2. Modelling Method	103
VII.3. Tested Scenarios	107
VII.4. Modelling Results.....	109
VIII. CONCLUSION DE L'ARTICLE	111

CHAPITRE V : FAIBLE EFFET DE LA DISSOCIATION DES HYDRATES DE GAZ SUR LES INSTABILITES DE PENTE DEPUIS LA DERNIERE PERIODE GLACIAIRE

I. INTRODUCTION À L'ARTICLE	115
II. ABSTRACT	116
III. INTRODUCTION	116
IV. GEOLOGICAL AND OCEANOGRAPHIC SETTING, PREVIOUS WORK	118
IV.1. Geological setting of the western Black Sea	118
IV.2. Quaternary evolution of Black Sea conditions.....	119
IV.3. The Danube since the last glacial period (LGP)	120
IV.4. The fluid system of the Black Sea margin	122
IV.5. Slope instability on the western Black Sea margin	125
V. MATERIALS	126
V.1. Geophysical dataset.....	126
V.1.1. Bathymetry and water-column acoustic data.....	126
V.1.2. Multi-resolution seismic reflection data.....	127
V.1.2.1. High-resolution seismic data.....	127
V.1.2.2. Very-High-Resolution (VHR) deep-towed seismic data	127
V.1.2.3. Very-high-resolution sub-bottom profiles	128
V.2. Sediment core.....	128

VI.	METHODS	129
VI.1.	Seismic stratigraphy and correlation with core GAS-CS01	129
VI.2.	Digital terrain models of MTDs	130
VII.	RESULTS.....	132
VII.1.	Dating of MTDs.....	133
VII.2.	Undated buried MTDs.....	135
VII.3.	'Surficial' landslides initiated after -34 ka.....	136
VII.3.1.	Sliding stage A	136
VII.3.1.1.	Main characteristics on seismic and sub-bottom profiler data.....	136
VII.3.1.2.	Spatial distribution and thicknesses	138
VII.3.2.	Sliding stage B	140
VII.3.2.1.	Main characteristics on seismic and sub-bottom profiler data.....	140
VII.3.2.2.	Spatial distribution and thicknesses	141
VII.3.3.	Sliding stage C	142
VII.3.3.1.	Main characteristics on seismic and sub-bottom profiler data.....	142
VII.3.3.2.	Spatial distribution and thicknesses	143
VII.4.	Characterising MTD basal surfaces	144
VIII.	INTERPRETATION.....	145
IX.	DISCUSSION	147
IX.1.	Sliding age model	147
IX.2.	Predisposing factors.....	148
IX.2.1.	Role of thin permeable layer in gas storage	148
IX.2.2.	Climate forcing and sediment overloading	149
IX.2.3.	The effect of erosion through canyon incisions	152
IX.3.	Triggering factors	153
IX.3.1.	The role of gas hydrate dissociation on slope instability	153

IX.3.2. The effect of free gas.....	156
IX.3.3. Possible tectonic controls	157
IX.4. Discussion summary.....	158
X. CONCLUSION	159
XI. SUPPLEMENTAL DATA.....	161
XII. CONCLUSION DE L'ARTICLE	162

CHAPITRE VI : CARACTERISATION ET FONCTIONNEMENT DU SYSTEME GAZ-LIBRE/HYDRATES SUR LA MARGE NORD-OUEST DE LA MER NOIRE

I. INTRODUCTION	167
II. DISTRIBUTION DU SYSTEME « GAZ-LIBRE/HYDRATES » SUR LA MARGE ROUMAINE DE LA MER NOIRE	168
II.1. Cartographie du domaine à Hydrates	168
II.2. Cartographie du toit du gaz.....	169
III. SECTORISATION DU FONCTIONNEMENT DU SYSTEME « GAZ-LIBRE/HYDRATES » SUR LA MARGE ROUMAINE DE LA MER NOIRE	172
III.1. Contrôle des morphologies enfouies sur la circulation du gaz, les zones de stockage et la distribution des sorties de fluide.....	175
III.1.1. Exemple du secteur « TRANSITION », contrôlé par une masse glissée d'extension régionale.....	175
III.1.1.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluide	175
III.1.1.2. Géométrie et architecture sédimentaire proche des zones de dégazage... ..	176
III.1.1.3. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides	177
III.1.1.4. Discussion sur les processus de contrôle de la dynamique fluides	180
• Contrôle de la géométrie profonde de la masse glissée sur les chemins de migration du gaz en surface	181
• Rôle de la stratigraphie sur la circulation du gaz	182

• Rôle des turbidites sur la couverture du gaz.....	182
• Rôle des failles dans l'expulsion du gaz	183
• Source superficielle du gaz.....	183
III.1.2. Exemple du secteur « HAUT DE PENTE », contrôlé par un réseau de chenaux-interfluves enfouis.....	184
III.1.2.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluide	184
III.1.2.2. Géométrie et architecture sédimentaire	185
III.1.2.3. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides	187
III.1.2.4. Discussion sur les processus de contrôle de la dynamique fluides	189
III.2. Le rôle des cicatrices d'arrachement et incisions de canyon comme vecteurs de migration du fluide.....	192
III.2.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluide dans le secteur « INCISIONS »	192
III.2.1.1. Géométries induites par les canyons	193
III.2.1.2. Géométries induites par les glissements	194
III.2.2. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides	196
III.2.2.1. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides dans les zones incisées par les canyons.....	196
III.2.2.2. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides dans les zones incisées par les cicatrices d'arrachement	196
III.2.3. Discussion sur les incisions comme vecteur de sortie de fluides et rôle des masses glissées dans la migration des fluides.....	197
III.3. Contrôle de la structure de la marge sur la distribution des sorties de fluides.....	199
III.3.1. Contrôle stratigraphique et rôle des failles récentes – Secteur « PLATEAU »	199
III.3.1.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluide	199
III.3.1.2. Géométrie et architecture sédimentaire	200
III.3.1.3. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides	202

III.3.1.4. Apport de la plongée Nautille sur le secteur plateau	205
III.3.1.5. Discussion sur le rôle de la stratification et la segmentation latérale des failles sur la distribution des sorties de fluides	209
• Contrôle stratigraphique sur la circulation et l'expulsion du gaz	209
• Rôle des failles comme vecteur de migration latérale et verticale du gaz	210
III.3.2. Le rôle des failles anciennes sur l'expulsion du gaz dans la zone à Hydrates – Secteur « CRETE ».....	211
III.3.2.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluides.....	211
III.3.2.2. Géométrie et architecture sédimentaire	212
III.3.2.3. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides	213
III.3.2.4. Discussion sur le rôle des failles sur la migration du gaz dans la zone à hydrates	214
• Rôle des failles sur la migration du gaz	214
• Discussion sur le processus d'expulsion du gaz	216
III.4. Contrôle de la localisation des sources thermogéniques sur la distribution de volcans de boue.....	217
III.4.1. Exemple du secteur des « VOLCANS »	217
III.4.1.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluides.....	217
III.4.1.2. Géométrie et architecture sédimentaire	217
III.4.1.3. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides	220
III.4.1.4. Discussion sur les volcans de boue comme vecteurs de migration du gaz dans la zone à hydrates	221
IV. SYNTHÈSE DE LA DYNAMIQUE FLUIDES A L'ÉCHELLE DE LA MARGE NORD-OUEST DE LA MER NOIRE	225
IV.1. Un système biogénique typique	225
IV.2. Les différents paramètres de contrôle qui entrent en jeu dans le stockage, les voies de circulation et l'expulsion des fluides actuels.....	226

IV.2.1. Les principaux vecteurs actuels de fluides et rôle de la stratigraphie.....	226
IV.2.1.1. Les vecteurs de fluides identifiés.....	226
IV.2.1.2. Le rôle de la stratigraphie et de ses hétérogénéités sur le stockage et les voies de circulation du gaz actuels	226
IV.2.2. Les contributeurs actuels au stockage du gaz	227
IV.2.2.1. Le rôle des hydrates de gaz dans le piégeage du gaz	227
IV.2.2.2. Le rôle des masses glissées sur la « plomberie » à l'échelle régionale.....	228
IV.3. Discussion sur le fonctionnement de la « plomberie » depuis le dernier glaciaire...	229
IV.3.1. L'enregistrement cyclique de réactivation des volcans de boue.....	230
IV.3.2. Le double BSR : archive de la reconstitution du système fluides « passé »	230
V. ANNEXE DU CHAPITRE VI	234
A1) Photographie de la carotte GAS2-CS08, et caractérisation géotechnique des sédiments issue des données de pénétromètre Gas2-CPTu11-02, associée au profil GAS_SDS168A (Figure VI.28)	234

CHAPITRE VII : SYNTHÈSE ET CONCLUSION GÉNÉRALE

I. RAPPELS DES OBJECTIFS DE L'ÉTUDE	237
II. APPORTS ET IMPLICATIONS DE L'ÉTUDE SUR LA CONNAISSANCE DES SYSTÈMES GAZ-LIBRE/HYDRATES ET LES MÉCANISMES SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉS.....	238
II.1. Apports de la modélisation sur l'évolution de la zone de stabilité des hydrates de gaz depuis le dernier glaciaire	238
II.1.1. L'Évolution de la zone de stabilité des hydrates de gaz.....	238
II.1.2. Les facteurs de contrôle qui entrent en jeu dans la stabilité des hydrates depuis le dernier glaciaire.....	239
II.1.2.1. Facteur de contrôle au dernier glaciaire	239
II.1.2.2. Facteurs de contrôle après -9 ka	240
II.1.3. Le double BSR : marqueur passé de la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz au dernier glaciaire	241

II.2. Apports de l'étude sur la « plomberie » du système hydrates-gaz libre	242
II.2.1. Un système biogénique typique.....	242
II.2.2. Les chemins de migration préférentiels et les zones de stockage du gaz	243
II.3. Apports de l'étude sur les instabilités de pente depuis le dernier glaciaire.....	244
II.4. Implication sur la dynamique et cinétique des systèmes gaz-libre/hydrates.....	245

REFERENCES.....	247
-----------------	-----

ANNEXES

I. CONGRES SCIENTIFIQUES	273
II. COMMUNICATION	278

TABLE DES FIGURES

Chapitre I

- Figure I.1 : Concentrations de méthane et de dioxyde de carbone mesurées dans l'atmosphère depuis 800 ka, d'après l'Agence de Protection de l'Environnement américaine (2015). Les données profondes proviennent de l'analyse de carotte en Antarctique (projet EPICA). Notez les différences d'échelles de temporelles..... 3
- Figure I.2 : Épaisseur de la zone théorique de stabilité des hydrates de gaz (GHSZ) calculée par Kretschmer et al. (2015) comme carte de base, avec superposition des prélèvements d'hydrates de gaz connus (échantillons récupérés/photographies ; cercles bleus) et des hydrates de gaz suspectés (sur la base de diagraphies de puits ou de marqueurs géophysiques tels que des réflecteurs sismiques simulant le fond (BSR) à la base de la stabilité des hydrates de gaz ; cercles rouges). Notez que la répartition des hydrates de gaz est généralement hétérogène dans la zone de stabilité, et les hydrates de gaz ne sont que rarement présents sur toute l'épaisseur de la zone de stabilité..... 5
- Figure I.3 : Diagramme qui décrit la stratégie du projet GHASS et ANR BLAME, et part du travail de recherche de thèse, modifié d'après ANR BLAME (V. Riboulot, <https://anr.fr/Projet-ANR-18-CE01-0007>)..... 12

Chapitre II

- Figure II.1 : Situation géographique et présentation générale de la mer Noire. Elle sert de bassin versant aux grands fleuves du nord-ouest Danube, Dniestr et Dniepr et Don au Nord. Le bassin de la mer Noire est actuellement connecté aux mers de Marmara et Méditerranée par les détroits du Bosphore et des Dardanelles. Med : mer Méditerranée ; Mar : mer de Marmara..... 17
- Figure II.2 : Circulation et stratification actuelles des masses d'eau sur le transect Dardanelles-mer de Marmara-Bosphore-mer Noire. Les nombres associés aux flèches donnent les flux d'eau en km³/an (P, E et R respectivement pour Précipitations, Evaporations, Rivières) Les salinités et $\delta^{18}O$ moyens γ sont également reportés (figure tirée de Soulet, 2011, modifié d'après Ozsoy et al., 2002 ; Rank et al., 1999) 18
- Figure II.3: Provinces physiographiques de la mer Noire (Gillet 2004, modifié d'après Ross et al., (1974) et Panin, (1997)). 19
- Figure II.4 : Contexte géologique et tectonique de la Mer Noire (from Marsset et al., 2022 : compilation d'après Finetti et al., 1988; Yilmaz et al., 1997; Nikishin et al., 2001; Dinu et al., 2005, 2018; Munteanu et al., 2011). Notez l'orogène Nord du Dobrogea (the North Dobrogea Orogen (NDO)), la Dépression de Histria (Histria Depression (HD)) et la Mer Noire Est (Eastern Black Sea (EBS)), Mer Noire Ouest (Weastern Black Sea (WBS)), et la ride séparant les deux bassins (Mid Black Sea High (MBSH)). La ligne rouge localise la coupe transversale régionale présentée en suivant (Fig. II.5)..... 20
- Figure II.5: Coupe transversale régionale établie à partir de l'interprétation de profils sismiques (exagération verticale x4) s'étendant du domaine littoral jusqu'au bassin profond de la mer Noire occidentale (d'après Matenco et al., 2016). Les tracés noirs représentent d'une part les structures crustales Mésozoïques héritées de la phase de rifting (horst et grabens) et d'autre part les failles listriques issues des processus gravitaires qui surviennent dès le Miocène, en affectant l'ensemble du remplissage sédimentaire progradant. Notons que particulièrement dans le domaine de plateau externe, certaines de ces failles affectent la couverture sédimentaire Quaternaire. La localisation du profil figure sur la carte globale de la Mer Noire présentée en Figure II.4..... 21
- Figure II.6: Carte morpho-bathymétrique et carte structurale superposée, au large de la Roumanie, tirée de Marsset et al., 2022. La distribution des failles de socle est indiquée en rouge (compilation de Diaconu et al., 2020 à partir des données de Dinu et al., 2005 ; Morosanu, 2007 et Munteanu et al., 2011). Les failles gravitaires sont indiquées en bleu clair (de Tambrea et al., 2002 et Dinu et al., 2003) et bleu foncé (failles gravitaires de Konerding et al., 2010). Notez que les ensembles de failles de couleurs différentes ont été cartographiés à partir de grilles distinctes et incomplètes de profils sismiques, ce qui conduit à une carte incomplète. En pointillé gris, la frontière du bassin d'Histria (d'après Patruț et al., 1984 et Anton et al., 2019). Les épïcêtres des séismes (cercles pleins rouges numérotés), (période 1900-2019) proviennent du

catalogue de l'ISC (http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/); La taille des cercles rouges est proportionnelle aux magnitudes, reportées dans la légende.	22
Figure II.7 : Morphologie de la marge nord-ouest de la mer Noire. Partition de données obtenue en compilant les données haute résolution GHASS et GHASS-2 avec les données EMODnet résolues à 250 m et données satellitaires GEBCO.....	24
Figure II.8: Empilement des 8 séquences successives identifiées dans l'éventail profond du Danube servant d'indicateurs chrono-stratigraphiques pour la détermination du timing de connexion du Danube avec la Mer Noire il y a -900 ka (d'après Winguth et al., 2000). Notez que le dernier complexe actif (8a et 8b) s'est développé pendant le dernier abaissement du niveau de la mer dans la mer Noire, c'est-à-dire pendant la dernière période glaciaire (Winguth et al., 2000 ; Popescu et al., 2001).	26
Figure II.9 : Profil et physiographie générale de la marge nord-ouest de la mer Noire intégrant les datations absolues de la base du complexe chenaux-levées récent du Danube daté à -34 ka (réflecteur bleu). Le réflecteur rouge représente l'intervalle des couches rouges (Red Layers) déposées pendant le pulse de montée des eaux entre -17.2 et -15 ka (Soulet et al., 2013). Les systèmes de chenaux-levées U3 à U6 correspondent aux avulsions successives enregistrées depuis -34 ka et visibles sur l'actuel morphologie du fond de mer. La base du complexe moderne du Danube est marquée par la présence d'un MTD épais et d'étendue régionale (Figure modifiée d'après Martinez Lamas et al in prep.).	27
Figure II.10: Comparaison de la courbe du niveau marin de l'océan global avec la courbe du niveau de la Mer Noire, et clarification terminologique du « LGM -Mer Noire » dans le contexte climatique de l'hémisphère Nord (Constantinescu et al., 2015, tiré des résultats de Soulet et al., 2011). La courbe globale est une compilation tirée de Martinson et al., 1987, Woord et al., 2012 pour la période entre -85 ka et -35 ka, et de Lambeck et al., 2014 entre -35 ka et l'actuel). Notez les différences entre le LGM global (Clark et al., 2009) et le LGM de la Mer Noire. Ce dernier, appelé Néoeuxinien en Mer Noire équivaut aux stades isotopiques MIS 4 et MIS 2 mis à la suite (Chepalyga, 1985) et correspond au dernier bas niveau marin enregistré lors du dernier glaciaire lorsque le bassin de la Mer Noire était déconnecté de l'océan global (Popescu et al., 2001, 2002 ; Lericolais et al., 2009; Constantinescu et al., 2015).	30
Figure II.11 : Courbe révisée du niveau marin du bassin de la mer Noire depuis 28 500 cal a BP (d'après Constantinescu et al., 2015), reconstituée à partir des différentes hypothèses de l'histoire hydrologique de la mer Noire.	33
Figure II.12 : A gauche : Evolution de la salinité en mer Noire depuis le dernier glaciaire en mer Noire (d'après Soulet et al., 2010) ; A droite : profil de salinité en fonction de la profondeur (tiré de Riedel et al., 2020).	34
Figure II.13 : Corrélation stratigraphique des carottes sédimentaires GAS-CS01 (courbe noire) et MD04-2790 (courbe violette) basée sur leurs profils XRF-Ca respectifs (figure tirée de Martinez-Lamas et al., 2020).36	
Figure II.14 : Diagramme de phase de la stabilité des hydrates de gaz dans les sédiments marins, pour une profondeur et une composition de gaz donnée. Les zones violettes correspondent à des hydrates de gaz avec du gaz dissous, tandis que les régions jaunes peuvent présenter une coexistence de gaz dissous et de gaz libre (bulles de gaz). (Ruppel, 2007, modifié d'après Xu et Ruppel, 1999 ; Sloan 1998).	37
Figure II.15 Illustration de l'accroissement de l'épaisseur de l'intervalle de stabilité des hydrates avec l'augmentation de la profondeur d'eau et visualisation du « biseau des hydrates » à la terminaison supérieure des hydrates (modifiée d'après Kvenvolden et Barnard, 1983).	38
Figure II.16: Cartographie des marges roumaine et bulgare centrée sur le canyon Viteaz, montrant l'étendue des zones où un BSR a pu être reconnu. En orange : Popescu et al., 2007 ; En rouge : Haeckel et al., 2015 ; En jaune : Baristeanu, 2006 (figure tirée de Haeckel et al., 2015).	41
Figure II.17 : Multiple BSRs identifiés sur la marge nord-ouest de la mer Noire (figure tirée de Popescu et al., 2006)	42
Figure II.18: Dissociation des hydrates liée à la diffusion du sel dans les sédiments et responsable de l'apparition de nouveaux suintements sur le fond (figure tirée de Riboulot et al., 2018). En raison de la salinisation des sédiments, la dissociation des hydrates de gaz devrait évoluer au cours des prochains milliers d'années (les lignes colorées simulent l'évolution de la ZSHG prédite par le modèle à des pas de temps différents). L'échogramme de la colonne d'eau traitée le long du profil montre la localisation des suintements du gaz en dehors de la ZSHG actuelle et à l'intérieur de la ZSHG peu profonde, ce qui se corrèle parfaitement à l'évolution prédite de la ZSHG. Dans une optique d'évaluation des aléas géologiques et notamment des conséquences futures que peuvent avoir une telle réaction du système à hydrate sur la libération de méthane dans les océans, les résultats de modélisation donne un aperçu de la portée de la zone de déstabilisation des hydrates prédites sur les 5000 prochaines années à l'échelle de la mer Noire (Fig. II.19).	43

Figure II.19: Zone de déstabilisation des hydrates de gaz couvrant potentiellement 2800 kilomètres carrés de la marge de la mer Noire. La zone de déstabilisation des hydrates de gaz (GHDZ - la zone rouge) proche du fond marin désigne la zone où les hydrates de gaz ont été déduits et devraient se décomposer en raison de la diffusion de la salinité à travers les sédiments. La zone rouge est comprise entre la terminaison moderne et la terminaison future (d'ici 5000 ans) de la ZSHG vers l'intérieur des terres, qui correspondent respectivement aux contours bathymétriques de 660 et 720 m de profondeur d'eau (figure tirée de Riboulot et al., 2018).....	44
Figure II.20: : Décalage entre le BSR observé et la modélisation actuelle de l'état d'équilibre de la BGHSZ (figure tirée de Ker et al., 2019).....	44
Figure II.21: BSR irrégulier mis en évidence sur les données sismiques très haute résolution tractée fond de mer (SYSIF). B) le profil interprété montre l'interface gaz-libre avec les hydrates. Plusieurs paquets de réflecteurs de forte amplitude se situent verticalement au-dessus de la limite régionale du BSR (figure tirée de Colin et al., 2020b).	45
Figure II.22 : Carte géomorphologique de la zone d'étude, tirée de Riboulot et al., (2017), sur laquelle apparaissent : les cicatrices de glissement (en orange), la zone de gaz libre et d'étendue du BSR, tirée de Popescu et al., (2006, 2007), la cartographie des sorties de fluide détectées dans la colonne d'eau (mission GHASS, 2015) et la limite supérieure de la ZSHG prédite dans les conditions actuelles (trait noir épais), correspondant à l'isobathe -660 m.....	47

Chapitre III

Tableau III.1 : Campagnes océanographiques et types de données acquises et utilisées au cours de cette étude. L'essentiel de ces missions se sont tournées sur l'acquisition de données géophysiques, et particulièrement de sismique multi-résolution du plateau continental au large, le long des marges roumaine, bulgare, ukrainienne et turque. Des données issues de carottes sédimentaires acquises lors des récentes campagnes GHASS et GHASS 2 ont également servies d'appui à l'étude sédimentologique de cette étude; *Geomar : Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (Kiel, Allemagne) ; *Institut GeoEcoMar : L'Institut national de recherche et de développement en géologie et géoécologie marines (Constanta-Roumanie) ; *IOBAS : Académie des Sciences de Varna (Bulgarie) ; *IStep : Institut des Sciences de la Terre de Paris (France) ; * Lamont-Doherty Earth Observatory, New-York (USA) ; * LOCEAN : Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques, Paris (France) ; *LSCE (CEA-CNRS Gif/Yvette) : Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (France) ; *NGI : Norwegian, Geotechnical Institute, Oslo ; *UB : Université de Bucarest ; *UBO : Université de Bretagne Occidentale (France) ; *UniHH : Université de Hambourg.	51
Figure III.1: Illustration du principe d'acquisition de données de bathymétrie multifaisceaux. Extrait de Center for Coastal and Ocean Mapping (University of New Hampshire).....	52
Figure III.2: Caractéristiques et spécifications des échosondeurs SMF7111 et SMF7150 utilisés pour la détection des panaches acoustiques dans la colonne d'eau. Tableau tiré du rapport de mission GHASS, Ker et Riboulot (2015).	52
Figure III.3 : Ensemble des données de bathymétrie multifaisceaux disponibles et utilisées pour cette étude. A) Données bathymétriques issues de la campagne (A) GHASS (2015) et (B) GHASS-2 (2021) (C) Une telle couverture de données est obtenue en compilant les données haute résolution GHASS et GHASS-2 avec les données EMODnet résolues à 250 m et données satellitaires GEBCO.	53
Figure III.4 : Profils acquis enregistrés dans la colonne d'eau lors des missions GHASS (2015) et GHASS-2 (2021), et localisation des anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau utilisées pour l'étude (d'après les travaux d'analyse de S. Dupré, communication personnelle). Le tout est surimposé aux données bathymétriques.....	55
Figure III.5: Schéma d'illustration du principe d'acquisition de la sismique réflexion multitrace 2D (d'après Cox et al., 2020).	56
Figure III.6 : Pénétration et résolution verticale en fonction de la fréquence de la source sismique utilisée (modifié d'après Hervé Nouzé (GM) et Pierre Chauchot, 1999).	56
Tableau III.2 : Spécifications des différents dispositifs d'acquisition des données sismiques réflexion et de sondeur de sédiments, utilisées pour l'étude, issues des campagnes GHASS, GHASS-2, BLASON-1 et BLASON-2 .	57
Figure III.7 : couverture des données de sismique réflexion HR utilisées, issues des campagnes GHASS (2015), GHASS 2 (2021), BLASON (1998 et 2002).....	59

Figure III.8 : Représentation schématique d'une acquisition type avec le dispositif sismique tracté fond de mer Sysif. La source acoustique est logée à l'avant du poisson remorqué (jaune). Le système est remorqué à une altitude constante au-dessus du fond marin (figure tirée de Colin et al., 2020a).	60
Figure III.9 : Couverture des données de sismique réflexion Sysif utilisées, issues de la campagne GHASS (2015).	60
Figure III.10 : Couverture des données de sondeur de sédiments, issues des campagnes GHASS (2015) et GHASS 2 (2021).	61
Figure III.11 : Schéma décrivant le principe de prélèvement des sédiments avec la technique de carottage à piston (R. Jatiault, (2017), modifié d'après le site internet de TDI Brooks (https://www.tdi-bi.com/wp-content/uploads/2022/02/Piston-Coring-animation.mp4)).	62
Figure III.12 : Illustration du pénétromètre Penfeld de l'Ifremer, et de ses pointes de mesures Piézocone ou Sonique, alternativement déployées sur la tige de l'instrument jusqu'à 30 mètres sous le fond marin. .	63
Figure III.13 : Photographie de récupération du Nautile par le Pourquoi pas ? Lesbats Stéphane (2021). Campagne GHASS2 - Ifremer. https://image.ifremer.fr/data/00737/84913/	64
Figure III.14 : A) Carte bathymétrique de la marge nord-ouest de la mer Noire, avec la localisation des plongées exploratoires Nautile (GHASS-2). B) Détails du déroulé de la plongée effectuée GH2_PLNAUT_2009_03 avec le tracé du Nautile depuis les points de navigation n° 1 à 63 (navigation retraitée depuis Delph'ins), ainsi que les opérations réalisées (S. Dupré).....	65
Figure III.15 : Définition des différents type de terminaisons de réflecteurs sismiques pour l'identification et la distinction des séquences sismiques, d'après les principes généraux de la stratigraphie sismique (figure modifiée d'après Michum et Vail , 1977).	68
Figure III.16 : Présentation et comparaison des faciès sismiques identifiés sur la zone d'étude, obtenus à partir de l'utilisation de différents domaines fréquentiels et dispositifs sismiques (de la sismique conventionnelle SMT « dégradée » au sondeur de sédiments). Les faciès « fluides » relatifs à la présence de gaz et d'hydrates sont présentés en Figure III.17.....	70
Figure III.17 : Les différents indices de la présence du gaz identifiés sur la zone, en fonction des différents dispositifs acoustiques. Ces indices de reconnaissance du toit du gaz ont notamment permis d'élaborer les cartographies du toit du gaz et du BSR présentées en Chapitre VI de ce manuscrit (voir Annexes de ce chapitre III).....	72
Figure III.18 Photographie de la carotte CS01 (GHASS, 2015) utilisée pour l'étude.	76
Figure III.19: Photographie (SUITE) de la carotte CS01 (GHASS, 2015) utilisée pour l'étude.	77
Figure III.20: Photographie de la carotte CS08 (GHASS-2, 2021) utilisée pour l'étude.....	78
Figure III.21 : Logbook de la plongée Gh2_PLNAUT_2009_3. Les valeurs de Latitudes et longitudes correspondent à la navigation issue du re traitement réalisé sous le logiciel Delph'ins.	82
Figure III.22 : Cartes de profondeur sous le fond marin et profondeur absolue (non interpolée) du BSR.	83
Figure III.23 : Cartes de profondeur sous le fond marin et profondeur absolue (non interpolées) du toit du gaz.	85

Chapitre IV

Figure IV.1: (a) General view of the BS (b) Bathymetric map of the western BS (c) Morphology and detailed features characterising the study zone. The bold black line represents the location of seismic lines presented in Figures IV.2 and IV.S1.	92
Figure IV.2: (A) Depth converted HR seismic profile showing two BSRs along the study area. The reflection of BSRs (insets b, c) presents a polarity reversal compared to the seafloor (inset a). Inset d is shown in Figure IV.S1B (B) Modelling results are calculated from different scenarios (Figs. IV.S2, S3, S4 and Table IV.S1). Each envelope represents the positions of BGHSZ computed at different time ranges (coloured arrows provide information on the general trend of GHSZ since the LGP) and results from computed modelling results detailed in Figs. IV.S5 and S6. (C) Modelled GHSZ pinch outs are reported on the bathymetric map.	94
Figure IV.3: Geophysical characterisation of the two BSRs on the presented high-resolution seismic profile (Fig. IV.2). (a) Amplitude section (b) mean frequency section. Observed faults appear along thin black lines. Location of the sections is reported on the Figure IV.2A.	95

- Figure IV.4: Overlay of depth-converted seismic section and velocity model performed every 150 m corresponding to the lateral resolution of the resulting velocity field. Details on the velocity decrease at the two BSR interfaces (inversion). Lower velocity was identified below the two BSRs, particularly well pronounced under BSR2, suggesting high concentrations of free gas in sediments. The faults (black thin lines) have been represented to evidence their role on the migration process (black arrows) and the consequence on the velocity field. GHSZ: Gas Hydrate Stability Zone. Location of the sections is reported on the Figure IV.2A..... 95
- Figure IV.5: 2D conceptual scenario of the GHSZ evolution since the LGP in distinct steps (1 to 5), compared to the position of two observed BSRs. This study highlights the control of GH distribution by environmental changes and the associated gas diffusion process (green arrows) which governs free gas accumulation zones (in green). In the free gas domain (white zone) excess free gas is trapped below the BGHSZ which hampered vertical fluid migration. 100
- Figure IV.S1. (A) HR seismic profile 33c used for the present study. (B) Deep-towed seismic profile PL01PR03 used to show the landward termination of the second BSR presented in Figure IV.2, inset d. Location of the profiles is presented on the Figure IV.1. 103
- Figure IV.S2. Modelling inputs: (A) Sea level fluctuations: Two sea-level curves are proposed by Soulet et al., (2011, 2013) and Constantinescu et al., (2015) on the basis of turbidite activity in the Danube canyon, and contemporary slightly differing meteoric water runoff: Scenario 1 is the “lowest sea-level amplitude scenario” between $-15,700 \pm 300$ cal a. BP and -9000 cal a. BP, Scenario 2 is the “highest sea-level amplitude scenario” between $-15,700 \pm 300$ cal a. BP and -9000 cal a. BP, (B) The sea-bottom temperature was derived from recent in-situ measurements acquired during the GHASS cruise (2015) (Riboulot et al., 2017) for current environmental conditions, considering a fixed temperature of 8.9°C . A sea-bottom temperature of $\sim 4^{\circ}\text{C}$ was determined for the LGP by Soulet et al., (2010): 3 scenarios have been published differing on the timing of sea bottom water warming after the re-connection between the Black Sea and the Mediterranean at $9,000$ cal a. BP: Scenario 1 corresponds to the most abrupt temperature change proposed by Erickson and Von Herzen, (1978), Scenario 2 corresponds to a less abrupt temperature change with a 2 ka time lapse considered for reaching current temperatures published by Erickson and Von Herzen, (1978), Scenario 3 corresponds to a more progressive sea-bottom temperature re-equilibrium proposed by Zander et al., (2017), (C) The water column salinity was derived from the measured of chloride profile over 25 mbsf for the current salinity (Riboulot et al., 2018). Related to the salt diffusion in sediments occurring progressively since Black Sea and Mediterranean reconnection at $9,000$ cal a. BP (Hillman et al., 2018; Riedel et al., 2020), we assume a gradual fall in salinity from 21.9 psu at the seafloor level during LGP (Soulet et al., 2010) to near 2 psu from $-2,500$ cal a. BP at around 28 mbsf. 105
- Figure IV.S3. (A) The present thermal gradient of $23.8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ was derived from the 150m long MARUM-MeBo200 seafloor drilling data collected during SUGAR-III project in the study zone (Riedel et al., 2020); (B) Thermal gradient before $9,000$ cal a BP, is derived from the thermal diffusivity and porosity inferred from Riedel et al., (2020) and by considering constant temperature at the base of the calculation at 758 mbsf (from Goto et al., 2005 method)..... 106
- Figure IV.S4. Definition of the different paleo-seafloors used for modelling. Paleo-seafloors are directly extracted from the reference seismic line presented in Figure IV.S1. Paleo-seafloors 1 and 3 can be considered as precise accurate time lines after successive erosive process. Paleo-seafloors 2 and currents seafloor located above the paleo-seafloor 1 and 3 respectively, results in the seafloor equilibrium after a sedimentation stage. It is calculated considering a local sedimentation rate derived from the thickness of sediment between corresponding reflectors, in a zone without sedimentary hiatus. 106
- Table IV.S1. Different Limit and Boundary Conditions Considered in the Numerical Calculations 108
- Figure IV.S5. Modelling results for the different cases presented in Table S1 have been superimposed over the HR seismic line located in the study zone, along the upper slope of the western Black Sea margin (Fig. IV.1). Each predicted coloured line represents the distribution of the BGHSZ position computed at different times (-33.5ka ; -20ka , -16ka , -15ka , -9ka , -8ka , -2ka , 0ka) since the LGP. To facilitate the comparison between predicted BGHSZ and geophysical observations, BSRs have been highlighted by a black bold line for the current one (BSR1) and a grey bold line for the deeper one (BSR2). Paleo-seafloor inputs on the modelling (Figure IV.S4) have been plotted in black. 109
- Figure IV.S6. Sea-bottom temperature variations tested for cases A and B –The Predicted BGHSZ have been redrawn on reference HR seismic line. These two cases consider the lowest amplitude sea-level variations between 16 and 9 ka (scenario 1 from Constantinescu et al., 2015), the 23.8°C thermal gradients as derived from long-core MeBo measurements and only differ by the dynamics of sea-bottom temperature

warming after reconnection with the Mediterranean at 9 ka (abrupt near instantaneous change for Case A as proposed by Erickson and Van Herzen, 1978, more progressive re-equilibrium for Case B as proposed by Zander et al., 2017). 110

Chapitre V

- Figure V.1: 1A.: Location map of the western Romanian margin of the Black Sea; 1B.: General view of the Black Sea: RO for Romania, UA for Ukraine, RU for Russia, GE for Georgia, TR for Turkey, BG for Bulgaria, and BS for Bosphorus Strait. 1C.: Detail on the study area. On Figure V.1A., the Danube River, runs into the Black Sea through the Danube estuary, 240 km from the shelf break and connects to the Viteaz Canyon, deeply incising the outer shelf and the upper continental slope. The modern Danube deep-sea-Fan is extending more than 1500 m water depth. The black frame represents the location of the study zone, located to the north of the Viteaz Canyon, in an incised area, which extends from the external shelf to the middle slope domain at 1500 m water depth. 1C.: The close-up shows a bathymetric detail of the study area characterised by the presence of secondary canyons SC1 and SC2 which highly incised the upper slope. This detail shows also numerous remobilised areas associated with head-scarps. The core CS01 presented in the study is represented with a yellow disc. 119
- Figure V.2: Geomorphologic map of the western Romanian margin, obtained from the interpretation of bathymetric data and 2D seismic data. Grey dots represent the gas flares imaged in the water column during GHASS and GHASS-2 cruises (Ker and Riboulot, 2015). We identified canyon incisions by SC1 and SC2, and bathymetric slope head-scarps (contours in black, updated from Riboulot et al., 2017). The upper limit of the current Gas-Hydrates Stability Zone (GHSZ) (Black dashed line) has been extracted from seismic data (HR and VHR) acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015) from the position of the shallow Bottom Simulating Reflector (BSR) (updated from Colin et al, 2020 and Ker et al, 2019). The upper limits of LGP (purple, orange, and yellow lines) and current predicted GHSZ (blue lines) have been calculated by numerical modelling (Fabre et al., submitted). The position of predicted or observed upper limits of GHSZ permit to distinct the distribution of the present GHSZ, and LGP GH destabilisation zone (GHDZ) from the free gas domain. 124
- Figure V.3: 3A.: Dataset used for this study, including multi-resolution seismic data, bathymetry, and sediment core data. The black bold lines represents the high resolution seismic lines (GHASS cruise, Ker and Riboulot (2015)), yellow lines correspond to the deep-towed seismic lines (GHASS cruise, Ker and Riboulot (2015)) and light black lines the sub-bottom profiler data (GHASS (Ker and Riboulot, 2015) and GHASS-2 (2021) cruises) ; SBP: from Sub Bottom Profiler, VHR: Very-High-Resolution data from SYSIF device, HR: High-Resolution data from multichannel device. 3B.: Location of seismic profiles and core GAS-CS01 (44°05.10'N, 30°47.50'E) presented in this work appear respectively with red lines and one yellow dot. 126
- Figure V.4: Presentation and interpretation of seismic very-high-resolution deep-towed profiles to describe different sliding events on the upper slope of the study zone (4A.: PR01PL06 for transversal point of view and 4B.: PL01PR02 for longitudinal point of view). 4C.: Stratigraphic reference profile (PL03PR02). All lines were acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). Profile presented on Figure V.4A. crosses over the profile in Figure V.4B. (yellow line). The MTDs, identified by seismic chaotic to transparent units with low amplitude and discontinuous reflectors have been coloured. The inserts 1 to 4 show the detail of the acoustic characteristics of the different MTDs and their internal organisation. They erode and contrast with conformed units highlighted by line drawing. Details of unit U(X) typology, positions and ages of reflector R(X) are presented on the Figure V.4C.: Stratigraphic reference profile (PL03PR02). The dashed green line marks the position of the Bottom Simulating Reflector (BSR), which cross-cuts the stratigraphy at the top of enhanced reflectors with high amplitude, and represents the interface between free gas and the hydrate reservoir. Seismic data shows that MTDs generally extend above the upper limit of actual GHSZ (pinch-out at -660m), and their slide plans are very superficial in comparison with the present-day BSR. Line location reported in Figure V.3B. 131
- Figure V.5: 5A.: Propagation of the regional reflectors R1, R2, R3 and R4 (Fig. V.4), from sliding zone to the VHR sub-bottom profile GAS-SDS031b (Fig. V.3), and correlation with the 32.1 m long core GAS-CS01 (GHASS cruise, Ker and Riboulot (2015)). The core GAS-CS01 is positioned on the northern side of the SC1 (Fig. V.3). As showed in 5B., (profile GAS-SDS-0015) the correlation from profile to profile required the propagation of seismic reflectors on both sides of the SC1 though different crossing points. SBP n° GAS-

- SDS-0031b (5A) and GAS-SDS-0015 (5B) locations are reported in Figure V.3B.. They have been acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). 132
- Figure V.6: Regional lithological succession, given by core GAS-CS01 (Fig. V.3). Core chronologies from core GAS-CS01 are presented and compared with the very-high-resolution sub-bottom profile (SBP) GAS-SDS031b presented in Figure V.5. ① Between 253 cmbsf until to the depth 1595 cmbsf, the GAS-CS01 calendar age-depth model provided from Martinez-Lamas et al., 2020, with standard deviation 1σ . It is based on a correlation with the calendar age-depth model of core MD04-2790 (N 44°12.8', E 30°59.6') established by Soulet et al., 2011a, (collected ~19.6 km east of GAS-CS01 during ASSEMBLAGE cruise (Lericolais, 2004)), reconstructed with alignment approach of TEX86-derived Lake Surface Temperature with the Hulu Cave $\delta^{18}\text{O}$ speleothem record (Wang et al., 2001). ② No published dating have been established above 253 cmbsf; however, the 20-30 cm thick Sapropel layer, identified as the 'lacustrine' Unit II in western Black Sea margin is deposited from $8,080 \pm 250$ cal a BP, derived from core MD04-2790 by Soulet et al., 2011a. ③ Below the depth 1595 cmbsf, the chronology is based on radiocarbon age ^{14}C yr BP (Dreissena sp. and bulk organic matter) bounding back to ~ 33,500 cal a BP at the base of the core (3214 cmbsf) (Martinez-Lamas et al., 2020). Chronological constraints from core GAS-CS01 are compared with the P-wave velocity profile recorded along the core, and with the synthetic vertical log representing described lithological facies. On the right, a simplified sketch which explains the method used to date landslides considering dated regional reflectors R(X) as sealing the chaotic units and representing the first deposits none-affected by the deformation. Thus, assigning them a calendar age provides data on the maximum age of slide events A, B and C. The locations of SBP profile and core GAS-CS01 are presented in Figure V.3B. in the study zone; The entire SBP profile is presented in figure V.5. 134
- Figure V.7: Geometry of buried chaotic slides identified in the SC1 canyon edge. Buried chaotic units are generally characterised by lenticular units. Their basal surfaces are erosive and truncate deeper units. In sub-bottom profiler data, they appear as transparent acoustic bodies. Those buried slide units are sealed by younger sediments . Additional small remobilized units that occurred after -34 ka, presented in this study, are interbedded (MTDs coloured in pink) within this draping cover. Note that post-bedded sediments and recent MTDs units overlay the buried MTDs without completely filling the head-scarps. The length of core-GAS-CS01 have been added in the SBP section to show the depth investigated for dating in this study (Fig. V.6). SBP location is reported in Figure V.3B. SBP n° GAS-SDS-0010 have been acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). 135
- Figure V.8: Distribution of buried head-scarps (black lines) that activated before -34 ka (Fig. V.7A.). Note that they generally extend in the north and south SC1 canyon edge, between the shelf break domain at -190 m and -1500 m. No head-scarps related to this older stage have been identified along the canyon SC2 edge. The orientation of destabilized sediments (white arrows) discharged directly in the canyon incision. 136
- Figure V.9: Typical upslope to downslope evolution related to sliding stage A at 33,500 cal a BP, on a sub-bottom-profiler (SBP) profile n° GAS-SDS-038, acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). SBP location is reported in Figure V.3B.. Upslope, this MTD is characterised by an erosional basal surface connecting to an erosive failure zone (roughly located as "erosive head-scarp") that initiated in the south SC1 canyon edge (zone (1) in Fig. V.12A.). Erosional truncations are represented by black arrows. Downslope, the associated MTD (coloured in pink) basal surface evolves towards a less erosional system, correlating with a stratigraphic detachment layer characterised by a conform and continuous reflector. Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in figure V.4C.. 137
- Figure V.10: Typical upslope to downslope evolution related to sliding stage A at 33,500 cal a BP, 10A. and 10B.: on a MCS line n° mig031, and 10C.: on a VHR deep-towed seismic line n° PLO3PR07, both acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). MCS and VHR deep-towed seismic lines locations are reported in Figure V.3B.. 10.A: Upslope, this MTD is characterised by an erosive failure zone (erosion domains underlined in red, erosional truncations represented by black arrows) that resulted in a massive MTD (coloured in pink) that extended between -190 m and -1500 m (zone (3) in Fig. V.12A.). This MTD unit is characterised by chaotic facies in comparison with non-affected bedded sediment succession, as showed in 10B. 10C.: Going downslope, the basal MTD surface evolves toward a stratigraphic detachment layer, characterised by a conform and continuous reflector (detachment layer underlined in black). Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in figure V.4C. 138
- Figure V.11: 11A. Spatial distribution of MTDs related to sliding event A (coloured in pink). The major head-scarps are digitalized in red (bold lines). Dashed black lines and white arrows represent respectively major and

- local directions of mass wasting. 11B. Isochron map of MTDs-A obtained by subtracting the basal surface and the top of MTDs-A units. The thickness colour-scale is in metres. Twtt has been converted in depth considering a water velocity of 1480 m/s provided from in-situ measurements in GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). White lines in Figure V.11B. represent the limits of lateral extension of MTDs-A defined by the Figure V.11A.. Information about interpolation calculation are detailed in the manuscript (3.3.2. Digital terrain models of landslides). 139
- Figure V.12: Typical upslope to downslope evolution, related to sliding stage B, that occurred between 26,600 and 25,200 cal a BP, on a MCS line n° mig033b and a VHR deep-towed seismic line n° PL01PR03, both acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). MCS and VHR deep-towed seismic lines locations are reported in Figure V.3B. 12A.: Upslope, near the shelf-edge and downslope, near inherited head-scarps, the base of MTD-B is erosive (underlined in red, erosional truncations represented by black arrows). Laterally, the basal surface of MTD-B evolves to a stratigraphic detachment layer, characterised by a conform and continuous reflector (basal surface underlined in black). This MTD unit is characterised by chaotic facies in comparison with non-affected bedded sediment succession, as showed in the insert 12B.. Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in Figure V.4C.. Line location is reported in Figure V.3B.. Mixed MCS n° mig033b and deep-towed profile n° PL01PR03 have been acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). . 140
- Figure V.13: Typical upslope to downslope evolution, related to sliding stage B, that occurred between 26,600 and 25,200 cal a BP, on a VHR sub-bottom profile (SBP) n° GH2-SDS-028B, acquired during GHASS-2 cruise (2021). SBP location is reported in Figure V.3B . Upslope, near the shelf edge and downslope, near inherited highs, the base of MTD-B is erosive (underlined in red, erosional truncations represented by black arrows). Laterally, the basal surface of MTD-B evolves to a stratigraphic detachment layer, characterised by a conform and continuous reflector (basal surface underlined in black). This MTD unit is characterised by transparent facies in comparison with non-affected bedded sediment succession, as showed in the insert 13B.. Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in Figure V.4C. 141
- Figure V.14: 14A. Spatial distribution of MTDs related to sliding event C (coloured in blue). The major head-scarps are digitalized in blue (bold lines). Dashed black lines and white arrows represent respectively major and local directions of mass wasting. 14B. : Isochron map of MTDs-B obtained by subtracting the basal surface and the top of MTDs-B units. The thickness colour-scale is in metres. Twtt has been converted in depth considering a water velocity of 1480 m/s provided from in-situ measurements in GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). White lines in Figure V.14B. represent the limits of lateral extension of MTDs-B defined by the Figure V.14A.. Information about interpolation calculation are detailed in the manuscript (3.3.2. Digital terrain models of landslides). 142
- Figure V.15: Typical upslope to downslope evolution, related to sliding stage C that occurred between 15,800 and 8,080 cal a BP, on a VHR sub-bottom profile (SBP) n° GH2-SDS-047A, acquired during GHASS-2 cruise (2021). SBP location is reported in Figure V.3B. 15A.: The base of MTD-C is, depending on areas either erosive (underlined in red, erosional truncations represented by black arrows), either it evolves to a stratigraphic detachment layer, characterised by a conform and continuous reflector (basal surface underlined in black). MTDs unit are characterised by transparent facies in comparison with non-affected bedded sediment succession, as shown in the insert 15B.. Notice that this MTD is the thinnest that we mapped (3 m in average). It is only visible on SBP data. Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in Figure V.4C. 143
- Figure V.16: 16A. Spatial distribution of MTDs related to sliding event C (coloured in yellow). The major head-scarps are digitalized in yellow (bold lines). Dashed black lines and white arrows represent respectively major and local directions of mass wasting. Major sliding axes are represented in dashed black lines. 16B. : Isochron map of MTDs-D obtained by subtracting the basal surface and the top of MTDs-C units. The thickness colour-scale is in metres. Twtt has been converted in depth considering a water velocity of 1480 m/s provided from in-situ measurements in GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). White lines in Figure V.16B. represent the limits of lateral extension of MTDs-C defined by the Figure V.16A.. Information about interpolation calculation are detailed in the manuscript (3.3.2. Digital terrain models of landslides). .. 144
- Figure V.17: Diagram representing the chronology of the different sliding events in the study zone and details of units and basal stratigraphic detachment surfaces identified on seismic data. Note that it's a schematic view of the entire study zone. Reflectors R(X) correspond to the first deposits non-affected by successive landslides and give the maximum age of the sliding event (i.e. Figs. V.4 and 6). Basal surfaces are represented by erosive surfaces in the failure areas which cross-cut the seismic units U(X). Identified reflectors D(X) act as detachment surfaces along stratigraphic plans, and may have activated several times

- for different sliding events; In this case, orders (small numbers) are assigned for each detachment plan with corresponding slide colour. For example, D2 can be used as detachment plan firstly during the sliding event A (1) and later somewhere else by sliding event B (2). Six major stratigraphic detachment plans have been identified on the study zone. Note that some of them as D4 and D5 correspond to equivalent R(2) and R(3). The ages correspond to the dating of R2, R3, R4 extracted from core GAS-CS01 (Fig. V.6). ... 145
- Figure V.18 : Slope map of the north-western Black Sea margin, highlighting high slope angle along the different canyons incisions. We can note the local high value left by the sliding head-scarps. The location of the head-scarps are represented with black lines..... 147
- Figure V.19: 19A. The timing of sliding event activation in comparison with the Black Sea-level curve since the LGP; the sea-level curve is provided by Constantinescu et al. (2015), modified by Soulet et al. (2011a). They define the lowstand period between -28 ka and -20 ka, with a sea-level of ~120 m below the present-day level. Sea-level rise episode related to the Fennoscandian glaciers melting discharge between -17.2 ka and -15.7 ka (Soulet et al., 2013; Constantinescu et al., 2015; Toucanne et al., 2009), followed by an important evaporation stage with a possible last sea-level fall between -100 m and -120 m (Matsoukas et al., 2007, Soulet et al., 2011, Constantinescu et al., 2015). Finally, the last sea-level rise in response to the last global interglacial warming occurred in the upper Pleistocene and Holocene, induced by the reconnection of the Black Sea with the Mediterranean Sea. Sliding event B and sliding event C occurred during the lowstand period. Sliding event D, the youngest, is synchronous with the lake-to-marine transition due to the last sea-level rise, when the Black Sea freshwater lake evolved to an open marine basin environment through flooding of the Bosphorus strait. 19B. : The flood frequency (Black indented curve), measured in previous study along the Core GAS-CS01 (Martinez-Lamas et al., 2020) is based on both the flood frequency and the Sediment Accumulation Rate (SAR) of the Danube River (Figure V.S1 in Supplementary Data) interpreted as periods of enhanced flux of sediment-laden meltwater on the northwest Black Sea margin. The vertical light orange bars highlight the timing for the F5 (32,500 to 30,500 cal a BP), F4 (29,000 to 27,500 cal a BP), F3 (25,300 to 23,800 cal a BP), F2 (22,300 to 19,000 cal a BP) and F1 (17,200 to 15,700 cal a BP) flood events, already investigated by Martinez-Lamas et al., (2020). HS refers to Heinrich Stadials; YD refers to the Younger Dryas cold event; BA refers to the Bølling-Allerød Interstadial; GS refers to the Greenland Stadials. 151
- Figure V.20: Synthetic representation of the extent of slides related to sliding event A (pink), B (blue), and C (yellow). The GH destabilisation zone (GHDZ) defined between the upper limits of GHSZ predicted for LGP (transparent black zone) and present-day (bold black line) is shown in white. The upper limits of predicted GHSZ, provide from Fabre et al. (submitted) modelling, have been projected on the bathymetry. The map indicates that excluding isolated landslides located along a regional scarp at ~700 and 800 mbsl, all sliding events activated at least above the upper limits of the predicted GHSZ, and inside the GHDZ defined between the LGP and the present-day. 154
- Figure V.21: Conceptual model representing the evolution of the GHSZ since the last glacial period given by the position of a double BSR (from Fabre et al., submitted), and proposition of sliding mechanisms to explain the sliding stages A, B (II.a) and C (II.b)..... 156
- Figure V.S1: A.: Evolution of sediment accumulation rates (SAR) (m/kyr) at site GAS-CS01, measured along the core GAS-CS01. B. Evolution of sediment accumulation rates (SAR) (m/kyr) at site GAS-CS01, estimated since the last 33,500 years. 161

Chapitre VI

- Figure VI.1: Carte de la profondeur du BSR par rapport au fond marin, sur la marge nord-ouest de la mer Noire, issue du pointé effectué sur les données de sismiques multi-résolution (missions GHASS & GHASS 2). Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau y ont été surimposées (point gris). La limite supérieure observée du BSR a été reportée sur la bathymétrie par un trait noir plein. L'équidistance des courbes de niveaux est de 50 m. La carte en bas à droite représente la profondeur absolue du BSR obtenue à partir de l'isochrone du BSR, elle donne une indication sur la couverture de pointé du BSR. Cette carte est disponible au format A3 en Annexe A5 du chapitre III. 170
- Figure VI.2 : Carte de la profondeur du toit du gaz par rapport au fond marin, sur la marge nord-ouest de la mer Noire, issue du pointé effectué sur les données de sismiques multi-résolution (missions GHASS & GHASS 2). Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau y ont été surimposées (point gris). Le biseau des hydrates, obtenu à partir de la terminaison de la position observée du BSR sur les données sismiques est représenté par un trait noir épais, et distingue le domaine de gaz libre et le domaine de

stabilité des hydrates. La carte de pente utilisée correspond à une compilation des données GHASS, GHASS2 et EMODNET. La carte non interpolée en A3 est disponible en Annexe A6 du Chapitre III Matériels et Méthodes.	171
Figure VI.3 : Définition des différents secteurs que nous proposons de commenter. La limite de stabilité des hydrates de gaz est indiquée par le trait continu plein, les anomalies acoustiques reconnues dans les données colonne d'eau en jaune (données GHASS et GHASS 2). La carte de pente utilisée correspond à une compilation des données GHASS, GHASS2 et EMODNET. Les failles du domaine de plateau continental ont été surlignées en noir.	172
Figure VI.4 : série stratigraphique de référence de la zone d'étude. Les unités datées correspondent aux unités U3, U4, et U5, déposées depuis le dernier glaciaire, contrairement aux unités non datées U2, U1 et U0 plus anciennes (Figure modifiée et tirée du chapitre V).....	174
Figure VI.5 : corrélation des réflecteurs régionaux R2, R3, R4 et des unités stratigraphiques identifiées ; basée sur les travaux de corrélation réalisée avec la carotte CS01, localisée sous le rebord de plateau (Figure modifiée et tirée du chapitre V). La numérotation des unités I, II, et III de Ross et Degens, 1974 a également été reportée.....	174
Figure VI.6 : Zoom sur la bathymétrie du secteur « transition » (données GHASS et GHASS 2). La langue grise représente la zone d'épaississement du glissement, marquée par des monticules sur le fond marin. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points jaunes (données GHASS et GHASS 2). La terminaison supérieure de la ZSHG, donnée par le biseau du BSR sur le fond marin est indiquée par un trait noir continu et plein. Sur cette figure a été reportée d'un trait rouge la localisation du profil présenté en Figure VI.7.	175
Figure VI.7 : Profil référence du secteur transition. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.6. Les encarts permettent de zoomer sur les hauts bathymétriques faillés dans le domaine de gaz libre (encarts 1 et 2) et dans la zone à hydrates (encarts 3 et 4).	177
Figure VI.8 : Carte de la position du toit du gaz par rapport au fond marin zoomée sur le secteur « transition ». Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau (données GHASS et GHASS 2) sont représentées par des points gris. Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III). Le biseau des hydrates correspond à la terminaison supérieure du BSR observé sur les données sismiques.	177
Figure VI.9 : Détail de la figure VI.7. Indices de présence de gaz et comportement du gaz à la transition entre le domaine de gaz libre et la ZSHG. Notons la présence des failles à l'aplomb des antifformes, associées à des sorties de fluides seulement dans le domaine de gaz libre.	179
Figure VI.10 : Détail de la figure VI.7. Indices de présence de gaz et comportement du gaz dans le domaine de gaz libre. Les sorties de fluides, sont associées à la remontée du toit du gaz dans les antifformes, indiquées par la présence de colonnes acoustiques dans lesquels peuvent être identifiés des déformations de réflecteurs par effets de pull-downs. Notons que le toit du gaz reste coincé sous le réflecteur R2 avant d'être expulsé vers le fond.	180
Figure VI.11 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « transition », le long d'un profil longitudinal à la pente.	181
Figure VI.12 : Caractérisation géophysique des structures antifformes dans ce secteur, par Colin et al., 2020a La localisation du profil PL03PR06 utilisé (données GHASS) est reportée sur la figure VI.8.....	182
Figure VI.13: Zoom sur la bathymétrie du secteur « haut de pente » (données GHASS et GHASS 2). Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points jaunes (données GHASS et GHASS 2). La terminaison supérieure de la ZSHG, donnée par le biseau du BSR sur le fond marin est indiquée par un trait noir continu et plein. Sur cette figure ont été reportées de traits rouges les localisations des profils présentés en Figures VI.14 et VI.16.	185
Figure VI.14 : Profil référence du secteur haut de pente. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.13. Les encarts 1 et 2 permettent de zoomer sur les failles identifiées au sommet des zones interfluves. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.....	187
Figure VI.15 : Carte de la position du toit du gaz par rapport au fond marin zoomée sur le secteur « haut de pente ». Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau (données GHASS et GHASS 2) sont représentées par des points gris. Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III). Le biseau des hydrates correspond à la terminaison supérieure du BSR observé sur les données sismiques.	187

Figure VI.16 : Indices de présence de gaz sur deux profils sismiques HR du secteur « haut de pente ». La localisation des deux profils est indiquée sur la figure VI.15. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.	189
Figure VI.17 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluides dans le secteur « haut de pente », le long d'un profil transverse par rapport à la plus grande pente.	190
Figure VI.18 : Zoom sur la bathymétrie du secteur « incisions » (données GHASS et GHASS 2). Les cicatrices de glissements ont été tracées en trait noir gras pour les cicatrices issues de glissements survenus avant -33.5 ka et en trait fins pour les cicatrices issues de glissements survenus postérieurement à -33.5 ka. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points jaunes (données GHASS et GHASS 2). Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III) ; par exemple l'absence de panaches à la tête du canyon Viteaz s'explique par le manque de données dans ce secteur. La terminaison supérieure de la ZSHG, donnée par le biseau du BSR sur le fond marin est indiquée par un trait gris continu et plein. Sur l'encart 18a ont été reportées de traits blancs les localisations des profils présentés en Figures VI.19, VI.20, VI.21, VI.22.	192
Figure VI.19 : Profil référence du secteur « incision » par les canyons. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.18. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.	194
Figure VI.20 : Profil référence du secteur « incision » affecté par les glissements anciens, avec indices de remontée du gaz. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.18. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.	195
Figure VI.21 : Profil référence du secteur « incision » affecté par les glissements récents, avec indices de remontée du gaz. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.18. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.	195
Figure VI.22 : Profil référence du secteur « incision » affecté par les glissements récents, avec indices de remontée du gaz. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.18. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.	196
Figure VI.23. Proposition de schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « incisions ».	197
Figure VI.24 : Zoom sur la bathymétrie du secteur « plateau » (données GHASS et GHASS 2). Les failles sont représentées en noir. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points gris (données GHASS et GHASS 2). Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III) ; Les traits jaunes représentent les localisations des profils présentés en Figures VI.25, VI.26, VI.28, VI.29. Le site de la plongée Nautile présenté dans la suite de ce manuscrit (Figure. VI.30) figure dans l'encart en haut à droite de l'encart b.	200
Figure VI.25 : A : Profil HR décrivant la géométrie des unités sismiques depuis le rebord de plateau au plateau. Les unités profondes U0, sont tronquées par la surface d'érosion S2. Les unités U3, U4, post-R2 (réflecteur rose) se biseautent en onlaps sur le rebord de plateau marquant le paléo-rivage au dernier bas niveau. Sur le plateau, des faciès de remplissage comblent les incisions laissées par un système deltaïque probablement actif en bas niveau marin lorsque le plateau était alors immergé. Notons qu'une atténuation du signal acoustique masque partiellement l'imagerie en profondeur, liée à la présence du gaz, et où le toit du gaz devient de plus en plus superficiel depuis les domaines de pente vers le plateau. B : Signature acoustique du plateau sur les données de sondeur de sédiments. On y retrouve les unités U0 stratifiées profondes tronquées par S2, les unités de remplissage transparentes. Le toit du gaz, marqué par une interface à fort contraste est tronqué par S2, où une morphologie en dépression se dessine sur le fond. A l'ouest du profil, des failles normales décalent les compartiments vers le bas. Les localisations des profils sont indiquées en Figure VI.24.	201
Figure VI.26 : Détail de la présence d'éventails sédimentaires au contact de certaines failles, témoignant d'un remplissage sédimentaire syn-tectonique. La localisation du profil est indiquée en Figure VI.24.	202
Figure VI.27 : Carte de la position du toit du gaz par rapport au fond marin zoomée sur le secteur « plateau ». Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau (données GHASS et GHASS 2) sont représentées par des points gris. Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III).	202
Figure VI.28 : Profils références choisis pour décrire le secteur « plateau » sur lesquels ont été ajoutés les indices de présence de gaz (profil A présenté en figure VI.25). Le toit du gaz se caractérise par une interface à fort contraste qui suit globalement la stratification. Quelques variations de profondeurs de second ordre	

latéralement explique néanmoins l'aspect irrégulier du toit du gaz relevé sur la figure VI.27. Les failles tronquent latéralement le toit du gaz et libèrent du gaz, attesté par la présence d'anomalies acoustiques dans la colonne d'eau. Notons que le site B de la dépression se situe à l'emplacement du biseau du toit du gaz sur le fond marin. Les localisations des profils sont indiquées en figure VI.27.	204
Figure VI.29 : Remontées locales du toit du gaz au contact du mur des failles (compartiment surélevé). La localisation du profil est indiquée en figure VI.27.	205
Figure VI.30 : Plan de route vue en coupe (en haut) et en plan (à gauche) de la plongée exploratoire Gh2_PLNAUT3 avec le submersible Nautille (mission GHASS-2) et opérations réalisées (prélèvements de gaz (PEGAZ) et de roches). Au milieu : Bathymétrie laissant apparaître le site de faille A et le site B de la dépression. A droite : Bathymétrie sur laquelle ont été ajoutées les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau.	206
Figure VI.31 : planche photographique de la plongée Gh2_PLNAUT3.	208
Figure VI.32 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « plateau », le long d'un profil longitudinal par rapport à la pente et transverse aux systèmes de failles du plateau.	209
Figure VI.33 : Zoom sur la bathymétrie du secteur « crête » (données GHASS et GHASS 2). Les escarpements sont représentés par des pointillés noirs. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points gris (données GHASS et GHASS 2). Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III) ; Les traits jaunes représentent les localisations des profils présentés en Figures VI.34 et VI.35.	211
Figure VI.34 : Profil THR (SYSIF) reflétant la géométrie du secteur de la crête. Les 2 failles représentées en pointillés rouges décalent les unités U0 profondes (U0-1). Au-dessus, les unités sont affectées par de nombreux processus érosifs liés aux dépôts de MTDs mais ne sont pas décalées par les failles 1 et 2. Le BSR et le toit du gaz sont représentés en vert.	212
Figure VI.35 : Carte de la position du toit du gaz par rapport au fond marin zoomée sur le secteur de la « crête ». Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau (données GHASS et GHASS 2) sont représentées par des points gris. Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III). Le biseau des hydrates correspond à la terminaison supérieure du BSR observé sur les données sismiques.	213
Figure VI.36 : Indices de présence de gaz sur le profil HR référence du secteur de la « crête ». La présence d'un BSR bien marqué et les réflexions associées de forte amplitude à sa base indique une accumulation de gaz libre sous la zone à hydrates. La remontée du toit du gaz à l'aplomb des deux failles s'exprime par deux zones sourdes verticales associées à une disparition ponctuelle du BSR. En surface cette remontée du toit du gaz s'exprime par des fortes amplitudes en sub-surface et des sorties de fluide.	214
Figure VI.37 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « crête ».	215
Figure VI.38 : Caractérisation géophysique du système à hydrates dans le secteur de crête et interprétations tirées de Ker et al. (2019). A : Le modèle de vitesses d'intervalles met en évidence la présence d'une inversion de vitesses sous le BSR (vitesses < 1500 m/s) indiquant la présence de gaz libre sous la couche d'hydrates. B : interprétation des différents domaines de gaz libre, hydrates et mise en évidence de la coexistence d'hydrates et de gaz libre le long des failles.	216
Figure VI.39 : a) Zoom sur la bathymétrie du secteur « volcans » (données GHASS et GHASS 2). Un paléo-chenal est délimité par des pointillés noirs. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points gris (données GHASS et GHASS 2). Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III) ; Les traits rouges représentent les localisations des profils présentés en Figures VI.40, VI.41, et VI.43. b) profil bathymétrique des deux cratères.	217
Figure VI.42 : Carte de la position du toit du gaz par rapport au fond marin zoomée sur le secteur « VOLCANS ». Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau (données GHASS et GHASS 2) sont représentées par des points jaunes. Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III). Le biseau des hydrates, représenté par un trait noir plein, correspond à la terminaison supérieure du BSR observé sur les données sismiques.	220
Figure VI.43 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluides dans le secteur des « volcans de boue », le long d'un profil longitudinal à la pente.	222
Figure VI.44 : Schéma résumant le fonctionnement du système fluides de la marge nord-ouest de la mer Noire. Il replace les principaux vecteurs de fluides, de stockage, et d'expulsion des fluides sur le fond identifiés à	

travers les différents secteurs et décrits dans le chapitre VI. Le schéma n'est pas à l'échelle et n'est pas voué à reconstituer le profil de pente réel.	232
Figure VI.45 : Evolution des paléo biseaux de ZSHG reportés sur la bathymétrie, issus des résultats de modélisation présentés en chapitre IV de ce manuscrit. La limite supérieure observée de l'actuel BSR est représentée en trait plein de couleur noire. Les sorties de fluide apparaissent sous forme de points gris.	233
Figure VI.46 : Photographie de la carotte GAS2-CS08, et caractérisation géotechnique des sédiments issue des données de pénétrromètre Gas2-CPTu11-02, associée au profil GAS_SDS168A (Figure VI.28).....	234

Chapitre VII

Figure VII.1: Evolution et tendances enregistrées de la ZSHG depuis -33.5 ka. Les couleurs représentent les biseaux des hydrates successifs modélisés à des âges différents (voir légende). Sur cette figure ont été ajoutées les positions des cicatrices de glissements identifiées comme s'étant activées depuis -33.5 ka sur la marge nord-ouest de la mer Noire.....	239
---	-----

CHAPITRE I

INTRODUCTION & CONTEXTE SCIENTIFIQUE

I. INTRODUCTION

I.1. Enjeux de l'étude : les marges continentales, puits et sources de carbone

Les concentrations de CO₂ et de CH₄ dans l'atmosphère terrestre, enregistrées depuis 800 ka à partir des carottes de glaces prélevées en Antarctiques, montrent une hausse de 50% pour le CO₂ et de 150% pour le CH₄ depuis l'ère industrielle (Agence de Protection Environnementale américaine, 2015) (Fig. I.1). Soulevé par l'évaluation du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat (GIEC, 2013), le méthane (CH₄) est un gaz qui a un pouvoir à effet de serre 25 fois supérieur à celui du dioxyde de carbone à l'échelle d'un siècle. Bien que son temps de résidence dans l'atmosphère est moindre par rapport à celui du dioxyde de carbone (CO₂) (Ruppel et Kessler, 2017), cette augmentation des concentrations absolues de méthane depuis le milieu du vingtième siècle et le fort réchauffement radiatif associé à ce gaz justifient le rôle prépondérant accordé aux origines du méthane dans les discussions sur le réchauffement. Un modèle interactif réalisé à partir de données mesurées par des capteurs atmosphériques sur l'année 2021 (Sweeney et al., 2022) rend compte des émissions globales de méthane, toutes sources confondues anthropiques ou naturelles, à l'échelle de la planète (NASA's Scientific Visualization Studio : <https://svs.gsfc.nasa.gov/5116>).

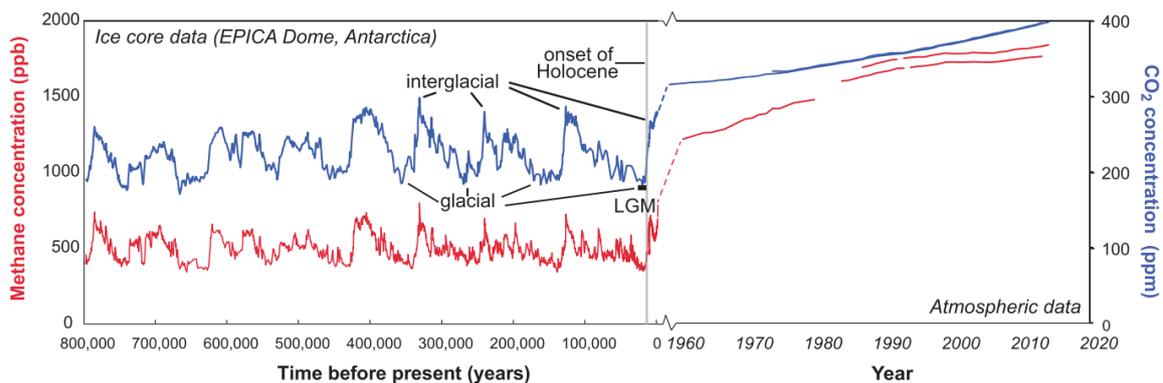


Figure I.1 : Concentrations de méthane et de dioxyde de carbone mesurées dans l'atmosphère depuis 800 ka, d'après l'Agence de Protection de l'Environnement américaine (2015). Les données profondes proviennent de l'analyse de carotte en Antarctique (projet EPICA). Notez les différences d'échelles de temporelles.

Parmi les sources naturelles de gaz, les marges continentales de par leur géologie et localisation à la transition continent/océan sont le lieu d'accumulation de quantité de sédiments, qui piègent une part importante de matière organique. La matière organique se

dégrade pour former du gaz, soit sous l'action d'une activité microbienne intense (Floodgate et Judd, 1992 ; Schultz et al., 2015 ; Michel, 2017), soit par craquage thermique de cette même matière organique sous la pression et la chaleur si les conditions d'enfouissement sont suffisantes (Tissot et Welte, 1984). Une production de gaz à la fois biogénique en surface et/ou thermogénique dans les sédiments profonds, implique que les marges constituent d'importants réservoirs de gaz naturels.

A partir d'une certaine profondeur d'eau, les conditions de haute pression et de basse température sont idéales pour la formation d'«hydrates de gaz» dans les sédiments marins des pentes continentales (Minshull et al., 2020). Cette forme solide et hautement concentrée du gaz qui réside dans les sédiments marins se présente sous la forme d'une matrice rigide de glace, appelée aussi clathrates (Davy, 1811), qui cristallise en piégeant les bulles de gaz naturellement présentes dans les sédiments (Sloan et Koh, 2007). Sans modification des conditions de pression et de température inhérentes à leur formation, les hydrates sont stables. Différentes formes d'hydrocarbures ou de gaz peuvent être associées à ces systèmes (le CO₂, le H₂S, et le CH₄, ou encore des gaz plus lourds tels que l'éthane ou le propane), néanmoins, le méthane est de loin le gaz prédominant piégé dans les clathrates (Ruppel et Kessler, 2017). Les estimations de la quantité de CH₄ séquestrée dans les gisements d'hydrates ont varié de plusieurs ordres de grandeur au cours des quatre dernières décennies (Kvenvolden 1988 ; Laherrere, 1999, Kluda et Sandler, 2005 ; Milkov, 2004). L'une des raisons pour lesquelles les premières estimations étaient élevées est que les chercheurs partaient généralement du principe que toute la porosité potentielle de la Zone de Stabilité des Hydrates de Gaz (ZSHG) était saturée d'hydrates. Les dernières études (Boswell et Collett (2011)), basées sur un examen exhaustif de programmes de forage, s'accordent à dire que ~1500 Gigatonnes de carbone sont contenues dans les hydrates de gaz mondiaux. Cette dernière estimation implique que les hydrates séquestrent ~15 % du carbone total de la Terre (comprenant celui des sols, du biotope terrestre, des combustibles fossiles, des zones humides) et qu'ils participent grandement au stockage de méthane.

Les études des fonds océaniques menées depuis les 50 dernières années, par la communauté scientifique ont permis de mettre en évidence une présence d'hydrates de gaz sur presque toutes les marges continentales du monde (Fig. I.2).

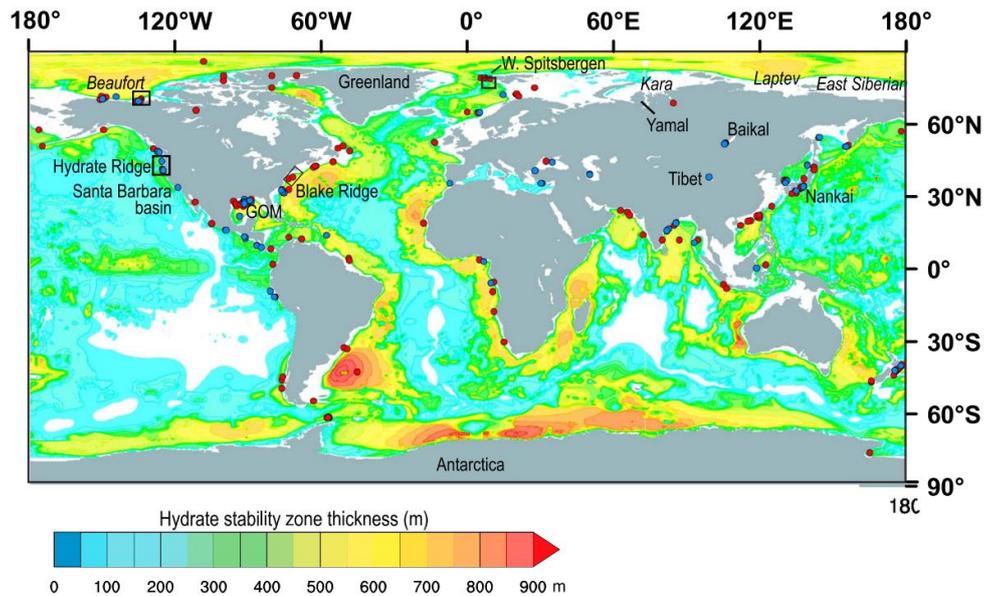


Figure 1.2 : Épaisseur de la zone théorique de stabilité des hydrates de gaz (ZSHG) calculée par Kretschmer et al. (2015) comme carte de base, avec superposition des prélèvements d'hydrates de gaz connus (échantillons récupérés/photographies ; cercles bleus) et des hydrates de gaz suspects (sur la base de diagraphties de puits ou de marqueurs géophysiques tels que des réflecteurs sismiques simulant le fond (BSR) à la base de la stabilité des hydrates de gaz ; cercles rouges). Notez que la répartition des hydrates de gaz est généralement hétérogène dans la zone de stabilité, et les hydrates de gaz ne sont que rarement présents sur toute l'épaisseur de la zone de stabilité ; figure tirée de Ruppel et Kessler (2017).

De ce fait, de nombreux systèmes à hydrates sont aujourd'hui étudiés à travers le monde (Minshull et al., 2020 et références associées) ; ceux-ci comptent par exemple, quelques chantiers historiques focalisés en Europe, sur la marge norvégienne (e.g. Andreassen et al., 1990; Mienert et al., 2001; Vanneste et al., 2005; Westbrook et al., 2009; Vadakkepuliymbatta et al., 2017), sur la marge Est Méditerranéenne (Pape et al., 2010; Praeg et al., 2011; 2017) sur la marge Sud ibérienne et l'ouest africain (Somoza et al., 2012; Mazurenko et al., 2002; Sultan et al., 2007), mais aussi en bordure du continent Nord-américain (Riedel et al., 2006; Ruppel, 1997; Gorman et al., 2002; Nimblett et Ruppel, 2003) et Atlantique Sud (Praeg et al., 2022 et références associées), ou encore dans le lac Baikal (De Batist, 2002; Vanneste et al., 2002). L'ensemble des études impliquent que du gaz est produit globalement partout le long des bordures océaniques, et mettent en évidence que la dynamique du « système fluides », incluant les hydrates & le gaz libre, thermodynamiquement interdépendants, peut être à l'origine de processus de dégazage sur les fonds marins. Les zones de dégazage sur le fond marin s'étendent en amont de la zone à hydrates, et se concentrent plus généralement à la terminaison supérieure des hydrates sur le fond de mer, dans une zone davantage sensible aux variations environnementales, appelée zone de

« biseau des hydrates » (Talukder, 2012 ; Skarke et al., 2014 ; Vadakkepuliymbatta et al., 2015 ; Ketzer et al., 2020 ; Riedel et al., 2021 ; Davies et al., 2021). Plus rarement, des émissions de gaz peuvent avoir lieu à l'intérieur de la zone à hydrates, suggérant des différences de nature de fluides et d'intensité de flux (Gorman et al., 2002 ; Judd et Hovland 2009; Haacke et al., 2009 ; Xu et Ruppel 1999 ; Crutchley et al., 2013 ; Wu et al., 2021).

L'évolution des conditions environnementales passées (changements du niveau marin et des températures), conditionnée par l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires a modifié au niveau global l'équilibre de stabilité des hydrates, et de manière interdépendante la distribution des zones d'expulsion du gaz (Nisbet & Piper, 1998 ; Phrampus & Hornbach, 2012 ; Mienert et al., 1998 ; Andreassen et al., 2007). Les deux paramètres de pression et de température, inhérents à la stabilité des hydrates entrent alors en concurrence; Par conséquent, les hydrates lorsqu'ils cristallisent, jouent le rôle dans le stockage d'une partie du gaz présent dans les sédiments, ou en se déstabilisant re-larguent de grandes quantités de gaz vers les océans (Andreassen et al., 2017 ; Davies et al., 2017).

A la fin de la dernière ère glaciaire, la remontée du niveau marin global de plus de 120 m (Fairbanks, 1989 ; Peltier and Fairbanks, 2006), associée à un réchauffement des océans (Dyke et al., 2002 ; Clark et al., 2009) rend les hydrates particulièrement vulnérables. Alors que la perturbation de pression associée à l'élévation du niveau de la mer se répercute assez rapidement sur les fonds marins et sur les modifications de l'extension de la ZSHG, en revanche, l'impact des changements de température du fond marin sur les hydrates enfouis en profondeur peut être retardé de plusieurs centaines voire milliers d'années (Ruppel et Kessler 2017 et références associées). Par conséquent, les effets de pression associés à une hausse du niveau marin amènent la zone à hydrates à se mettre progressivement à l'équilibre en formant une couche pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseurs sous le fond marin. La mise à l'équilibre de ces paramètres de pression-température explique pourquoi la plupart des systèmes à hydrates qui s'étendent actuellement sur les marges continentales à l'échelle mondiale semblent pseudo-stables, où seuls des ajustements mineurs de la ZSHG sont observés en raison de l'équilibrage thermique en cours, et interviennent préférentiellement à des faibles profondeurs où les variations de températures se produisent avec des amplitudes plus élevées (Vanneste, 2000 ; Vogt et Jung, 2002 ; Mienert et al., 2005; Ruppel, 2011 ; Mestdagh et al., 2017).

Finalement peu d'études aujourd'hui démontrent une dissociation des hydrates comme résultante du réchauffement contemporain (i.e. associé à l'augmentation des concentrations de méthane depuis la fin du 20ème siècle (Fig. I.1)). Si une dissociation est constatée, elle survient dans des cas précis. Dans les hautes latitudes, soumises à la fonte de la calotte glaciaire, des processus de ré-équilibre isostatique, par diminution de pression peuvent localement générer la déstabilisation d'hydrates (Crémière et al., 2016 ; Wallmann et al., 2018). Dans d'autres cas, un réchauffement des eaux intermédiaires, associé à des perturbations de la North Atlantique Oscillations (NAO) en Arctique (Westbrook et al., 2009 ; Ferré et al., 2012), au dérèglement de puissants courants océaniques dans l'hémisphère Nord tels que le Gulf Stream (Phrampus et Hornbach, 2012) ou le Antarctic Intermediate Waters (AAIW) dans l'hémisphère Sud (Ketzer et al., 2020), sont également mentionnés comme étant à l'origine d'une dissociation actuelle des hydrates.

La dissociation des hydrates est un processus avec des enjeux environnementaux majeurs; la libération du gaz intervenant dans l'enrichissement des océans en méthane et donc à leur acidification. L'étude des échappements de gaz dans l'hydrosphère/atmosphère et de la dynamique des hydrates, qui stocke ou libère le gaz dans les sédiments, répond ainsi à d'importantes préoccupations sociétales.

I.2. Impacts sociétaux

I.1.1. Les interactions hydrates/climat

La grande quantité de carbone piégée sous forme d'hydrates de gaz au niveau mondial contribue à la perception que leur dissociation, générant la libération de quantités significatives de méthane dans l'océan voire dans l'atmosphère, est une menace potentielle qui s'ajoute au réchauffement de la planète. Une perception renforcée par l'idée que 1 m³ d'hydrate de gaz peut contenir jusqu'à 164 m³ de méthane (Kvenvolden, 1998). Cette contribution potentielle des hydrates à l'intensification du réchauffement climatique a conduit certains scientifiques à avoir une vision catastrophiste de l'évolution des réserves mondiales de méthane contenues dans les sédiments marins (Dickens, 2001 ; Kennett et al., 2003 ; Archer et al., 2009 ; Biastoch et al., 2011). Mais cette théorie du « Clathrate Gun », proposée pour la première fois par James Kennett en 2003 a cependant ses contradicteurs.

Plusieurs études mettent en garde sur cette hypothèse d'un scénario d'emballlement climatique à des échelles de temps humaines. Les hydrates jouent premièrement le rôle de modulateur dans le stockage de méthane, mais lorsqu'ils ne sont pas à l'équilibre, une dissociation des hydrates ne serait pas instantanée (Berndt et al., 2014). La réaction endothermique (qui libère du froid) associée à la fonte des hydrates (Gupta et al., 2008 ; Circone et al., 2005) ou encore la génération de suppressions excessives à la base de la ZSHG retarderait le processus de dissociation (Sultan et al., 2007 ; Ker et al., 2019 ; Colin et al., 2020b). L'état transitoire d'un système à hydrates et sa mise à l'équilibre est donc de plus en plus perçue comme un processus lent, s'autorégulant, et dont les effets seraient peu perceptibles à l'échelle du siècle (Ruppel et Kessler, 2017).

Deuxièmement, compte tenu de l'existence de puissants puits à carbone à la fois dans les sédiments et dans l'océan, probablement peu de ce méthane issu de la dissociation d'hydrates atteindrait l'atmosphère (Hinrichs et Boetius, 2003 ; McGinnis et al., 2006 ; Reeburgh, 2007 ; Fisher et al., 2011). Lors de la déstabilisation des hydrates, le dégazage de méthane peut être compensé (1) par réduction des sulfates dans les sédiments (Ketzer et al., 2020 ; Boetius et al., 2000), dans laquelle le méthane est consommé par des processus microbiens (e.g. Malinverno et Pohlman, 2011), et (2) par oxydation et dissolution du méthane en présence d'oxygène dans la colonne d'eau (Gentz et al., 2014). Dans le sous-sol, les caractéristiques physiques des sédiments marins (sédiments de faible perméabilité), couplées à la présence de pièges structuraux conditionnent également la dynamique de migration du gaz (Liu et Flemings, 2007 ; Nimblett et Ruppel, 2003). Quelques études montrent cependant des cas de passage du méthane dans l'atmosphère : Pour surmonter l'épaisseur de la colonne d'eau qui sert de frein au transfert de gaz vers la surface, le flux de méthane libéré sur le fond marin doit soit, être suffisamment conséquent (Krey et al., 2009), soit être émis dans de faibles tranches d'eau (<100 m) (Schmale et al., 2005 ; McGinnis et al., 2006 ; Shakhova et al., 2010). Par conséquent, seule une libération catastrophique de bulles de gaz peut contribuer de manière significative au transport direct du méthane des suintements d'eau profonde (> 100 m) vers l'atmosphère (St. Louis et al., 2000 ; McGinnis et al., 2006).

1.1.2. Les interactions hydrates/instabilités de pente

De nombreuses études se sont intéressées dès les années 1990 et 2000, à comprendre la relation qui pouvait exister entre la dissociation des hydrates et le déclenchement de

glissements sous-marins (e.g. Maslin et al., 2004). Une telle relation a été proposée pour la première fois par McIver en 1982 puis Kvenvolden en 1993 et souvent suggérée pour expliquer l'existence des glissements observés sur les marges continentales du monde entier (Dillon et al., 1998 ; Dugan et Flemings, 2000 ; Mienert et al., 2001 ; Kayen et Lee 1991 ; Chabert et al., 2011). Elle se base sur l'idée que la déstabilisation des hydrates, en transformant l'hydrate solide en gaz libre et en eau, augmente la pression des fluides interstitiels dans les sédiments, réduisant la stabilité de la pente et déclenchant des ruptures de pente potentiellement tsunamigènes (Dickens 2001 ; Hornbach et al., 2004). Le glissement de grande ampleur de Storegga survenu il y a 8,2 ka sur la marge norvégienne, a été cité très tôt comme un candidat potentiel pour ce mécanisme (e.g. Henriet et Mienert, 1998 ; Bouriak et al., 2000 ; Mienert et al., 2001 ; Karstens et al., 2018) en réponse au réchauffement survenu à la fin de la dernière ère glaciaire. Malgré deux décennies de recherche (e.g. Henriet et Mienert, 1998 ; Hafliðason et al., 2002, 2004 ; Jung et Vogt, 2004 ; Karstens et al., 2023), aucune preuve concluante n'a été apportée sur le fait que la dissociation des hydrates a été le premier facteur de déclenchement de ce glissement sous-marins, et où certains soulèvent la complexité de pointer du doigt une source unique à l'origine des glissements sur les pentes des marges passives, où plusieurs processus (sédimentaire, érosif, tectonique, ou fluides) peuvent interagir.

En résumé, la contribution du méthane, provenant du sous-sol marin, au réchauffement climatique et aux aléas gravitaires est une préoccupation mondiale. Ces systèmes sont tellement complexes avec beaucoup de variables à prendre en compte qu'il est encore aujourd'hui très compliqué et difficile de répondre à ces questions.

1.3. La mer Noire : un laboratoire pour l'étude d'un système fluides en déséquilibre

La mer Noire est un bassin semi-isolé très riche en gaz naturel, notamment du fait des grandes quantités de matière organique accumulées dans les sédiments, en partie déposées à l'embouchure des grands fleuves du Nord-Ouest qui drainent de très grands bassins versants. La spécificité de la mer Noire vient du fait qu'elle ait été déconnectée de l'océan global (i.e. la Méditerranée) durant une grande partie de son histoire géologique, en réponse aux cycles climatiques. Durant les cycles glaciaires, l'étroitesse et la faible profondeur d'un seuil bathymétrique au sud-ouest connu comme l'actuel détroit du Bosphore, suffisent à la

mer Noire pour évoluer comme un immense lac continental lorsque le niveau marin global se trouvait en dessous du seuil de ce détroit (Schrader 1979). La connexion actuelle de la mer Noire à la mer Méditerranée est donc uniquement le fait du haut niveau marin qui caractérise notre interglaciaire (Soulet et al., 2011).

Dans ce contexte, les études portant sur son histoire hydrologique ont mis en évidence l'extrême sensibilité du bassin de la mer Noire aux changements climatiques brutaux de la dernière déglaciation (Soulet et al., 2011 ; 2013) et soulèvent notamment la rapidité de ces changements par comparaison avec l'océan ouvert (Malone et al., 2004). C'est ainsi qu'au cours des derniers 20 000 ans, des changements environnementaux majeurs, associés à la fin de la dernière période glaciaire ont été enregistrés en mer Noire (Erickson et Von Herzen, 1978 ; Soulet et al., 2011, 2013 ; Constantinescu et al., 2015 ; Riboulot et al., 2018). Bien que le délai de ré-ennoiement du bassin soit encore discuté (Ryan et al., 1997 ; Aksu et al., 2002 ; Lericolais et al., 2009 ; Soulet et al., 2011, 2013), Soulet et al. (2010) ont fixé la reconnexion avec la Méditerranée à 9 000 cal a BP, entraînant une hausse du niveau de la mer, avec environ 2 000 ans de retard par rapport au niveau global. Celle-ci s'est accompagnée d'un réchauffement des eaux de fond de 5°C en moyenne plus ou moins rapide selon les auteurs (Erickson et Von Herzen, 1978 ; Soulet et al., 2010) et d'une entrée massive d'eau salée dans le bassin (Soulet et al., 2010).

La découverte d'un vaste système fluides gaz libre/hydrate en cours de dissociation sur la marge ouest a été mis en évidence par différents auteurs (Ion et al., 2002 ; Popescu et al., 2006 ; Bialas et al., 2014; Ker et al., 2019) associée à des émissions de méthane en fond de mer (Naudts et al., 2006; Popescu et al., 2007; Starostenko et al., 2010; Vassilev and Dimitrov, 2002 ; Riboulot et al., 2017 ; Riedel et al., 2021). Leur déstabilisation interroge sur les processus en jeu en réponse aux changements des conditions du milieu enregistrés depuis le dernier glaciaire. La distribution des hydrates a été largement cartographiée sur le versant roumain de la mer Noire, à travers la présence d'un réflecteur simulant le fond de mer (Bottom Simulating Reflector) ou « BSR », qui représente l'interface actuelle entre le gaz libre et les hydrates en réponse à un contraste d'impédance élevé (Popescu et al., 2006, 2007 ; Haeckel et al., 2015 ; Zander et al., 2017 ; Riboulot et al., 2017 ; Ker et al., 2019 ; Colin et al., 2020; Marsset et al., 2022). Plus récemment, Riboulot et al. (2018) ont démontré l'impact de la salinisation de la mer Noire depuis son ré-ennoiement et plus particulièrement de la diffusion du sel dans les sédiments sur la déstabilisation des hydrates les moins profonds. Ces résultats

sont complétés par les résultats de modélisation de Ker et al. (2019), qui mettent en évidence la migration vers le large de la limite supérieure de la ZSHG depuis le dernier glaciaire.

En parallèle du déséquilibre actuel des hydrates, la pente continentale du secteur roumain est fortement incisée par la présence de nombreuses cicatrices de glissements qui persistent sur le fond marin (Riboulot et al., 2017). Leur distribution dans l'actuelle zone de dégazage, et leur contrôle sur l'alignement des sorties de fluides a très tôt questionné leur relation avec l'actuelle dissociation des hydrates (Riboulot et al., 2017 ; Popescu et al., 2004 ; Zander et al., 2018 ; Hillman et al., 2018, Marsset et al., 2022). Mais à ce stade, l'absence de datation de ces événements n'a pas permis d'être concluant quant à la relation réelle des glissements avec la déstabilisation des hydrates.

De ces constats, le système de la mer Noire apparaît donc comme étant un laboratoire de choix pour mieux comprendre (1) les effets d'un système à hydrates en déséquilibre notamment sur la stabilité d'une pente, (2) la dynamique des systèmes à hydrates soumis à des changements rapides et marqués des conditions environnementales (salinité, hauteur d'eau, température).

Le projet multi-disciplinaire GHASS (*Gas Hydrates, fluid Activities and Sediment deformations in the western Black Sea*), créé en 2015, et soutenu par l'Agence Nationale de la Recherche via l'ANR JC « Blame » portée par V. Riboulot, s'intéresse dans ce contexte à l'étude du cycle du méthane sur la marge roumaine de la mer Noire dans sa globalité depuis les compartiments « sédiments », « hydrosphère » jusqu'à celui de l'« atmosphère » (Fig. I.3). L'étude de ce système apparaît en effet comme cruciale pour la caractérisation de la quantité de méthane qui atteint la colonne d'eau, l'atmosphère et sa contribution sur le climat, ainsi que pour l'évaluation des risques naturels associés au déclenchement de glissements de terrain (Fig. I.3).

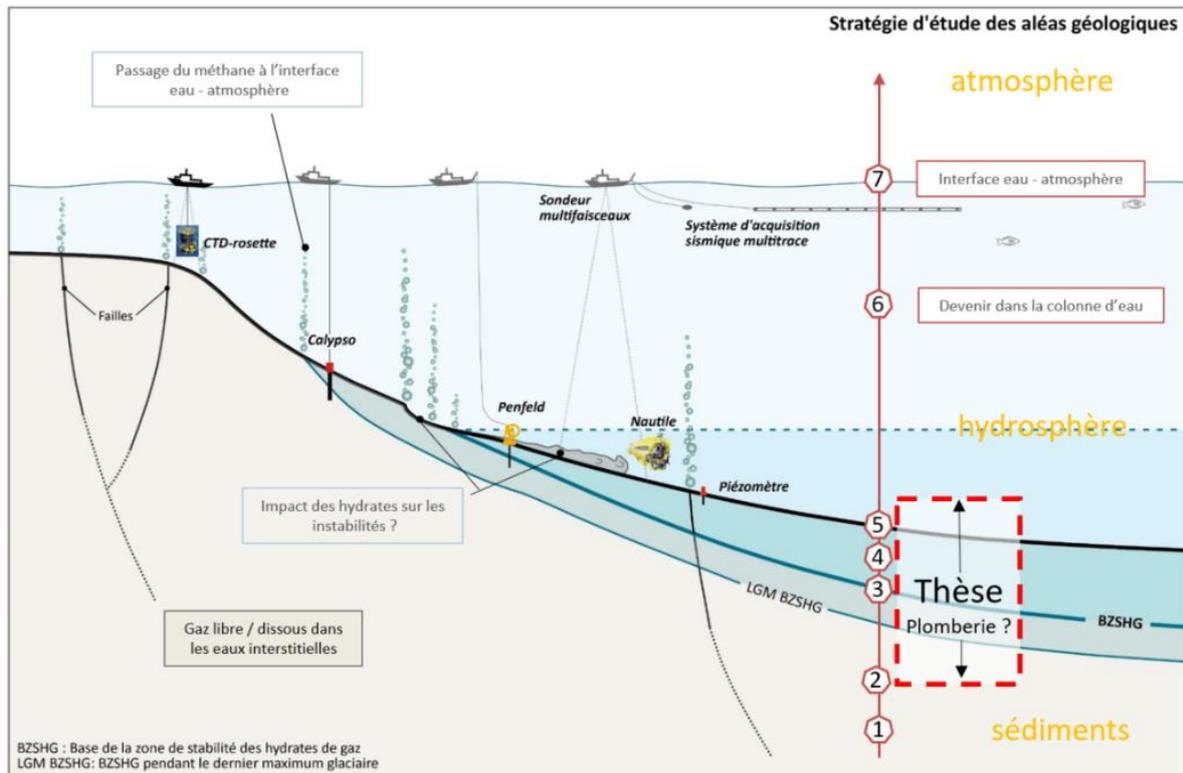


Figure I.3 : Diagramme qui décrit la stratégie du projet GHASS et ANR BLAME, et part du travail de recherche de thèse, modifié d'après ANR BLAME (V. Riboulot, <https://anr.fr/Projet-ANR-18-CE01-0007>).

II. PROBLEMATIQUES DE LA THESE

Cette thèse, sur la base de nouvelles données géophysiques et sédimentologiques acquises lors des récentes missions océanographiques GHASS (2015) et GHASS-2 (2021), s'intéresse à la **dynamique (1) du système hydrates/gaz-libre**, et **(2) et à celle des mécanismes associés qui ont lieu dans les sédiments** (Fig. I.3). Elle vise également, à travers l'étude de l'architecture sédimentaire, à mieux caractériser les zones de stockage, les chemins de migration du gaz et les figures d'échappement de fluides sur le fond marin (Fig. I.3). La difficulté d'étudier des processus en mer Noire est très souvent liée à des problèmes de datations, et à la complexité à établir un âge réservoir dans cette région. Grâce aux progrès réalisés au cours de la dernière décennie sur ce sujet (Soulet et al., 2010, 2011), des datations établies sur une carotte localisée juste sous le rebord de plateau (Martinez-Lamas et al., 2020), permettent d'avoir une meilleure confiance dans les indices d'âge dans la région. **Je propose donc pour aborder mes travaux, de me concentrer sur l'étude du système fluides gaz-libre/hydrates exclusivement depuis le dernier glaciaire, période la mieux contrainte par ce nouveau modèle d'âge.**

Dans le détail, je tenterai de répondre aux questions suivantes :

(1) Quelles sont les conséquences des variations environnementales enregistrées en mer Noire depuis la fin de la dernière période glaciaire sur la dynamique des hydrates de gaz ?

J'utiliserai pour y parvenir une **étude multiparamétrique de la dynamique des hydrates à travers une modélisation 2D appliquée à la pente roumaine et intégrant l'évolution des paramètres paléo-environnementaux au cours du temps** (fluctuations eustatiques et effets de pression (Soulet et al., 2011; Constantinescu et al., 2015), variations de la température (Erickson and Von Herzen, 1978, Zander et al., 2017), salinité (Soulet et al., 2010 ; Hillman et al., 2018), composition du gaz (Riboulot et al., 2018)).

(2) Est-il possible d'établir une relation entre la dynamique du système gaz-libre/hydrates et le déclenchement des instabilités de pente largement observées sur la bordure de marge ?

Pour répondre à cette question, je présenterai une **cartographie des différentes ruptures et masses glissées** ayant déstabilisées la pente roumaine, **que je corrèlerai au modèle d'âge publié** (Martinez-Lamas et al., 2020) pour comparer et discuter du timing et de la typologie des glissements au regard de la dynamique des hydrates nouvellement modélisée.

(3) Quel contrôle de l'architecture sédimentaire et de la structure de la marge sur le stockage, la migration et l'expulsion du gaz ?

Enfin, pour répondre à cette dernière question, je présenterai un **examen exhaustif des marqueurs géophysiques de présence d'hydrates et de gaz à l'échelle du secteur de marge étudié, que je confronterai aux données colonne d'eau existantes** (Riboulot et al., 2017 ; Dupré, *communication personnelle*) et à la situation stratigraphique et structurale de chaque secteur.

Plus largement, ces connaissances contribueront **(1) à mieux évaluer le rôle du système à hydrates dans l'histoire de la mer Noire sur le stockage/déstockage du méthane dans le sous-sol, et (2) à lever des verrous scientifiques concernant l'évaluation des risques de glissements de terrain dans cette région côtière densément peuplée.**

III. ORGANISATION DU MEMOIRE

Suite à ce premier chapitre d'introduction et de contexte scientifique (**chapitre I**), ce manuscrit s'organise comme tel :

Le chapitre II présente la zone d'étude d'un point de vue géographique et permet de faire un état des connaissances géologiques de la marge de la mer Noire occidentale.

Le chapitre III présente les données et méthodes utilisées pour mener ce travail.

Le chapitre IV présente les résultats d'une étude portant sur l'évolution du système hydrates/gaz-libre depuis le dernier glaciaire, réalisée à partir d'une modélisation 2D multiparamétrique. Cette étude basée sur l'existence d'un double BSR dans les sédiments permet de comprendre la signification et les raisons de la préservation de ce double BSR et présente un modèle conceptuel sur les processus de migration du gaz au cours du temps depuis -34 ka.

Le chapitre V est consacré à l'étude des glissements sous-marins observés sur la pente, à partir de données de sismique réflexion multi-résolution. Celle-ci présente une cartographie détaillée et propose un modèle d'âge de différents évènements glissés, survenus sur le domaine de pente continentale de la mer Noire occidentale. L'étude permet de discuter les différents facteurs prédisposants et déclenchants potentiels de ces glissements, au regard de la dissociation des hydrates, jusque-là fortement suspectée.

Le chapitre VI porte sur la compréhension du système fluides hydrate/gaz libre actuel à l'échelle de la marge, en décrivant l'ensemble des zones de stockage, des chemins de migration du gaz et figures d'expulsion du fluide depuis les sédiments profonds jusqu'à la surface. Ce chapitre expose l'ensemble des marqueurs géophysiques de présence de gaz ou d'hydrates à travers différents secteurs aux fonctionnements variables.

Le chapitre VII de synthèse enfin permettra de discuter les liens entre dynamique des instabilités de pente et dynamique des hydrates au vu des résultats décrits dans les deux études précédentes. Nous discutons également du rôle de l'architecture sédimentaire sur le stockage du méthane dans le sous-sol et de son implication sur la régulation des émissions de gaz à effet de serre dans l'océan. Enfin, ce chapitre dresse les conclusions générales et met en relief les faits marquants des travaux et des résultats de cette étude.

CHAPITRE II

CONTEXTE & ZONE D'ETUDE

I. PRESENTATION GENERALE DE LA MER NOIRE

I.1. Cadre géographique

La mer Noire, est située entre l'Europe orientale et l'Asie Mineure, bordée au nord par l'Ukraine et la Russie, au sud par la Turquie, à l'ouest par la Roumanie et la Bulgarie et à l'Est par la Géorgie. Au total elle représente un bassin d'une superficie de plus de 400 000 kilomètres carrés et atteint une profondeur maximale de 2206 m au large de la Crimée (Ross et al., 1974). Cette mer semi-fermée, globalement saumâtre, est alimentée par un immense bassin versant, notamment par les grands fleuves du Danube, du Dniepr et du Dniestr et au Nord par le Don. Au Sud-ouest elle est actuellement connectée à la Mer Méditerranée (i.e. l'océan global) via la Mer de Marmara. Le détroit du Bosphore permet à lui seul les échanges de masses d'eaux entre la mer Noire et la Méditerranée.



Figure II.1 : Situation géographique et présentation générale de la mer Noire. Elle sert de bassin versant aux grands fleuves du nord-ouest Danube, Dniestr et Dniepr et Don au Nord. Le bassin de la mer Noire est actuellement connecté aux mers de Marmara et Méditerranée par les détroits du Bosphore et des Dardanelles. Med : mer Méditerranée ; Mar : mer de Marmara.

Ces échanges sont limités en raison de son étroitesse et faible profondeur (~35 m) ce qui est à l'origine d'une histoire hydrologique très particulière de la mer Noire. Le biseau d'eaux méditerranéennes très salées (38 psu) entre et s'écoule en profondeur dans la mer Noire sous les énormes apports d'eaux douces qu'elle reçoit de son bassin versant (Panin et Jipa, 2002) ;

Il en résulte une stratification très marquée de la colonne d'eau, avec des eaux de surface moins salées (~18 psu) et oxygénées et des eaux de profondeur anoxiques et plus salées (~22psu) (Ozsoy et al., 2002 ; Bahr et al., 2005 ; Rank et al., 1999) (Fig. II.2).

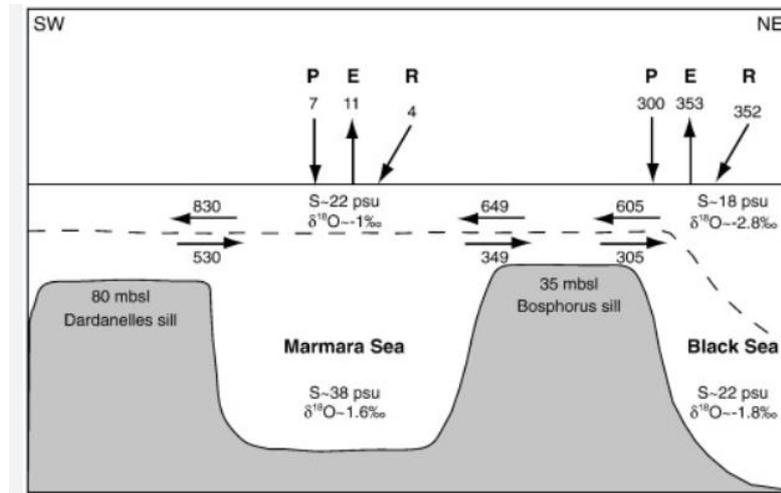


Figure II.2 : Circulation et stratification actuelles des masses d'eau sur le transect Dardanelles-mer de Marmara-Bosphore-mer Noire. Les nombres associés aux flèches donnent les flux d'eau en km³/an (P, E et R respectivement pour Précipitations, Evaporations, Rivières) Les salinités et δ¹⁸O moyens y sont également reportés (figure tirée de Soulet, 2011, modifié d'après Ozsoy et al., 2002 ; Rank et al., 1999)

1.2. Physiographie générale

La mer Noire est constituée de quatre provinces physiographiques distinctes : le plateau continental, le talus ou pente, le glacis et la plaine abyssale (Fig. II.3). Son plateau est particulièrement bien développé au nord-ouest entre les côtes roumaines et ukrainiennes. Il atteint 190 km de largeur à l'ouest de la Crimée ; vers le sud, il se réduit au niveau de la Bulgarie, jusqu'à quasiment disparaître le long des côtes turques géorgiennes et turques. Le rebord de plateau correspond en général à l'isobathe 100 m mais atteint 190 m de profondeur au nord sur la marge roumaine (Popescu, 2002). La plate-forme étroite au sud, à l'est et au sud de la Crimée est associée à une pente plus abrupte (Ross et al., 1974), entaillée par de nombreux canyons. La large plate-forme au nord-ouest du bassin et au sud de la mer d'Azov est associée à une pente de gradient plus faible. Le talus roumano-ukrainien est entaillé par un profond canyon, le canyon Viteaz dans la continuité du fleuve Danube, dont l'incision s'est propagée jusqu'à 20 km en amont du rebord de plateau. En période de bas niveau marin quaternaire, ce canyon connecté au système fluvial du Danube alimentait directement l'éventail profond de ce fleuve qui rejoint au nord l'éventail du Dniepr (Popescu, 2002). La présence de ces deux grands appareils sédimentaires explique la diminution du gradient de

pente à cet endroit. Dans le bassin en bas de pente, l'accumulation des sédiments terrigènes, est justement maximale au niveau de ces deux grands systèmes turbiditiques (Panin, 1997).

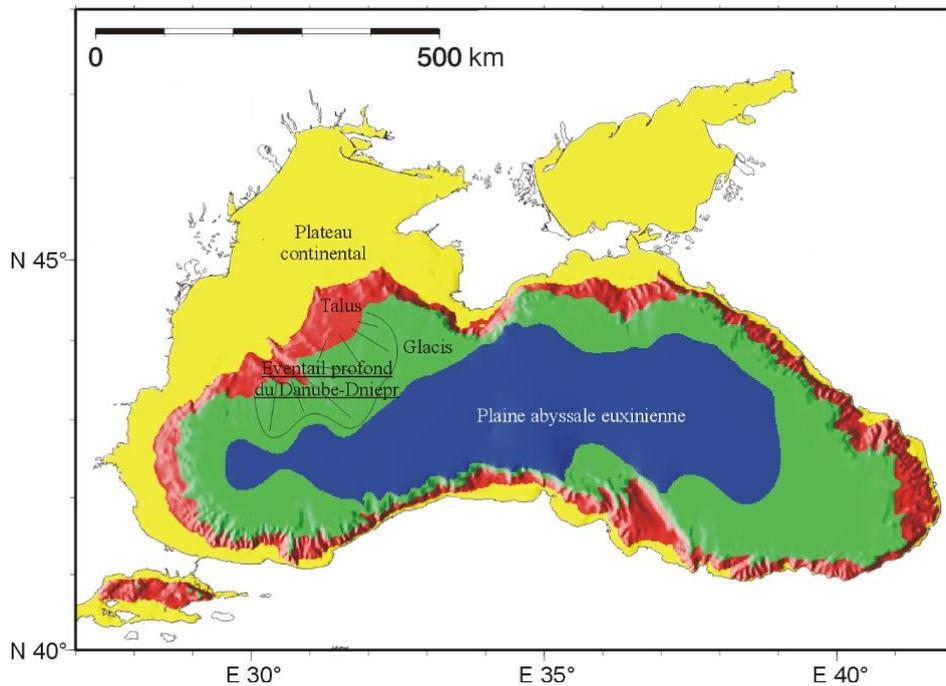


Figure II.3: Provinces physiographiques de la mer Noire (Gillet 2004, modifié d'après Ross et al., (1974) et Panin, (1997)).

II. CADRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA MER NOIRE OCCIDENTALE

II.1. Contexte tectonique associé à l'ouverture crétacée de la mer Noire

La mer Noire est un bassin intracontinental relique de l'ancienne mer Téthys. Elle s'est formée dans un régime géodynamique d'extension arrière-arc débuté il y a environ 200 millions d'années, en association avec la subduction vers le nord de la plaque téthysienne (Robinson, 1997 ; Nikishin et al., 2003). La mer Noire se divise alors en deux bassins séparés par la dorsale d'Andrusov (voir *MBSH* sur Fig. II.4) (Robinson, 1997) : le bassin occidental (qui repose sur une croûte océanique à sub-océanique) et le bassin oriental (qui repose sur une croûte continentale d'environ 10 km d'épaisseur) (voir *WBS* pour *West Black Sea* et *EBS* pour *East Black Sea* sur Fig. II.4).

L'ouverture arrière-arc de la mer Noire est marquée par un épisode extensif majeur SW-NE laissant comme héritage de grandes structures crustales en extension (voir structures

Mésozoïques sur Fig 5); Cette extension a conduit dans la zone nord-ouest à la formation de systèmes de blocs isolés en horsts et grabens sur l'actuel plateau continental roumain, dont la dépression de Histria en est un exemple (voir *HD* sur Fig. II.4) dans le prolongement de l'orogène Nord Dobrogea (voir *NDO* sur Fig. II.4) (Dinu et al., 2005 ; Munteanu et al., 2011, 2012 ; Anton et al., 2019). A La fin de l'Eocène, la collision vers le sud entre les principales unités tectoniques (Pontides et Taurides), entraîne une inversion tectonique de tous les systèmes de failles d'extension formée au Crétacé (Dinu et al., 2002).

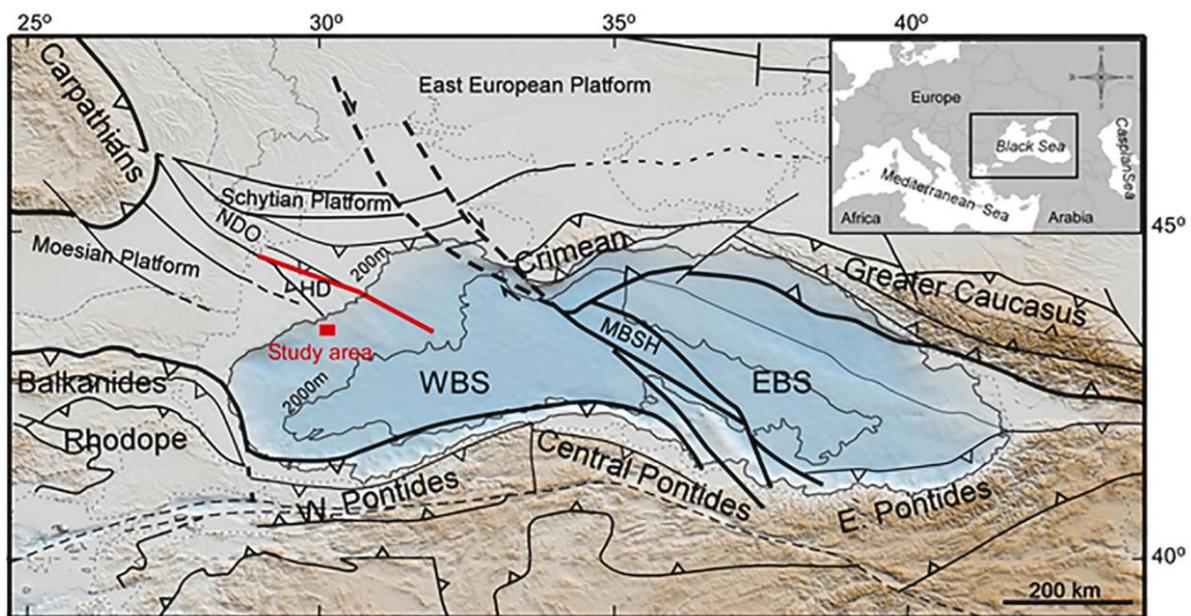


Figure II.4 : Contexte géologique et tectonique de la Mer Noire (from Marsset et al., 2022 : compilation d'après Finetti et al., 1988; Yilmaz et al., 1997; Nikishin et al., 2001; Dinu et al., 2005, 2018; Munteanu et al., 2011). Notez l'orogène Nord du Dobrogea (the North Dobrogea Orogen (NDO)), la Dépression de Histria (Histria Depression (HD)) et la Mer Noire Est (Eastern Black Sea (EBS)), Mer Noire Ouest (Western Black Sea (WBS)), et la ride séparant les deux bassins (Mid Black Sea High (MBSH)). La ligne rouge localise la coupe transversale régionale présentée en suivant (Fig. II.5).

II.2. Tectonique gravitaire post-Miocène à l'actuel sur la marge Nord-ouest de la mer Noire

C'est à partir de la fin du Miocène (i.e. *Pontian* dans la terminologie régionale) que la mer Noire agit comme un vaste bassin versant sédimentaire en accumulant près 19 km de sédiments dans son bassin occidental (Nikishin et al., 2003) (Fig 5). A cette époque, la charge sédimentaire élevée et les taux de subsidence associés ont conduit à une première phase de tectonique gravitaire affectant le plateau jusqu'au domaine de pente continentale. De tels processus se traduisent par la déformation de la marge à travers le développement de failles gravitaires en extension le long de la plate-forme (Rowan et al., 2004 ; Konerding et al., 2010 ;

Dinu et al., 2003 ; Munteanu et al., 2012 ; Matenco et al., 2016), incluant des structures listriques normales, inverses orientées SW-NE et en contraction le long de la pente continentale (Fig. II.5).

Au cours du Plio-Quaternaire, la charge sédimentaire, est contrôlée par les fleuves occidentaux du Danube, Dniepr, Dniestr et Bug (de Leeuw et al., 2018 ; Nikishin et al., 2003). Ceux-ci fournissent en effet l'essentiel des sédiments et génèrent le creusement des systèmes de canyons avec de grands complexes d'éventails en eau profonde, principalement développés pendant les périodes de bas niveau marin au Quaternaire (Winguth et al., 2000 ; Popescu, 2002). De tels apports sur la marge favorisent une réactivation des failles gravitaires profondément enracinées (Marsset et al., 2022 ; Konerding et al., 2010 ; Dinu et al., 2005, 2018), expliquant les décalages actuellement observés sur le fond de mer du plateau externe (Fig. II.5).

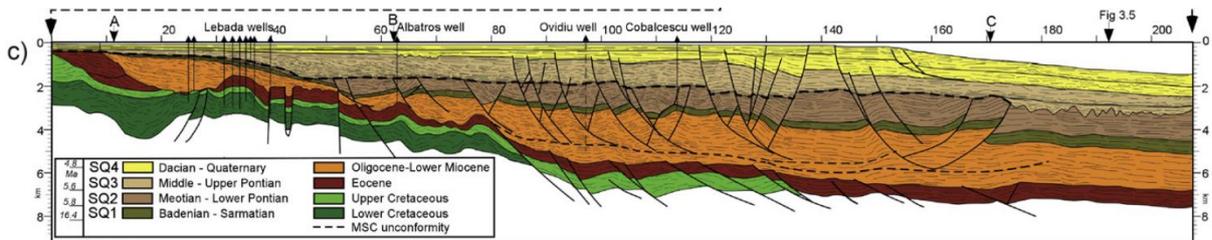


Figure II.5: Coupe transversale régionale établie à partir de l'interprétation de profils sismiques (exagération verticale x4) s'étendant du domaine littoral jusqu'au bassin profond de la mer Noire occidentale (d'après Matenco et al., 2016). Les tracés noirs représentent d'une part les structures crustales Mésozoïques héritées de la phase de rifting (horst et grabens) et d'autre part les failles listriques issues des processus gravitaires qui surviennent dès le Miocène, en affectant l'ensemble du remplissage sédimentaire progradant. Notons que particulièrement dans le domaine de plateau externe, certaines de ces failles affectent la couverture sédimentaire Quaternaire. La localisation du profil figure sur la carte globale de la Mer Noire présentée en Figure II.4.

II.3. Rôle de la tectonique gravitaire sur la structure actuelle de la marge

L'empreinte de ces failles gravitaires qui décalent le fond de mer actuel d'une dizaine de mètres en moyenne sur le plateau externe, suggère que ces failles sont encore actives et continuent d'accommoder le réajustement gravitaire de la marge (Marsset et al., 2022 ; Konerding et al., 2010 ; Dinu et al., 2005, 2018). Elles montrent des segments de longueur variable globalement orientés SW-NE (Fig. II.6). Ces failles accommodent un glissement vers le nord-est et forment parfois des systèmes de horst et grabens au nord du Canyon Viteaz. Les nouvelles données géophysiques GHASS (2015) et GHASS-2 (2021) contribuent désormais à compléter la cartographie des failles gravitaires, en particulier sur la zone de plateau externe

(entre 100 et 200 m de profondeur). Le tracé des failles recoupant le plateau, notamment à partir d'une meilleure couverture des données de sondeur de sédiments, constitue ainsi un réel complément aux cartes de Konerding et al., 2010 ; Tambrea et al., 2002 ; Dinu et al., 2003, 2018, sur lesquelles notre étude s'appuiera (voir *Chapitre VI*).

D'un point de vue sismicité, la zone d'étude montre une certaine activité avec des séismes superficiels de magnitudes modérées comprises entre 3 et 4.6 MW, enregistrés sur la période 1900-2019 (Fig. II.6) (*International Seismological Centre (2020)*).

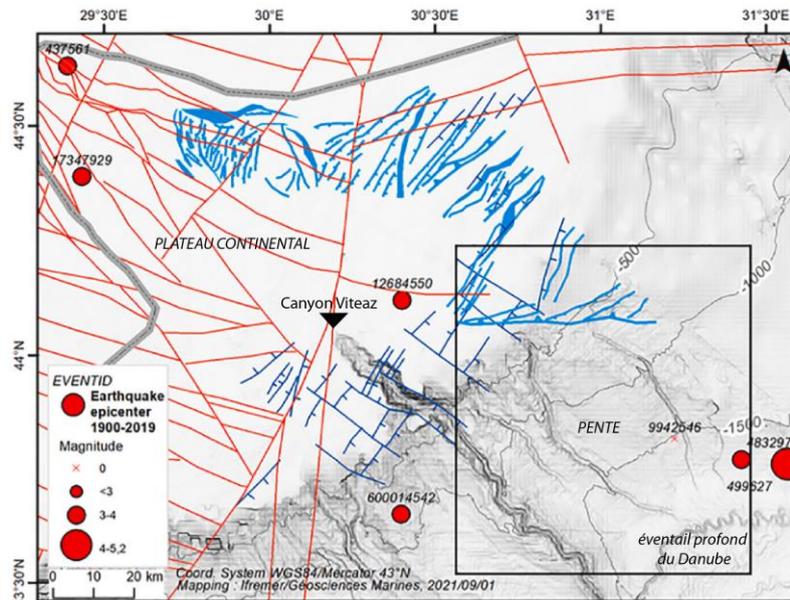


Figure II.6: Carte morpho-bathymétrique et carte structurale superposée, au large de la Roumanie, tirée de Marsset et al., 2022. La distribution des failles de socle est indiquée en rouge (compilation de Diaconu et al., 2020 à partir des données de Dinu et al., 2005 ; Morosanu, 2007 et Munteanu et al., 2011). Les failles gravitaires sont indiquées en bleu clair (de Tambrea et al., 2002 et Dinu et al., 2003) et bleu foncé (failles gravitaires de Konerding et al., 2010). Notez que les ensembles de failles de couleurs différentes ont été cartographiés à partir de grilles distinctes et incomplètes de profils sismiques, ce qui conduit à une carte incomplète. En pointillé gris, la frontière du bassin d'Histria (d'après Patruț et al., 1984 et Anton et al., 2019). Les épicentres des séismes (cercles pleins rouges numérotés), (période 1900-2019) proviennent du catalogue de l'ISC (<http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/>); La taille des cercles rouges est proportionnelle aux magnitudes, reportées dans la légende.

Ces séismes pourraient être attribués à la réactivation de failles de socle ou gravitaires. La raison de la réactivation de ces failles est discutée (Marsset et al., 2022 ; Matova, 2000) mais une partie a déjà été attribuée à plusieurs hypothèses associées au réajustement isostatique de la marge roumaine en réponse, soit : au poids de la surcharge sédimentaire, à la pression exercée par la colonne d'eau, ou à des processus relatifs à la circulation du gaz dans le sous-sol.

Dans tous les cas, elles revêtent une importance capitale dans les discussions portant du rôle de la tectonique sur le déclenchement de instabilités de pente et par conséquent sur les

risques de tsunamis associés le long de la frange côtière de la mer Noire; une telle relation a notamment déjà été proposée sur la marge roumaine comme facteur de contrôle potentiel de glissements (Marsset et al., 2022) ou encore sur la marge Bulgare (Papadopoulos et al., 2011).

III. GEOMETRIE ET FONCTIONNEMENT SEDIMENTAIRE DE LA MARGE NORD-OUEST DE LA MER NOIRE (ZONE D'ETUDE)

III.1. Physiographie générale de la marge et du système deltaïque du Danube

Le profil de marge montre une morphologie très variable du plateau au bassin (Fig. II.7). Le plateau continental, très faiblement penté (<1%), est une zone quasiment dépourvue d'apports sédimentaires à l'exclusion du domaine proximal où se déposent l'essentiel des sédiments pour venir modeler l'actuel Delta du Danube. Le plateau présente des surfaces d'érosion et de multiples traces de paléo-chenaux (e.g. Popescu, 2002 ; Popescu et al., 2004), témoignant de l'émersion de l'ensemble du plateau lors du dernier bas niveau marin, i.e. lorsque le niveau de la mer était 100 m sous l'actuel (Wong et al., 1994). De nombreux canyons incisent la zone, chacun alimenté par plusieurs affluents (Popescu et al., 2004). Ces canyons s'arrêtent généralement au niveau du rebord du plateau ou remontent légèrement à partir de celui-ci. La seule exception notable est le canyon du Danube (Canyon Viteaz), qui incise profondément (jusqu'à 110 m de profondeur) le plateau jusqu'à 26 km vers l'intérieur des terres à partir du rebord du plateau.

Le canyon Viteaz est le canyon majeur le plus récent de cette partie de la marge et son relief est encore préservé dans la morphologie du fond marin, contrairement à d'autres canyons complètement comblés identifiés dans les dépôts du plateau Plio-Quaternaire (Lericolais et al., 1998). Le système se poursuit vers le bassin sous la forme d'un canyon puis d'un chenal avec des levées bien développées. Il s'agit du chenal du Danube, le plus jeune système chenal-levée de l'éventail du Danube (Winguth et al., 2000 ; Popescu et al., 2001; Popescu, 2002).

La pente continentale, dont l'inclinaison est maximale (~4° en moyenne) sous le rebord de plateau (entre ~200 m et 700 m de profondeur d'eau) est fortement incisée par le canyon Viteaz mais également affectée par de nombreuses cicatrices d'arrachements à l'origine de

dépôts enfouis de masses glissées, entraînant des pentes $> 25^\circ$ localement (Zander et al., 2018 ; Riboulot et al., 2017 ; Hillman et al., 2018; Marsset et al., 2022). En entaillant la pente, les canyons jouent un rôle majeur dans le transfert des sédiments depuis le rebord de plateau vers les profondeurs de la mer Noire et l'éventail profond du Danube (Popescu et al., 2004). Ce dernier se définit comme un système turbiditique qui s'étend en pied de pente à environ 150 km en aval du rebord de plateau et atteignant 2200 m de profondeur d'eau (Popescu et al., 2001; Constantinescu et al., 2015). Cette zone constitue ainsi un dépôt-centre sédimentaire majeur, où s'empilent les systèmes chenaux-levées associés aux périodes d'activation successives du système turbiditique de l'éventail profond du Danube (Wong et al., 1994, 1997; Popescu, 2002; Lericolais et al., 2013 ; Martinez-Lamas et al., 2020). En dehors de l'axe des canyons, de vastes dépôts non chenalisés généralement de granulométrie plus faible s'étendent sur la pente et le bassin (Popescu et al., 2004 ; Martinez-Lamas et al., 2020).

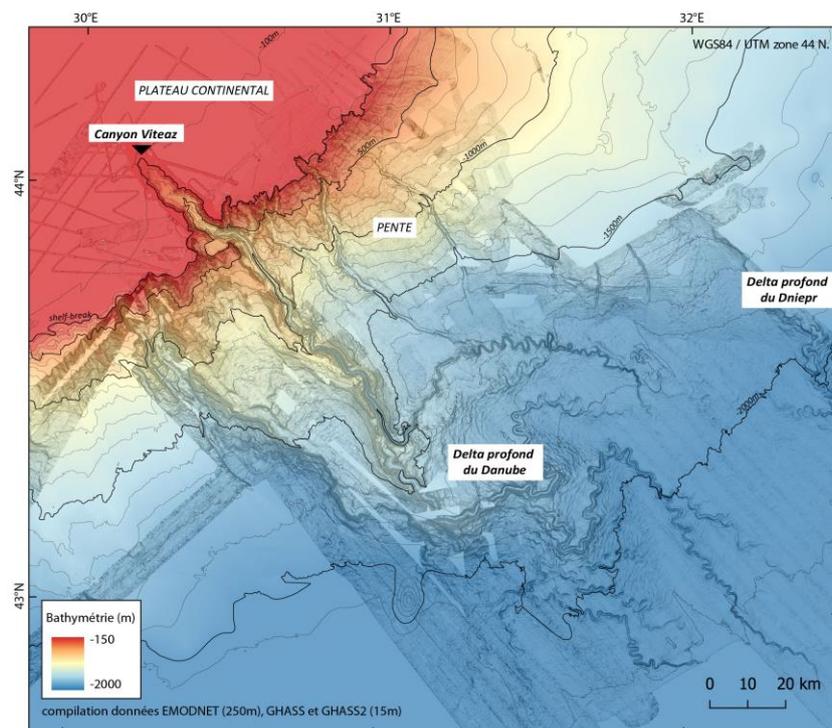


Figure II.7 : Morphologie de la marge nord-ouest de la mer Noire. Partition de données obtenue en compilant les données haute résolution GHASS et GHASS-2 avec les données EMODnet résolues à 250 m et données satellitaires GEBCO.

III.2. Histoire chrono-stratigraphique du système chenal-levées du delta du Danube depuis -900 ka

La mer Noire a connu une alternance de phases lacustres et marines au cours des temps géologiques, directement liées à son caractère semi-fermé et aux oscillations

eustatiques globales du niveau de la mer. En période de bas niveau marin, la mer Noire était un lac géant déconnecté de l'océan mondial, tandis qu'en période de haut niveau marin (comme aujourd'hui), elle est connectée à la mer Méditerranée par le détroit du Bosphore (Ross et al., 1970). L'éventail profond du Danube était ainsi principalement alimenté pendant les périodes de bas niveaux par le fleuve Danube et constitue aujourd'hui l'un des systèmes de dépôt de sédiments en eau profonde les plus développés d'Europe (Wong et al., 1994; Winguth et al., 2000). Le chenal du Danube visible sur l'actuel fond de mer constitue seulement la partie supérieure de l'éventail du Danube. D'autres systèmes chenaux-levées, dont l'évolution semble avoir été aussi complexe, se sont développés antérieurement, en relation avec l'arrivée du Danube dans la mer Noire (Popescu et al., 2002 ; Winguth et al., 2000). Pendant les périodes de bas niveaux marins, les grands canyons ont ainsi fonctionné comme sources d'alimentation de systèmes chenaux-levées constitutifs de l'éventail profond du Danube, constituées de faciès turbiditiques typiques des systèmes deltaïques (Fig. II.8), (Popescu et al., 2002). Les hauts niveaux marins sont faiblement représentés en termes de sédiments dans le bassin profond, du fait de la déconnexion du Danube avec le rebord de plateau. Ces épisodes se caractérisent par une sédimentation hémipélagique peu épaisse sur la pente continentale (Winguth et al., 2000). Cette répétition observée dans les enregistrements sédimentaires de la marge met ainsi en avant une cyclicité dans les mécanismes de fonctionnement du système deltaïque du Danube, contrôlée en premier lieu par les périodes de connexion-déconnexion du Danube avec le rebord de plateau – ces épisodes de haut et bas niveaux marins relatifs sont décalés dans le temps par rapport aux oscillations globales.

A partir de terrasses du plateau et des onlaps côtiers identifiés dans les données sismiques, Winguth et al., (2000) ont ainsi élaboré une courbe régionale du niveau de la mer pour le nord-ouest de la mer Noire ; En admettant que chaque système s'est développé et enregistre un bas niveau marin, il pose le postulat que l'éventail sous-marin du Danube a commencé à se développer il y a environ 900 ka BP. Au total, il identifie 8 complexes chenaux-levées relatifs à 8 cycles de dépôts différents.

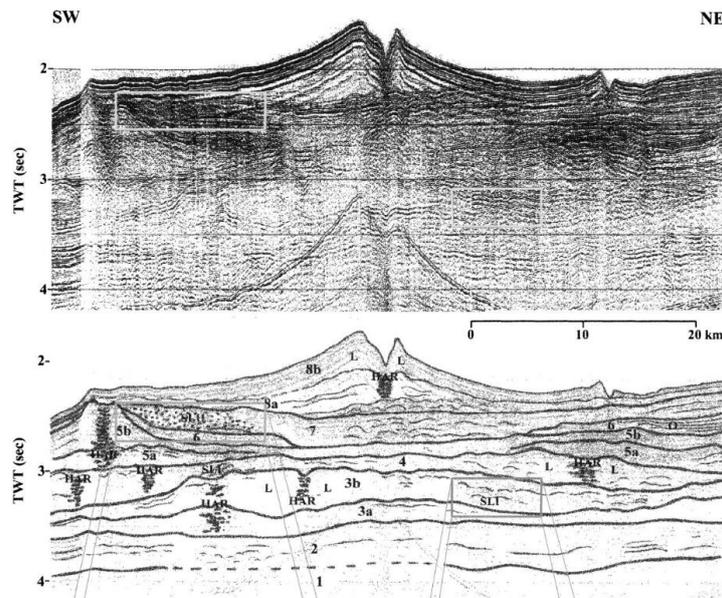


Figure 11.8: Empilement des 8 séquences successives identifiées dans l'éventail profond du Danube servant d'indicateurs chrono-stratigraphiques pour la détermination du timing de connexion du Danube avec la Mer Noire il y a -900 ka (d'après Winguth et al., 2000). Notez que le dernier complexe actif (8a et 8b) s'est développé pendant le dernier abaissement du niveau de la mer dans la mer Noire, c'est-à-dire pendant la dernière période glaciaire (Winguth et al., 2000 ; Popescu et al., 2001).

Jusqu'à récemment, la stratigraphie de ce système de dépôt était finalement peu connue ou basée sur une méthode de datation dite « relative ». De nombreux travaux ont notamment soulevé des questions concernant l'âge du complexe chenai-levée le plus superficiel (i.e., séquence 8 de Winguth et al., 2000) et les facteurs de forçage internes et externes contrôlant sa croissance (Popescu et al., 2001, 2004 ; Popescu, 2002; Lericolais et al., 2013). Winguth et al. (2000) et Lericolais et al. (2013) ont proposé que le dernier complexe chenai-levée se soit formé pendant la dernière période glaciaire ou période « Néoeuxinienne », équivalente au stade isotopique marin (MIS) 4-2 (environ 74 000-14 000 cal. a. BP, Chepalyga, 1985). Mais l'absence de marqueurs stratigraphiques significatifs, la rareté des âges radiocarbone et la difficulté à contraindre l'âge des réservoirs en mer Noire, sans réelle contrainte d'âge, rend cette hypothèse possible mais non vérifiée.

Depuis, la quantification robuste récente des âges réservoirs (Soulet et al., 2011) (voir section IV de ce Chapitre) a permis de proposer les premiers cadres chrono-stratigraphiques du dernier complexe chenai-levées du Danube. En se basant sur des caractéristiques sédimentologiques et géochimiques (signatures XRF-Ca et XRF-Ti/Ca ratio) enregistrées dans les carottes acquises dans l'éventail « moderne », Constantinescu et al. (2015) ont reconstitué la chrono-stratigraphie des dépôts en établissant un lien avec des événements climatiques datés et précédemment décrits en mer Noire par Soulet et al. (2011, 2013). Elle montre ainsi

que le complexe chenal-levées « moderne » a été actif pendant le dernier maximum glaciaire (LGM : 26,000–19,000 cal a. BP; Clark et al., 2009) (Lericolais et al., 2013 ; Constantinescu et al., 2015) jusqu'à la transition Younger Dryas-Early Holocene, vers 11 700 ans BP, lorsque l'activité turbiditique a brusquement pris fin, du fait de la déconnexion définitive du Danube avec le canyon Viteaz (Winguth et al., 2000 ; Popescu et al., 2001).

Depuis, de nouvelles datations, réalisées par Martinez-Lamas et al. (2020) à la base du complexe « moderne » du Danube jusqu'aux sédiments superficiels post-holocène, ont révélé que le système « moderne » du Danube a commencé à fonctionner dès -34 ka; Il s'agit des premières datations absolues contraintes établies sur le delta profond du Danube, donnant ainsi la possibilité de corrélérer la construction des édifices sédimentaires successifs du complexe « moderne » du Danube avec les changements climatiques déjà identifiés et décrits dans l'hémisphère Nord, comprenant les épisodes de crues-décrués, et les fluctuations du niveau de la mer, survenus depuis la fin de la dernière ère glaciaire en mer Noire (Martinez-Lamas et al., 2020). Dans cette étude, nous avons utilisé ce cadre chronostratigraphique, synthétisant les travaux de Soulet et al., (2011) Constantinescu et al. (2015), et Martinez-Lamas et al. (2020) (Fig. II.9).

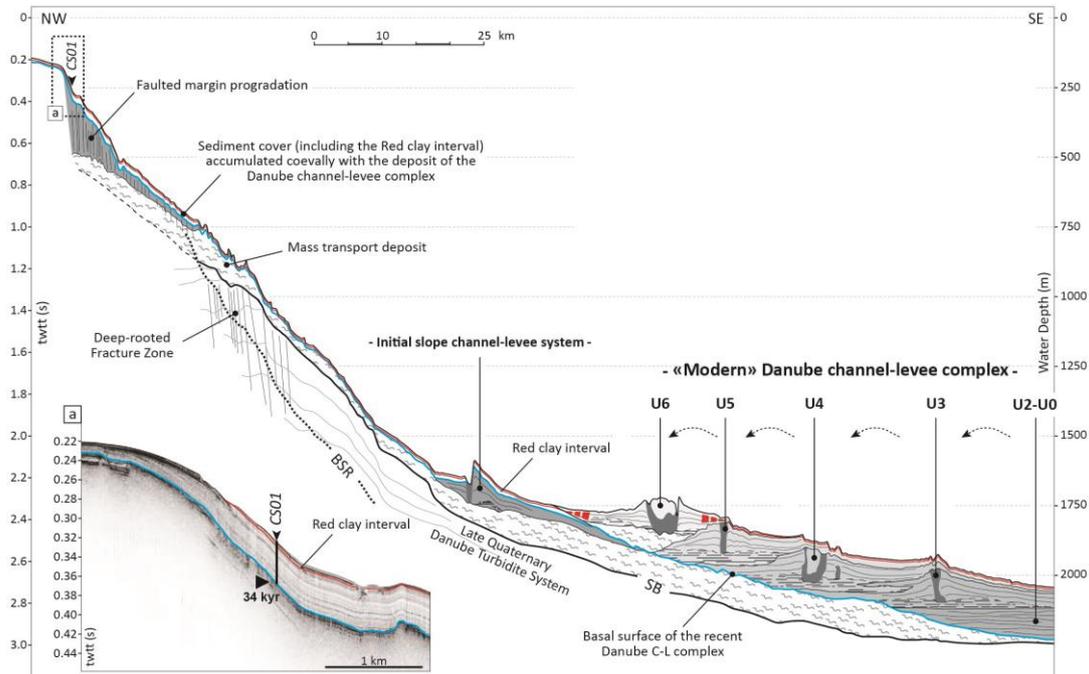


Figure II.9 : Profil et physiographie générale de la marge nord-ouest de la mer Noire intégrant les datations absolues de la base du complexe chenaux-levées récent du Danube daté à -34 ka (réflecteur bleu). Le réflecteur rouge représente l'intervalle des couches rouges (Red Layers) déposées pendant le pulse de montée des eaux entre -17.2 et -15 ka (Soulet et al., 2013). Les systèmes de chenaux-levées U3 à U6 correspondent aux avulsions successives enregistrées depuis -34 ka et visibles sur l'actuel morphologie du fond de mer. La base du complexe moderne du Danube est marquée par la présence d'un MTD épais et d'étendue régionale (Figure modifiée d'après Martinez Lamas et al in prep.).

III.3. Les glissements : un élément important dans la construction de l'édifice sédimentaire

Le système du Danube se caractérise également par l'abondance de glissements gravitaires sur la pente et le bassin (Popescu et al., 2004 ; Riboulot et al., 2017). En plus des écoulements turbiditiques, dont l'énergie est canalisée dans l'axe des canyons, de nombreux dépôts de masses transportées (MTD, Mass Transport Deposits), pour la plupart enfouis, et de dimensions variables mais parfois très importants, ont été observés (Marsset et al., 2022). Beaucoup d'entre eux sont identifiés comme des glissements, des slumps ou des coulées de débris initiés pour la plupart sur le rebord de plateau, et aux abords des flancs de canyons (Popescu et al., 2004 ; Marsset et al., 2022 ; Hillman et al., 2018).

La présence de MTD parfois très épais (jusqu'à 0.6 Twtt mesuré dans le domaine de bassin) ont également été mis en évidence, intercalés généralement à la base des complexes chenaux-levées successifs (Winguth et al., 2000 ; Marsset et al., 2022). L'un d'entre eux, le plus jeune stratigraphiquement, antérieur au dernier système de chenaux-levées daté à -34 ka (Fig. II.9) s'étend largement depuis le rebord de plateau jusqu'à plus de 2000 m de profondeur d'eau, où il atteint plus de 500 m d'épaisseur (Fig. II.9). La présence à grande échelle de ces dépôts de masses transportées de dimensions régionales montre que des processus de transfert sédimentaire vers le large alternatifs des écoulements de fluides turbiditiques ont été actifs par moments. Leur âge et les facteurs qui contrôlent leur mise en place, restent encore discutés (Winguth et al., 2000 ; Marsset et al., 2022). Marsset et al. (2022) ont réfléchi à différentes hypothèses quant au mécanisme de déclenchement de tels glissements et proposent différents facteurs de contrôle possibles tels que des réactivations sismiques, le réajustement de la marge et la réactivation des structures gravitaires en réponse aux fluctuations du niveau marin, ou encore des processus fluides liés à la déstabilisation massive d'hydrates de méthane. Le manque de datation de ces événements et de modélisation testant ces différentes hypothèses ne permet pas de conclure.

Pour résumer, les unités de masses glissées sont un motif redondant à l'échelle de l'édification de la pente et du bassin de la marge nord-ouest de la mer Noire. L'absence de marqueurs stratigraphiques significatifs et la rareté des datations de ces masses glissées rend les discussions sur les mécanismes déclenchants à ce stade complexes.

IV. EVOLUTION DES CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES DEPUIS LE DERNIER GLACIAIRE EN MER NOIRE

IV.1. Hydrologie passée

L'histoire hydrologique moderne de la mer Noire est fortement régulée par les apports d'eau douce provenant des principaux fleuves du nord-ouest (le Danube et le Dniepr) et par les échanges d'eau avec la mer Méditerranée à travers le détroit du Bosphore (~35 m sous le niveau de la mer). La connexion avec la mer Méditerranée a ainsi été interrompue à plusieurs reprises au cours des 3 derniers millions d'années (Deuser, 1972), ce qui a amené la mer Noire à osciller douze fois entre les conditions lacustres et marines au cours des 670 000 dernières années (Badertscher et al., 2011).

Pendant les grandes périodes de glaciations de l'Hémisphère Nord, la mer Noire était en bas niveau marin, déconnectée de l'océan global tel un lac géant (Fig. II.10), comme démontré pour les Stades Isotopiques Marins (MIS) MIS 12 (environ 400 ka BP) (Badertscher et al., 2011), y compris MIS 6 (~190 à 130 ka BP; Shumilovskikh et al., 2013 ; Wegwerth et al., 2014) et MIS 4-2 (Ross et al., 1970 ; Degens et Ross, 1972 ; Major et al., 2006 ; Shumilovskikh et al., 2014). A la dernière transition glaciaire-interglaciaire survenue au début de l'Holocène, l'âge et le mode de reconnexion entre le bassin de la mer Noire et la mer Méditerranée a longtemps fait débat. Une hypothèse « catastrophiste » élaborée par Ryan et al. (1997 ; 2003) soutient que la mer Méditerranée s'éleva jusqu'au seuil du Bosphore il y a environ 7 150 cal a BP, remplissant le bassin de la mer Noire d'eau marine en quelques années seulement. De nombreux auteurs modèrent cette théorie du *Black Sea flood hypothesis*, proposant une reconnexion « progressive » des deux bassins (Aksu et al., 2002 ; Hiscott et al., 2007 ; Nicholas et al., 2011 ; Yanko-Hombach et al., 2007, 2014). Aksu et al. (2002) proposent qu'un écoulement unidirectionnel de l'eau douce de la mer Noire vers la Méditerranée se soit produit vers 9 500 cal a BP, retardant de 2000 ans l'invasion marine du bassin de la mer Noire à ~7 600 cal a BP.

Soulet et al. (2011) ont récemment découvert que la dernière reconnexion était survenue à 9 000 cal a BP (Fig. II.10) (9 300 cal a BP pour Bahr et al., 2008) montrant que le niveau du bassin alors isolé de la mer Noire était à ce moment précis en dessous de la profondeur de l'ancien seuil du Bosphore et s'est rempli graduellement. Ces nouvelles contraintes de l'arrivée d'eaux marines à 8995 ± 145 cal a. BP combinées à la disparition des espèces lacustres à 8080 ± 250

cal a. BP indiquent qu'il aura fallu environ 1 millénaire pour établir l'échange bidirectionnel actuellement observé avec la mer Méditerranée (Fig. II.2).

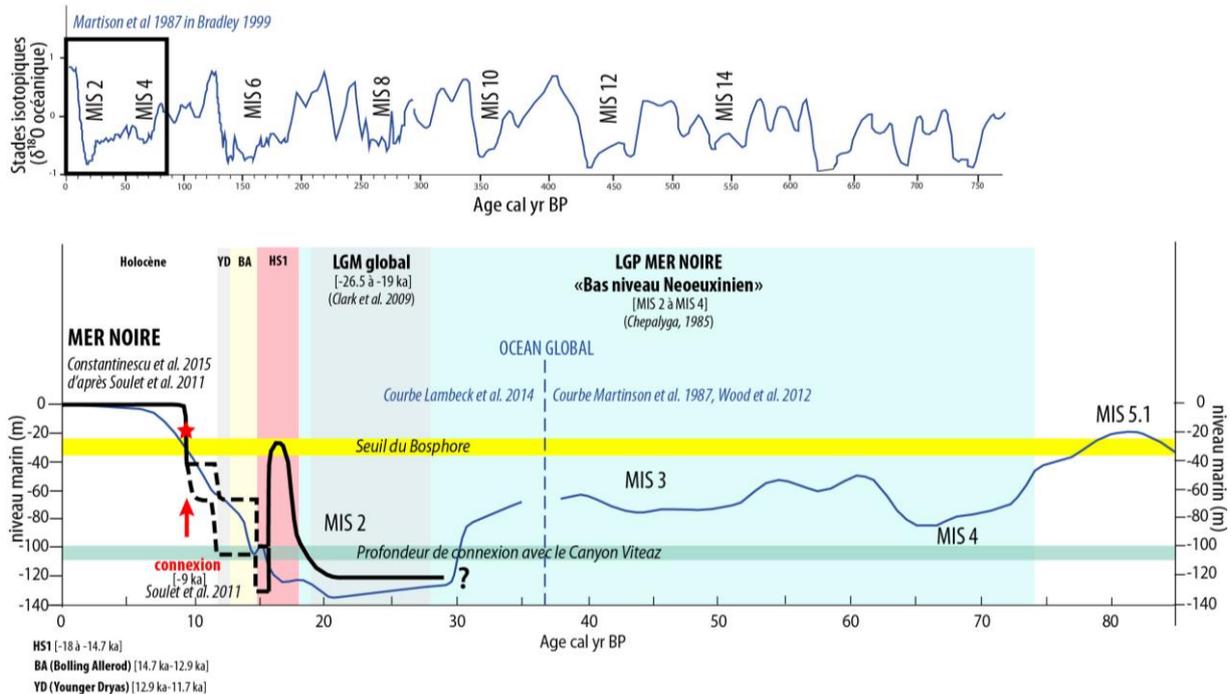


Figure II.10: Comparaison de la courbe du niveau marin de l'océan global avec la courbe du niveau de la Mer Noire, et clarification terminologique du « LGM -Mer Noire » dans le contexte climatique de l'hémisphère Nord (Constantinescu et al., 2015, tiré des résultats de Soulet et al., 2011). La courbe globale est une compilation tirée de Martinson et al., 1987, Wood et al., 2012 pour la période entre -85 ka et -35 ka, et de Lambeck et al., 2014 entre -35 ka et l'actuel). Notez les différences entre le LGM global (Clark et al., 2009) et le LGM de la Mer Noire. Ce dernier, appelé Néoeuxinien en Mer Noire équivaut aux stades isotopiques MIS 4 et MIS 2 mis à la suite (Chepalyga, 1985) et correspond au dernier bas niveau marin enregistré lors du dernier glaciaire lorsque le bassin de la Mer Noire était déconnecté de l'océan global (Popescu et al., 2001, 2002 ; Lericolais et al., 2009; Constantinescu et al., 2015).

IV.2. Le dernier glaciaire en mer Noire

Les fluctuations du niveau d'eau du bassin de la mer Noire ont également été reconstituées pour le dernier épisode glaciaire. A cette époque, le niveau de l'eau était contrôlé par le climat régional, variant indépendamment du niveau mondial de la mer (Ross et al., 1970) (Fig. II.10).

Du fait de son histoire hydrologique particulière et de sa déconnexion avec la Méditerranée lors des bas niveaux marins, **le dernier maximum glaciaire (LGM) qui a eu lieu dans l'hémisphère Nord de -26.5 à -19 ka (Clark et al., 2009) et qui se caractérise par une amplitude de baisse du niveau marin maximale n'a pas d'équivalence au sens stricte en mer Noire en termes d'eustatisme.** Pour qualifier la période de déconnexion la plus récente du bassin de la mer Noire avec le système global, certains emploient le **terme régional du Neoeuxinien (Winguth et al., 2000 ; Popescu et al., 2001, 2002 ; Lericolais et al., 2009).** Selon Chepalyga, 1985, celui-ci équivaut aux stades isotopiques MIS 2, MIS 3 voire MIS 4 (74 000 – 14 000 cal a BP) et se définit plus généralement comme la **période de bas niveau de la mer Noire qui englobe le LGM global, avant reconnexion terminale (Fig. II.10).** **Nous qualifierons cette période en mer Noire comme la dernière période glaciaire (ou Last Glacial Period – LGP, voir Fig. II.10).** Notons cependant que le dernier glaciaire en mer Noire enregistre des variations du niveau marin de second ordre tels que des débâcles glaciaires, i.e. le stade d'Heinrich HS1, mais aussi les cycles de réchauffement de de refroidissement du Bolling Allerod et Younger Dryas (Fig. II.10).

Basé principalement sur une méthode de stratigraphie sismique, et complété grâce à la reconstruction des âges réservoirs (Soulet et al., 2011), il est ainsi suggéré que le niveau d'eau de la mer Noire était d'environ -150/-100 m par rapport au niveau actuel pendant le dernier glaciaire, donc au maximum dès -74 000 ans (Ryan et al., 1997 ; Winguth et al., 2000 ; Aksu et al., 2002 ; Lericolais et al., 2009, 2010, 2011) (Fig. II.11).

Soulet et al. (2011, 2013) démontrent qu'un épisode de montée des eaux de +100 m aurait eu lieu entre 17 200 cal a BP et 15 700 ± 300 cal a BP en réponse à la fonte brutale de la calotte glaciaire fennoscandienne dont les produits viennent alimenter la mer Noire par le fleuve Dniepr à la fin du LGM (Fig. II.11). Bien qu'il fasse débat, un écoulement de la mer Noire vers la mer de Marmara est possible à ce moment-là (Soulet et al., 2011a ; Aloisi et al., 2015). Cette impulsion est immédiatement suivie par une chute du niveau marin ramenant la mer Noire à de nouvelles conditions de bas niveau. L'arrêt de l'apport d'eau de fonte de la calotte glaciaire fennoscandienne à 15 700 ± 300 cal a. BP (Soulet et al., 2011a, 2013) et la persistance de conditions arides jusqu'à 14 700 cal a. BP aurait pu conduire à un bilan hydrologique négatif du bassin de la mer Noire, ce qui, à son tour, aurait pu provoquer cette forte baisse du niveau de l'eau (≤-110 m). Cette hypothèse a été renforcée par une modélisation numérique qui

démontre que le niveau de la mer Noire aurait pu baisser considérablement en quelques siècles en réponse aux changements hydrologiques passés (c'est-à-dire un bilan hydrologique négatif) dans le bassin versant de la mer Noire (Georgievski et Stanev, 2006).

Dès la fin de cet épisode, le réchauffement qui sévit dans l'Hémisphère Nord à la fin du LGM, et dans la région de la mer Noire (Soulet et al., 2011a ; Ménot et Bard, 2012) génère une nouvelle augmentation des apports d'eaux douces par les grands fleuves d'Europe de l'Est dans le bassin versant du Danube (Sidorchuk et al., 2011) aboutissant à la reconnexion avec la Méditerranée il y a -9 ka (Fig. II.11).

Il est à noter que certains auteurs (Lericolais et al., 2007, 2009, 2010, 2011), proposent encore un épisode d'abaissement significatif jusqu'à -100 m, basé sur l'apparition de dunes côtières aériennes encore visibles sur le plateau roumain sous les dépôts post-glaciaires récents à la suite de l'événement froid Younger Dryas (~ 12 650-11 700 cal a. BP). Cependant, cette hypothèse reste controversée (Giosan et al., 2009 ; Mudie et al., 2014 ; Yanko-Hombach et al., 2014) et semble en désaccord avec des travaux basés sur la datation de l'activité turbiditique en base de pente, supposée activée lors des bas niveaux marins.

Notamment, basée sur la reconstruction de l'activité turbiditique enregistrée au sein du dernier complexe chenal-levées de l'éventail profond du Danube, la courbe de Constantinescu et al. (2015), fournit ainsi une courbe révisée des fluctuations du niveau d'eau de la mer Noire, qui rentre en cohérence avec les contraintes d'âge de Soulet et al. (2011, 2013). Présentée sur la Figure II.11, ils montrent :

- (i) Que des conditions de bas niveau (<110m) prévalaient entre -28 ka et -19 ka et entre 15 700 ± 300 cal a BP et 14 700 cal a BP (Fig. II.11) ;
- (ii) Que le niveau d'eau a pu varier entre ≥ -110 m et ≤ -30 m entre ca. 17 200 et 15 700 ± 300 cal a. BP et entre 14 700 cal a. BP jusqu'à la reconnexion de la mer Noire avec la Méditerranée à 9 000 cal a BP (Fig. II.11) ;
- (iii) Une remontée du niveau d'eau graduelle cohérente avec l'hypothèse de Soulet et al. (2011), avec un niveau d'eau compris entre ≥ -110 et ≤ -70 m entre 14 700 et 11 700 m. cal a. BP, et de ≥ -70 et ≤ -30 m entre 11 700 et 9 000 cal a. BP (Fig. II.11).

Leurs travaux mettent en évidence l'influence des forçages externes sur l'activité et l'évolution du delta profond du Danube: Ils montrent la grande sensibilité de l'activité turbiditique en domaine profond face aux fluctuations du niveau d'eau : cette activité est contrôlée par la connexion entre le fleuve Danube et le canyon Viteaz (tête du canyon à -110 m) qui constitue

en effet la condition préalable au transfert de sédiments vers le bassin profond (Figs. II.10 et 11).

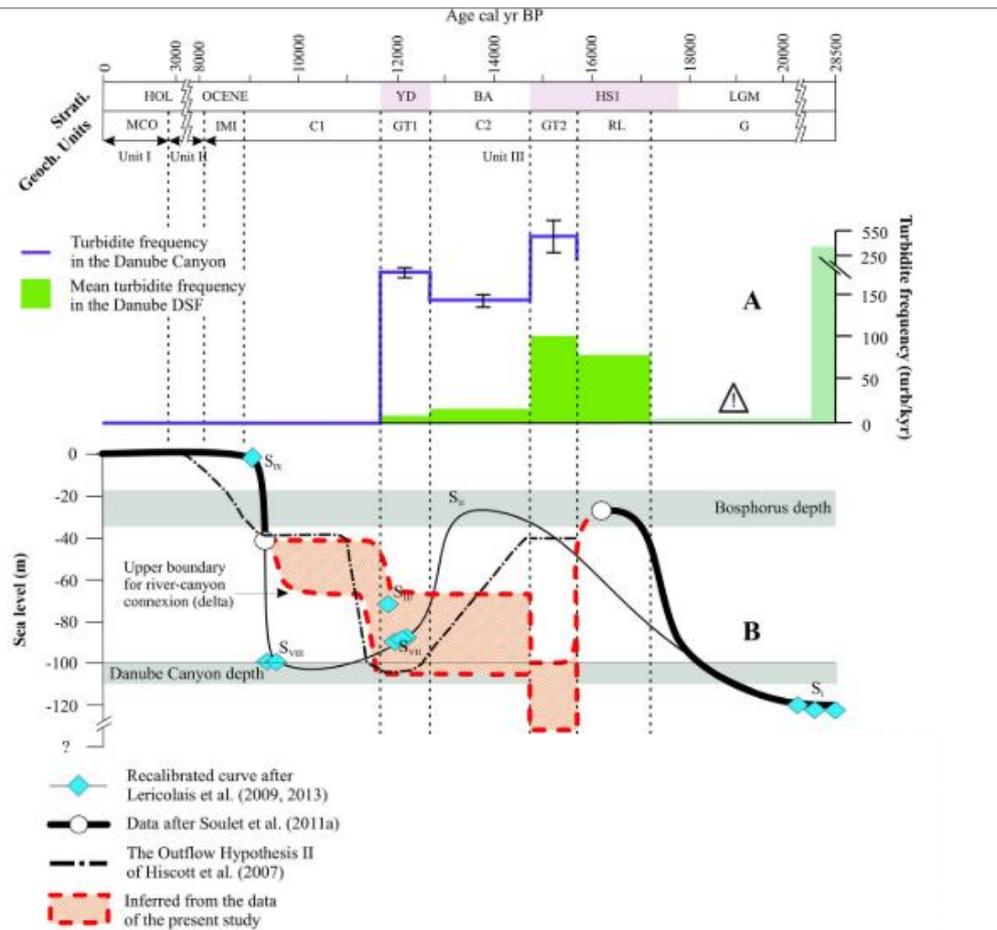


Figure II.11 : Courbe révisée du niveau marin du bassin de la mer Noire depuis 28 500 cal a BP (d'après Constantinescu et al., 2015), reconstituée à partir des différentes hypothèses de l'histoire hydrologique de la mer Noire.

IV.3. Implications des changements hydrologiques sur les conditions du milieu

Les changements hydrologiques qui surviennent à la fin du dernier glaciaire en mer Noire ont des implications importantes sur les conditions de salinité et de température dans la colonne d'eau et les sédiments.

A l'aide des profils géochimiques de l'eau interstitielle, Soulet et al. (2010) donnent un aperçu de la salinité de l'eau de fond au fil du temps, estimée à ~ 2 g/L pendant les stades de bas niveau marin et d'eau douce du bassin de la mer Noire évoluant vers des eaux salées de l'ordre ~ 22 g/L lors de la mise en place des conditions marines, après reconnexion à -9 ka (Fig. II.12A). En calculant le profil de salinité dans les 30 premiers mètres de sédiments et en considérant le temps de diffusion du sel dans les sédiments, ils estiment que la salinité de la mer Noire

aurait atteint sa valeur actuelle de 22g/L il y a ~2000 ans (Soulet et al., 2010). Cette mise à l'équilibre entraîne un gradient vertical du profil de salinité actuel où une salinité constante équivalente à de l'eau douce réapparaît dès les 28 premiers mètres de sédiments (Riboulot et al., 2018 ; Hillman et al., 2018 ; Riedel et al., 2020) (Fig. II.12B).

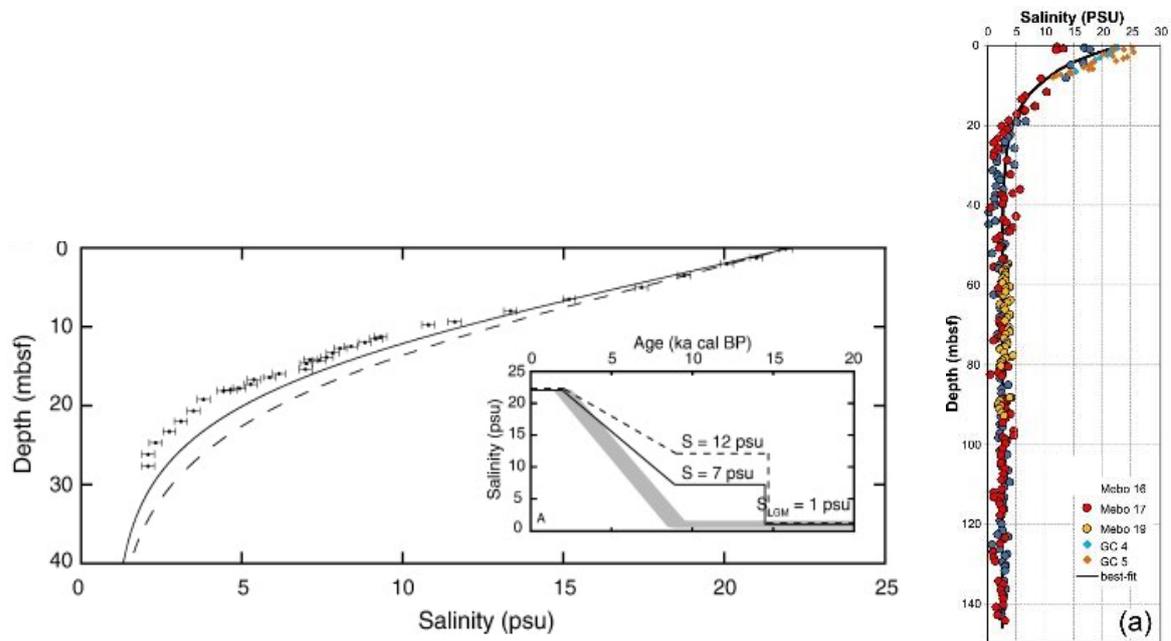


Figure II.12 : A gauche : Evolution de la salinité en mer Noire depuis le dernier glaciaire en mer Noire (d'après Soulet et al., 2010) ; A droite : profil de salinité en fonction de la profondeur (tiré de Riedel et al., 2020).

De même que pour la salinité, il a été montré que la température des eaux de fond a sensiblement évolué depuis le dernier glaciaire en réponse à la connexion avec la Méditerranée : en appliquant une fonction de transfert qui relie les valeurs prélevées de $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates, de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et la température de l'eau, Soulet et al. (2010) a déterminé qu'une température des eaux de fonds de $\sim 4^\circ\text{C}$ régnait pendant le dernier glaciaire. Il s'agit de la seule valeur estimée à ce jour. Depuis, la température de l'eau a augmenté de $\sim 5^\circ\text{C}$. Les données *in-situ* ont en effet mesuré une température actuelle de 8.9°C à 600 m de profondeur d'eau (Riboulot et al., 2018). Différents scénarios d'évolution, encore discutés aujourd'hui, existent sur le temps de mise à l'équilibre de la température où celui-ci est présenté comme étant soit instantané, soit progressif en fonction des auteurs (Erickson et Von Herzen, 1978 ; Zander et al., 2017).

IV.4. Modèle chrono-stratigraphique de la zone d'étude

La grande « faiblesse » de la plupart des études qui portent sur la chronologie et les changements hydrologiques du bassin de la mer Noire est que les chronologies produites sont

incohérentes d'une étude à l'autre dues à la difficulté à contraindre les âges réservoirs des lacs en général (Grachev, 2000 ; Soulet, 2011).

L'âge réservoir est mal contraint en mer Noire, rendant les datations par radiocarbone peu fiables (Guichard et al., 1993 ; Ryan, 2007 ; Kwiecien et al., 2008 ; Soulet et al., 2011a). Pour s'affranchir des dates par radiocarbone, et contourner le problème de l'âge réservoir, le modèle d'âge Calendar (age cal BP) a pu être obtenu par comparaison notamment entre la courbe de température de surface de la mer Noire (mesurée sur une carotte MD04-2790 de bonne qualité) avec l'enregistrement de référence climatique, en l'occurrence en utilisant ici, la courbe de calibration $\delta^{18}\text{O}$ d'Hulu Cave (Wang et al., 2001). Grâce à cela, Soulet et al. (2011) ont pu produire un profil d'âge réservoir subcontinu depuis 32 jusqu'à 8 ka cal BP et établir la première chronologie absolue du bassin de la mer Noire pour cette période.

En s'appuyant sur cette quantification des âges réservoirs l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD04-2790, localisée sur le talus continental de la marge roumaine, a ainsi pu être calé dans le temps. Cette corrélation a permis d'attribuer un cadre stratigraphique précis aux caractéristiques sédimentaires et géochimiques décrites précédemment sur les différentes carottes de sédiments (Major et al., 2002, 2006 ; Bahr et al., 2005, 2006, 2008 ; Kwiecien et al., 2008).

Ces contraintes chronologiques ont notamment permis de revoir la chrono-stratigraphie des séquences sédimentaires bien connues de Degens et Ross (1972) (c'est-à-dire les unités I, II, III) qui décrivent un changement des conditions lacustres (représentées par l'unité III argileuse, déposée avant 8080 ± 250 cal a. BP selon Soulet et al. (2011)) vers des conditions marines (qui débutent avec le dépôt de l'unité II de sapropèles jusqu'à 2720 ± 160 cal a. BP, puis recouvertes par l'unité I, à coccolithophores).

Le modèle d'âge de Soulet et al. (2011) constitue le modèle d'âge le mieux contraint à ce jour, et est depuis utilisé comme unique modèle chronostratigraphique pour l'ensemble des études qui portent sur l'évolution des conditions environnementales depuis le dernier glaciaire en mer Noire occidentale (Soulet et al., 2013 ; Lericolais et al., 2013 ; Constantinescu et al., 2015 ; Zander et al., 2017 ; Martinez-Lamas et al., 2020).

Une carotte sédimentaire GAS-CS01 utilisée pour notre étude a été collectée sous le rebord de plateau à 240 m de profondeur d'eau, à 19.6 km à l'ouest de la carotte MD04-2790 datée par Soulet et al. (2011). Suite aux efforts réalisés sur la carotte MD04-2790 (Soulet et al., 2011), Martinez-Lamas et al. (2020) ont pu appliquer ce même modèle d'âge sur la carotte

GAS-CS01, en corrélant stratigraphiquement les deux carottes à partir de leur signature XRF du Calcium respectives (Fig. II.13). De cette manière, Martinez-Lamas et al. (2020) ont ainsi pu dater une grande partie de la carotte CS01 qui enregistre précisément la chronologie des dépôts de la zone d'étude depuis le dernier glaciaire (Fig. II.9).

Notons cependant que sous 1595 cmbsf de la carotte GAS-CS01, seuil maximal de la corrélation avec le modèle d'âge MD04-2790 (i.e. avec la courbe Hulu Cave de référence) certaines datations ont été obtenues par radiocarbone à partir de débris de coquilles (*Dreissena*) et de carbone organique présents dans les sédiments (Fig. II.13) (Martinez-Lamas et al., 2020). Bien que présentant de grandes incertitudes, ces dates par radiocarbone permettent néanmoins de compléter le profil d'âge nécessaire à notre étude, en déterminant un âge minimal de -33.5 ka à la base de la carotte.

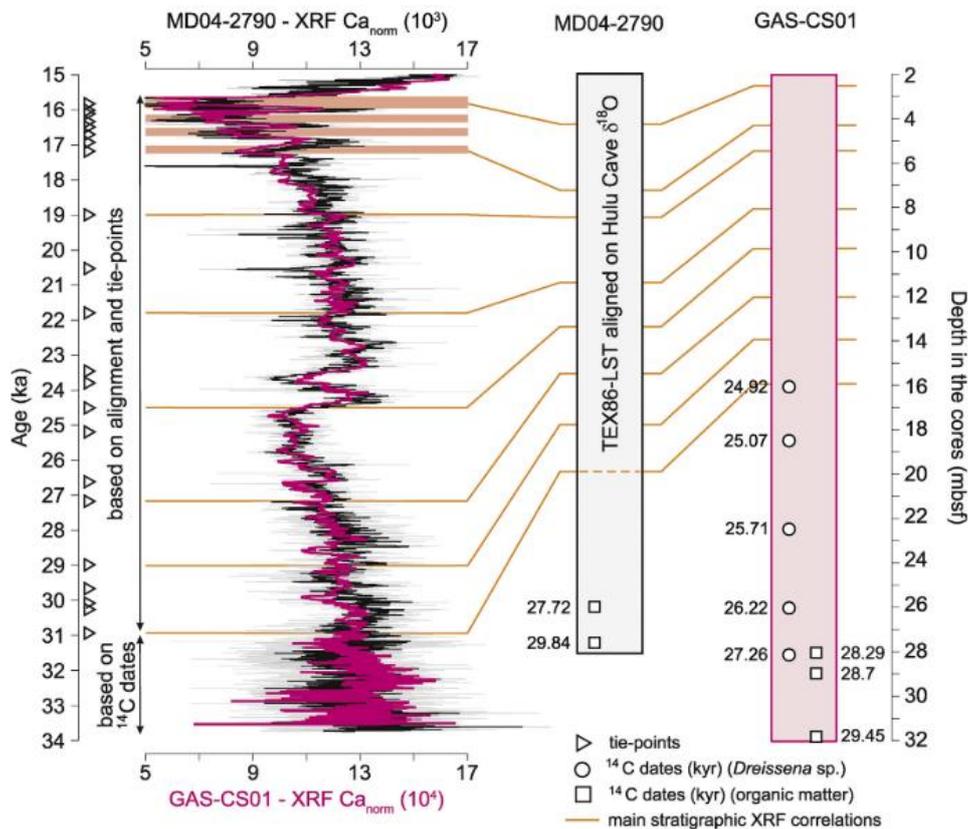


Figure II.13 : Corrélation stratigraphique des carottes sédimentaires GAS-CS01 (courbe noire) et MD04-2790 (courbe violette) basée sur leurs profils XRF-Ca respectifs (figure tirée de Martinez-Lamas et al., 2020).

V. IMPLICATIONS SUR LE SYSTEME GAZ-LIBRE/HYDRATES EN MER NOIRE

V.1. Rappels sur les systèmes à hydrates

V.1.1. Conditions de stabilité et distributions (diagramme de Sloan)

Les hydrates de gaz ne sont stables qu'au sein d'une fenêtre restreinte qui est principalement fonction, pour un gaz donné, de la pression et de la température (elle-même déterminée par la température des eaux de fond et le gradient géothermique dans les sédiments) et correspond à la Zone de Stabilité des Hydrates de Gaz (ZSHG). Deux contextes très différents sont propices à la formation d'hydrates ; (i) en domaine profond et donc de forte pression et (ii) dans les régions polaires où les faibles températures sont propices à leur développement.

Dans les sédiments marins, l'intersection de la limite de phase du gradient thermique de l'eau et du gradient géothermique délimite la ZSHG (Sloan, 1998) (Fig. II.14). En dehors de ces conditions, le gaz demeure sous sa forme libre (bulles de gaz) dans les sédiments, et définit la « zone de gaz libre ». Les hydrates se forment dans des conditions de haute pression et de faible température, typiquement inférieure à 25°C et pour des pressions supérieures à 60 bars (Sloan, 2003) (Fig. II.14). Cette dépendance au diagramme « Pression-Température » se traduit par une zonation de la répartition des hydrates sur le profil des pentes continentales (Kvenvolden et Barnard, 1983) : leur profondeur de stabilité dans les sédiments varie en fonction des latitudes et de la température, mais ces conditions se trouvent généralement réunies après la rupture de pente du plateau continental, autour de 300-600 m de profondeur

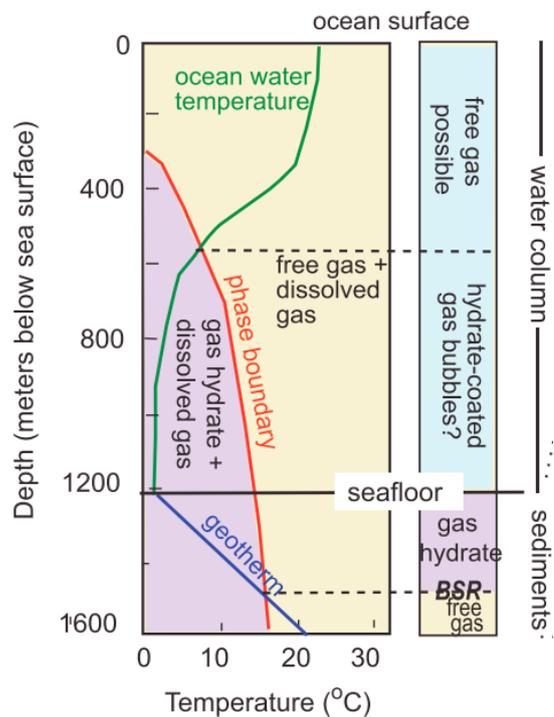


Figure II.14 : Diagramme de phase de la stabilité des hydrates de gaz dans les sédiments marins, pour une profondeur et une composition de gaz donnée. Les zones violettes correspondent à des hydrates de gaz avec du gaz dissous, tandis que les régions jaunes peuvent présenter une coexistence de gaz dissous et de gaz libre (bulles de gaz). (Ruppel, 2007, modifié d'après Xu et Ruppel, 1999 ; Sloan 1998).

d'eau (Sloan, 2003) (Fig. II.15). Le « biseau » formé au contact avec le fond de mer constitue alors la terminaison supérieure de la ZSHG et la délimite du domaine de gaz libre (Fig. II.15). Vers le large, la base de la ZSHG tend à s'approfondir par rapport au fond de mer, dont la position est régulée à la fois par les conditions des eaux de fond (température, salinité) et par le gradient géothermique dans les sédiments (Fig. II.14).

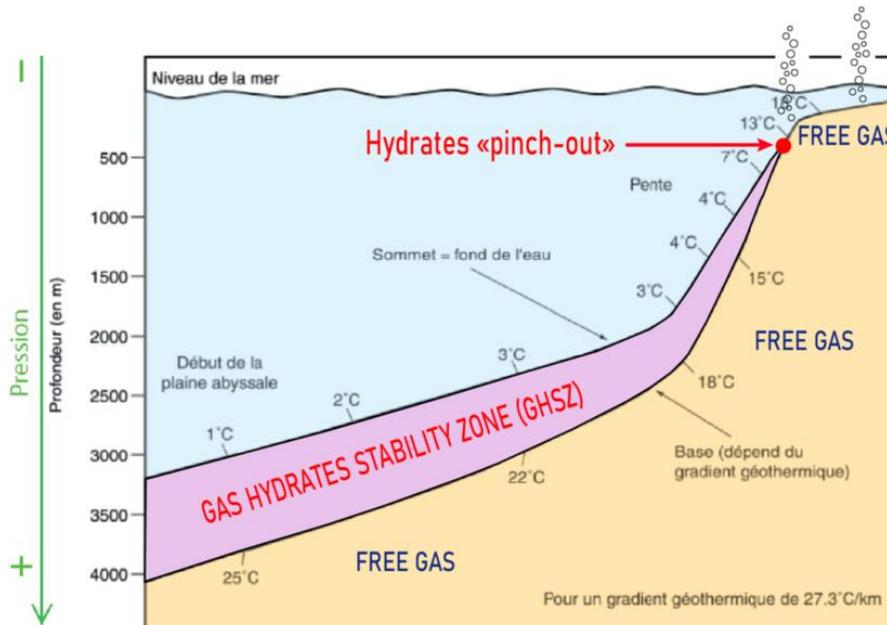


Figure II.15 Illustration de l'accroissement de l'épaisseur de l'intervalle de stabilité des hydrates avec l'augmentation de la profondeur d'eau et visualisation du « biseau des hydrates » à la terminaison supérieure des hydrates (modifiée d'après Kvenvolden et Barnard, 1983).

La variation de l'un de ces paramètres pression-température suffit à perturber l'équilibre du système. Dans une moindre mesure, la salinité et la concentration en gaz peuvent faire varier ces conditions de stabilité (Sloan, 2003 ; Chong et al., 2015 ; Riboulot et al., 2018).

La concentration en gaz doit être au moins 100 fois supérieure à la solubilité du méthane dans les sédiments (Bohrman et Torres, 2006). Le taux de saturation de méthane, dépendante de la lithologie (porosité, perméabilité), influe sur la formation des hydrates en limitant le volume de méthane potentiellement piégé par les hydrates.

L'addition de gaz plus lourds tels que l'éthane, le propane, ou le butane se traduit par un approfondissement de la base de stabilité des hydrates en raison du déplacement de la courbe de limite de phase vers des températures plus élevées (Sloan, 1998). La stabilité des hydrates de gaz est également conditionnée par une alimentation du système en hydrocarbures depuis les sédiments sous-jacents. Dans le cas d'un arrêt de l'approvisionnement en méthane, les

hydrates se dissocient naturellement. La présence d'hydrates atteste donc de la migration contemporaine de gaz vers le fond de mer.

La Zone de Transition Sulfate-Méthane (*Sulfate Méthane Transition Zone-SMTZ*) constitue la frontière supérieure pour la formation des hydrates (Borowski et al., 1999). Au-dessus de cette interface qui englobe généralement les 10 premiers mètres de sédiments sous le fond, la présence en méthane devient très faible car il est consommé par les bactéries sulfato-réductrices.

V.1.2. Signature géophysique des hydrates

V.1.2.1. Le Bottom Simulating Reflector (BSR)

La présence d'hydrates dans les sédiments au sein de la ZSHG augmente les vitesses de propagation acoustique et produit une anomalie d'impédance (produit de la vitesse de propagation par la masse volumique) positive dans les sédiments. Il est estimé que pour une occupation de 15 à 20% des pores des sédiments par les hydrates, la vitesse de propagation augmente de 7 à 10% (Spence et al., 1995). Lorsque l'apport en gaz excède le taux de saturation des sédiments, le surplus en gaz reste piégé sous la Base de la ZSHG qui constitue une barrière plus ou moins imperméable pour la migration des hydrocarbures vers la surface. Sous la base de la ZSHG, la présence de gaz provoque la diminution de la vitesse de propagation des ondes acoustiques. L'interface entre (i) la ZSHG correspondant à une anomalie d'impédance positive et (ii) la zone chargée en gaz sous-jacente de faible impédance génère une diminution de vitesse de propagation des ondes acoustiques. Dans des conditions normales, cette vitesse augmente avec l'enfouissement à cause de la compaction et donc de l'augmentation de la densité des sédiments. Cette diminution de vitesse crée donc un contraste d'impédance négatif sur les données de sismique marine qui se traduit par l'apparition d'un réflecteur à polarité négative au niveau de la base de la ZSHG. La profondeur du fond de mer conditionnant la position de ce réflecteur, ce deuxième mime généralement le premier en l'absence d'anomalie de température. On parle ainsi de réflecteur imitant le fond de mer (BSR : Bottom Simulating Reflector) comme un réflecteur à polarité négative simulant le fond de mer.

V.1.2.2. BSR-multiples

L'observation de plusieurs BSR superposés a été mise en évidence dans plusieurs régions dans le monde, que ce soit en mer Noire (Popescu et al., 2006), en Papouasie-Nouvelle-Guinée (Huuse et al., 2014), au niveau des côtes japonaises (Foucher et al., 2002) ou dans la mer du Nord (Posewang et Mienert, 1999). L'observation de BSR multiples se limite à un nombre restreint d'études et leur interprétation est encore fortement controversée.

Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer l'origine du second réflecteur sismique :

- La première hypothèse concerne la transformation de la silice (SiO_2), initialement sous sa forme d'Opale-A (silice biogénique) vers sa forme d'Opale-CT (Cristobalite et Tridymite) qui est stable à des températures plus importantes. Cette recristallisation dépendant de la température, la signature géophysique associée à ce front de transformation se produit sous la forme d'un réflecteur continu, à polarité positive et parallèle au fond de mer (Davies and Cartwright, 2002; Berndt et al., 2004; Carthwright et al., 2003; Davies et Carthwright, 2007).
- Une relique de la position d'un ancien BSR peut également être envisagée pour expliquer la présence d'un second BSR. La variation de conditions de pression-température (variation du niveau marin ou changements de contextes environnementaux par exemple) peut faire varier la position de la base de la ZSHG (Foucher et al., 2002; Netzeband et al., 2005; Bangs et al., 2005; Davies et al., 2012). Tous ces auteurs suggèrent que l'existence du double BSR traduit un déplacement de la base de la ZSHG vers le haut dans la ZSHG, suite au réchauffement post-glaciaire, et qu'il indique que des quantités importantes de gaz ont été libérées par l'hydrate dissocié lors de la migration du BSR vers le haut.
- La composition en gaz peut modifier les conditions thermodynamiques de stabilité des hydrates. L'ajout d'une proportion d'hydrocarbures gazeux plus lourds augmente la profondeur de la base de la ZSHG. La différence de composition en gaz entre le premier BSR (100% méthane) et le deuxième (par exemple composé en partie de gaz plus lourds) crée des profondeurs de stabilité différentes. La formation d'un double BSR pourrait s'expliquer d'après cette différence de composition (Andreassen et al., 2000; Geletti et Buseti, 2011; Pecher et al., 2014) et témoigner de la coexistence de gaz légers et d'hydrocarbures gazeux plus lourds.

V.2. Reconnaissance des hydrates de gaz en mer Noire

Des hydrates de méthane ont été échantillonnés pour la première fois en 1972, dans la partie superficielle de la couverture sédimentaire dans la zone du delta du Danube, à 1950 m de profondeur d'eau (Yefremova et Zhizhchenko, 1974). Il s'agit d'hydrates de type I car le principal composant est à 99.6% du méthane d'origine biogénique (Vassilev et Dimitrov, 2003 ; Riboulot et al., 2018).

Plus récemment, la présence d'hydrates de gaz dans les sédiments profonds a été déduite des observations d'un BSR aux alentours du Canyon Viteaz (Ion et al., 2002 ; Baristean, 2006 ; Popescu et al., 2007 ; Haeckel et al., 2015 ; Riboulot et al., 2017) et dans le nord-ouest de la mer Noire (Lüdmann et al., 2004) (Fig. II.16). Le BSR se caractérise par une réflexion sismique distincte, subparallèle au fond marin, semi-continue, montrant une polarité inversée, et recoupant la stratification (Popescu et al., 2007 ; Riboulot et al., 2017). L'apparition d'un fort contraste d'impédance et d'une amplitude forte à l'emplacement du BSR est un indicateur de la présence de gaz sous les hydrates (Dillon et Paull, 1983 ; Paull et al., 1995), où la base de la ZSHG et les hydrates sus-jacentes forment une couverture imperméable au gaz alors piégé sous le BSR.

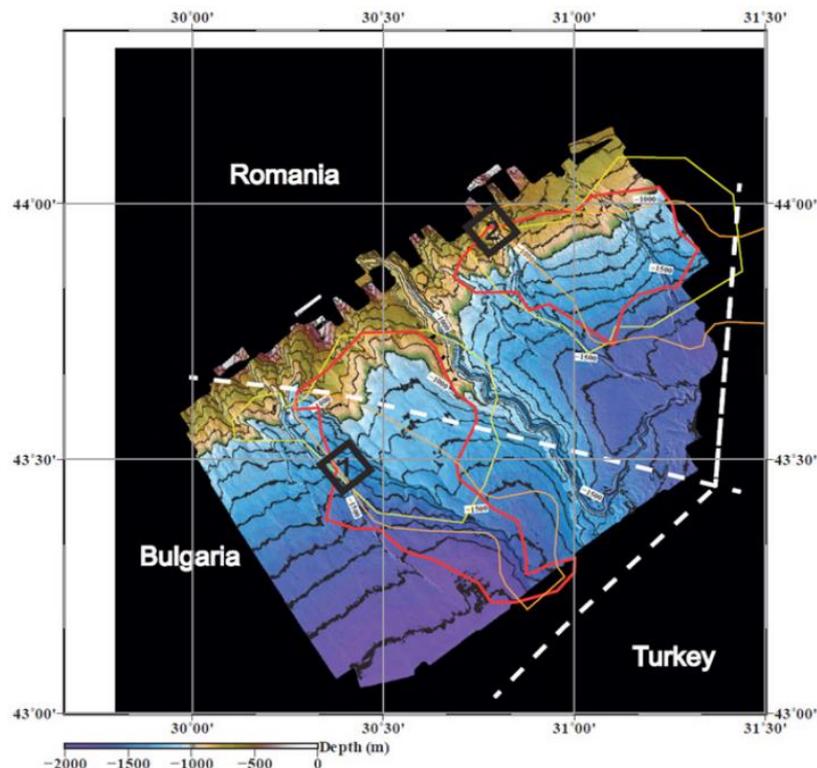


Figure II.16: Cartographie des marges roumaine et bulgare centrée sur le canyon Viteaz, montrant l'étendue des zones où un BSR a pu être reconnu. En orange : Popescu et al., 2007 ; En rouge : Haeckel et al., 2015 ; En jaune : Baristean, 2006 (figure tirée de Haeckel et al., 2015).

De multiples BSRs ont été mis en évidence dans les données sismiques sur cette même zone (Popescu et al., 2006 ; Zander et al., 2017) (Fig. II.17). Ceux-ci, présentent les mêmes caractéristiques que le BSR superficiel, mais avec des amplitudes plus faibles. En l'absence d'informations directes provenant du forage, l'origine des BSR multiples a été évaluée sur la base d'une modélisation de la profondeur de la base de la ZSHG (Popescu et al., 2006). Leurs résultats montrent que les BSR multiples sont très probablement des reliques de positions plus anciennes de la base de la ZSHG, correspondant à des épisodes successifs climatiques froids stables.

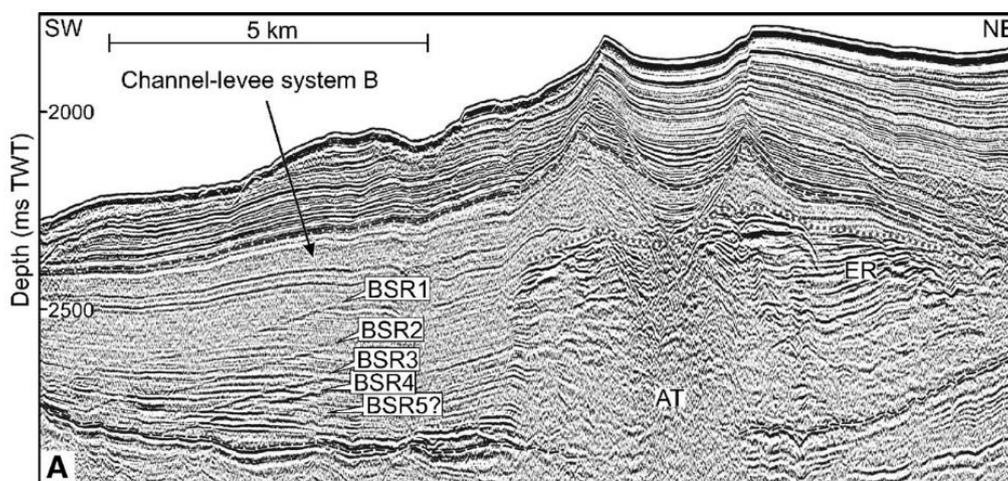


Figure II.17 : Multiple BSRs identifiés sur la marge nord-ouest de la mer Noire (figure tirée de Popescu et al., 2006)

Outre l'identification des BSRs, des suintements de gaz et des indices sismiques liés au gaz ont également été identifiés dans la zone (Popescu et al., 2007). Les suintements de méthane sont très répandus sur le plateau et le talus de la mer Noire, en particulier le long des marges ukrainienne (Greinert et al., 2010 ; Naudts et al., 2006, 2009) et roumaine (Popescu et al., 2007 ; Riedel et al., 2021). Riboulot et al. (2017) ont identifié plus de 1 400 suintements de gaz dans le secteur roumain de la mer Noire sur la base d'enregistrements acoustiques de la colonne d'eau. Les émissions de gaz dans la colonne d'eau semblent être contrôlées par la géomorphologie et l'extension de la zone à hydrates de gaz, car 98 % des suintements de gaz sont situés à une profondeur d'eau où les hydrates de gaz sont thermodynamiquement instables, confirmant que la présence d'hydrates semble empêcher toute migration libre de gaz dans les sédiments et la colonne d'eau. Seule la « zone de crête » au nord du canyon Viteaz qui représente les 2 % restants, présente des sorties de fluides à l'intérieur de la zone de stabilité à hydrates (Riboulot et al., 2017), mais représente un cas

particulier où la présence d'une faille sert de vecteur de migration aux fluides depuis les sédiments profonds directement vers la colonne d'eau (Ker et al., 2019).

V.3. Dissociation récente des hydrates en Mer Noire

La distribution d'un grand nombre de suintements à proximité du biseau de la ZSHG avec le fond de mer, suggère que les hydrates sont actuellement en cours de déstabilisation, probablement en raison des bouleversements environnementaux survenus en mer Noire depuis -9 ka (Popescu et al., 2007 ; Zander et al., 2017 ; Riboulot et al., 2017 ; Riedel et al., 2021).

Plus récemment, des résultats de modélisation 2D menés par Riboulot et al. (2018) mettent pour la première fois en évidence l'impact de la diffusion du sel dans les sédiments sur la modification d'équilibre des hydrates de gaz. D'après ces résultats, la salinisation du milieu entraîne un rétrécissement progressif de la zone à hydrates vers le large qui se caractérise par l'apparition de nouveaux suintements sur le fond de mer, dans la zone de biseau des hydrates (Fig. II.18). La formation de la « zone de déstabilisation des hydrates » qui en résulte reflète l'état transitoire actuel du système à hydrates en mer Noire, qui devrait continuer à évoluer au cours des prochains milliers d'années (Fig. II.18).

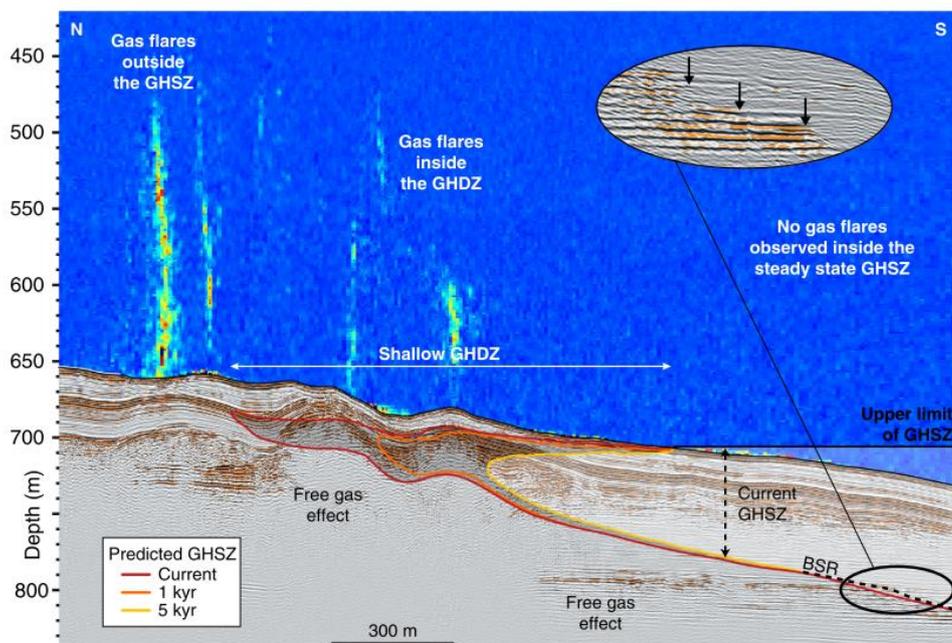


Figure II.18: Dissociation des hydrates liée à la diffusion du sel dans les sédiments et responsable de l'apparition de nouveaux suintements sur le fond (figure tirée de Riboulot et al., 2018). En raison de la salinisation des sédiments, la dissociation des hydrates de gaz devrait évoluer au cours des prochains milliers d'années (les lignes colorées simulent l'évolution de la ZSHG prédite par le modèle à des pas de temps différents). L'échogramme de

la colonne d'eau traitée le long du profil montre la localisation des suintements du gaz en dehors de la ZSHG actuelle et à l'intérieur de la ZSHG peu profonde, ce qui se corrèle parfaitement à l'évolution prédite de la ZSHG. Dans une optique d'évaluation des aléas géologiques et notamment des conséquences futures que peuvent avoir une telle réaction du système à hydrate sur la libération de méthane dans les océans, les résultats de modélisation donne un aperçu de la portée de la zone de déstabilisation des hydrates prédites sur les 5000 prochaines années à l'échelle de la mer Noire (Fig. II.19).

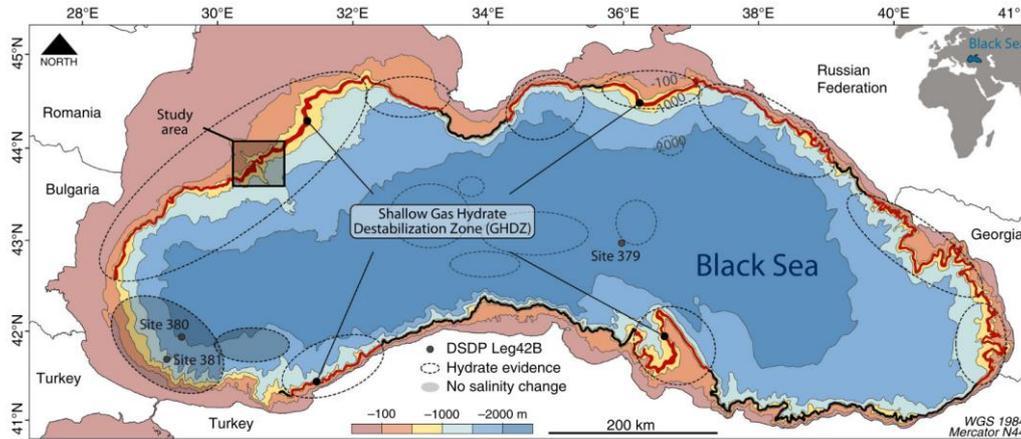


Figure II.19: Zone de déstabilisation des hydrates de gaz couvrant potentiellement 2800 kilomètres carrés de la marge de la mer Noire. La zone de déstabilisation des hydrates de gaz (GHDZ - la zone rouge) proche du fond marin désigne la zone où les hydrates de gaz ont été déduits et devraient se décomposer en raison de la diffusion de la salinité à travers les sédiments. La zone rouge est comprise entre la terminaison moderne et la terminaison future (d'ici 5000 ans) de la ZSHG vers l'intérieur des terres, qui correspondent respectivement aux contours bathymétriques de 660 et 720 m de profondeur d'eau (figure tirée de Riboulot et al., 2018).

En profondeur, l'état transitoire du système hydrates se manifeste par un BSR dont la position, légèrement plus profonde, n'est pas en accord avec les résultats de modélisation de la ZSHG, (Ker et al., 2019) (Fig. II.20). De manière complémentaire, et par le biais d'outils d'imagerie sismique très haute résolution performant (SYSIF), Colin et al. (2020b) relèvent le caractère très irrégulier du BSR (Fig. II.21), soulevant la complexité de la distribution du gaz libre le long de la base de la ZSHG. Ces auteurs proposent que cela reflète l'état transitoire du système à hydrates dans la

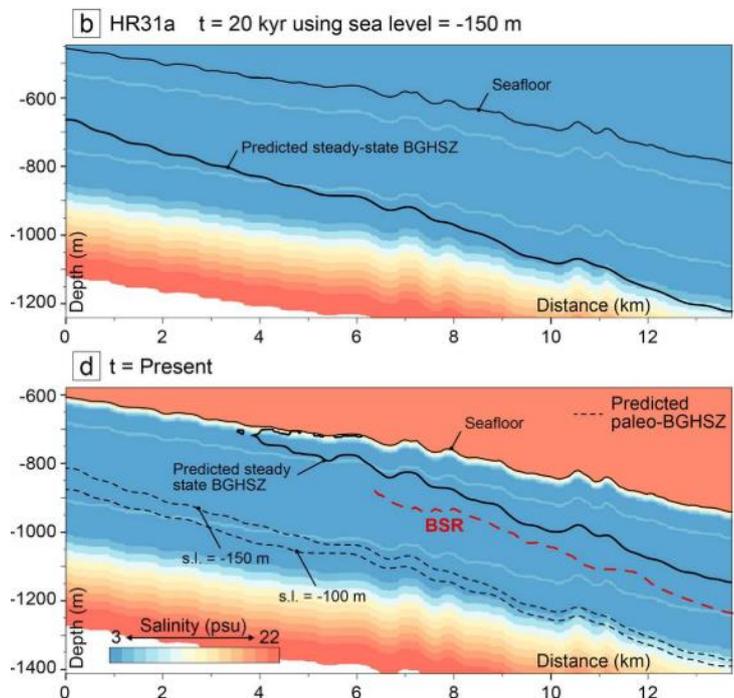


Figure II.20: : Décalage entre le BSR observé et la modélisation actuelle de l'état d'équilibre de la BGHSZ (figure tirée de Ker et al., 2019).

partie occidentale de la mer Noire, où l'effet lié à la variation de perméabilité à l'intérieur des

sédiments et leur effet sur la variabilité des suppressions pourrait générer des variations latérales sur la distribution du BSR (Fig. II.21). De tels résultats sont en accord avec les résultats de Sultan et al. (2007) qui montrent que les surpressions générées à la base de la ZSHG lors de la dissociation, entraînent une recristallisation d'hydrates, retardant ainsi la migration de la base des hydrates.

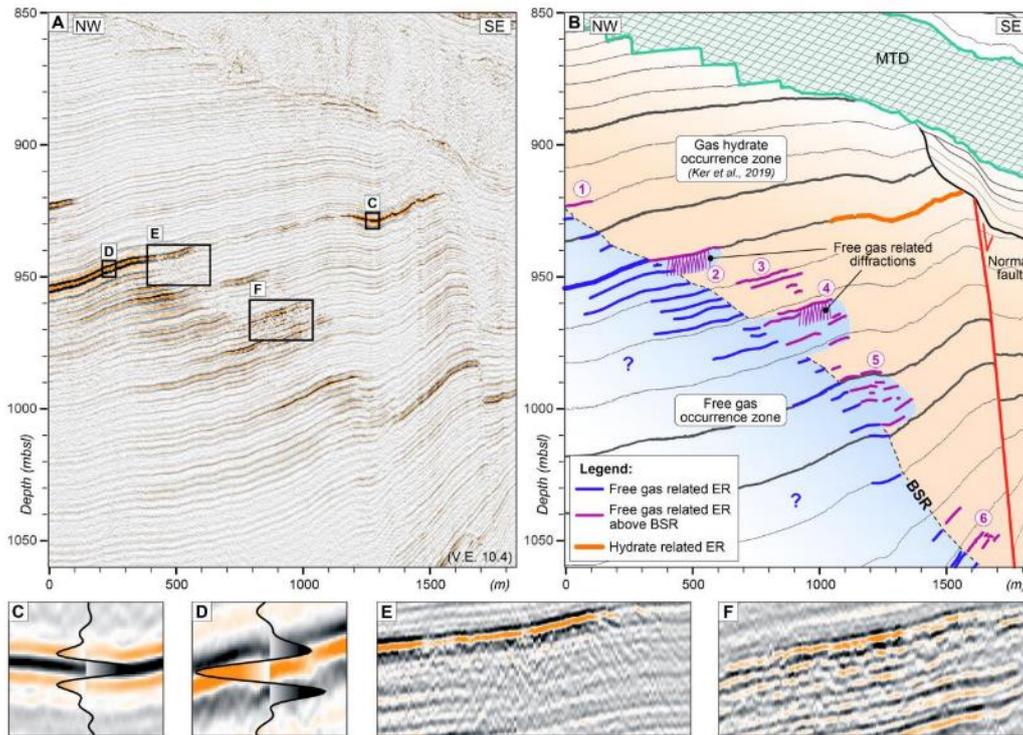


Figure II.21: BSR irrégulier mis en évidence sur les données sismiques très haute résolution tractée fond de mer (SYSIF). B) le profil interprété montre l'interface gaz-libre avec les hydrates. Plusieurs paquets de réflecteurs de forte amplitude se situent verticalement au-dessus de la limite régionale du BSR (figure tirée de Colin et al., 2020b).

Aujourd'hui, l'évolution de la zone de stabilité au regard des forçages climatiques, sédimentologiques, tectoniques reste encore loin d'être claire. Peu d'études modélisent la position précise de la base de la ZSHG en mer Noire dans le passé, à l'exception de Ker et al. (2019) qui a pu approcher la position d'une base de la ZSHG prédite au dernier glaciaire (Fig. II.20), mais en prenant en compte des paramètres limités ; ceux-ci incluent pour les conditions glaciaires : une composition du gaz (méthane biogénique à 99.6%) (Riboulot et al., 2018), un niveau de la mer compris entre -100/-150 m par rapport au niveau actuel (Demirbağ et al., 1999 ; Winguth et al., 2000), une température du fond de la mer à 4 °C (Soulet et al., 2010), une salinité de l'eau interstitielle des sédiments constante de 2 psu jusqu'à 400 mbsf (Riboulot et al., 2018), et un gradient géothermique passé dérivé du gradient géothermique actuel de 24.5°C/km (Riboulot et al., 2018).

La multiplication des prélèvements et données *in-situ* disponibles (missions GHASS et GHASS2) combinée à la prise en compte d'un nouveau modèle d'âge régional plus contraint (Soulet et al., 2011) a permis de progresser quant à la connaissance des changements environnementaux survenus en mer Noire depuis le dernier glaciaire ; Cela donne désormais l'occasion de reconstituer l'évolution du système gaz-libre/hydrates à travers le temps avec une plus grande fiabilité.

V.4. Effets sur les instabilités de pente ?

La marge nord-ouest de la mer Noire est affectée par des processus d'instabilités de pente. Les instabilités s'identifient sur le fond marin par la présence de nombreuses cicatrices d'arrachement. Elles s'étendent entre 200 et 900 m de profondeur d'eau, mais la plupart d'entre elles sont détectées entre 500 et 750 m de profondeur. Au total, ces escarpements perturbent près de 20% de la surface du fond marin sur le domaine de pente roumaine, générant localement des fortes valeurs de pente $\sim 25^\circ$ (Riboulot et al., 2017).

La localisation des zones d'initiation de ces glissements se situe dans la zone actuelle d'expulsion du gaz libre (Fig. II.22). Une dissociation des hydrates, liée aux changements environnementaux rapides survenus dans l'histoire récente de la mer Noire, notamment sa re-salinisation, combinée à une occurrence forte des processus de glissements dans la zone, pose donc question quant au timing du déclenchement des instabilités et à l'existence d'une potentielle relation de cause-à-effet avec la dynamique gaz-libre/hydrate. A ce stade, et au vu des exemples dans le monde qui ont souvent attribué la formation de glissements catastrophiques à la fonte des hydrates (e.g. Henriot et Mienert, 1998), une telle relation a souvent été évoquée en mer Noire (Popescu et al., 2004 ; Hillman et al., 2018 ; Zander et al., 2018 ; Riboulot et al., 2017 ; Marsset et al., 2022) ; Cependant, l'absence de datation de ces objets empêche de vérifier cette hypothèse.

Une étude contrainte, par des datations et prenant en compte un maximum de paramètres environnementaux connus ou estimés, rendrait ainsi davantage de légitimité à débattre sur les mécanismes déclenchants ou favorisant des glissements observés, au regard du système fluides.

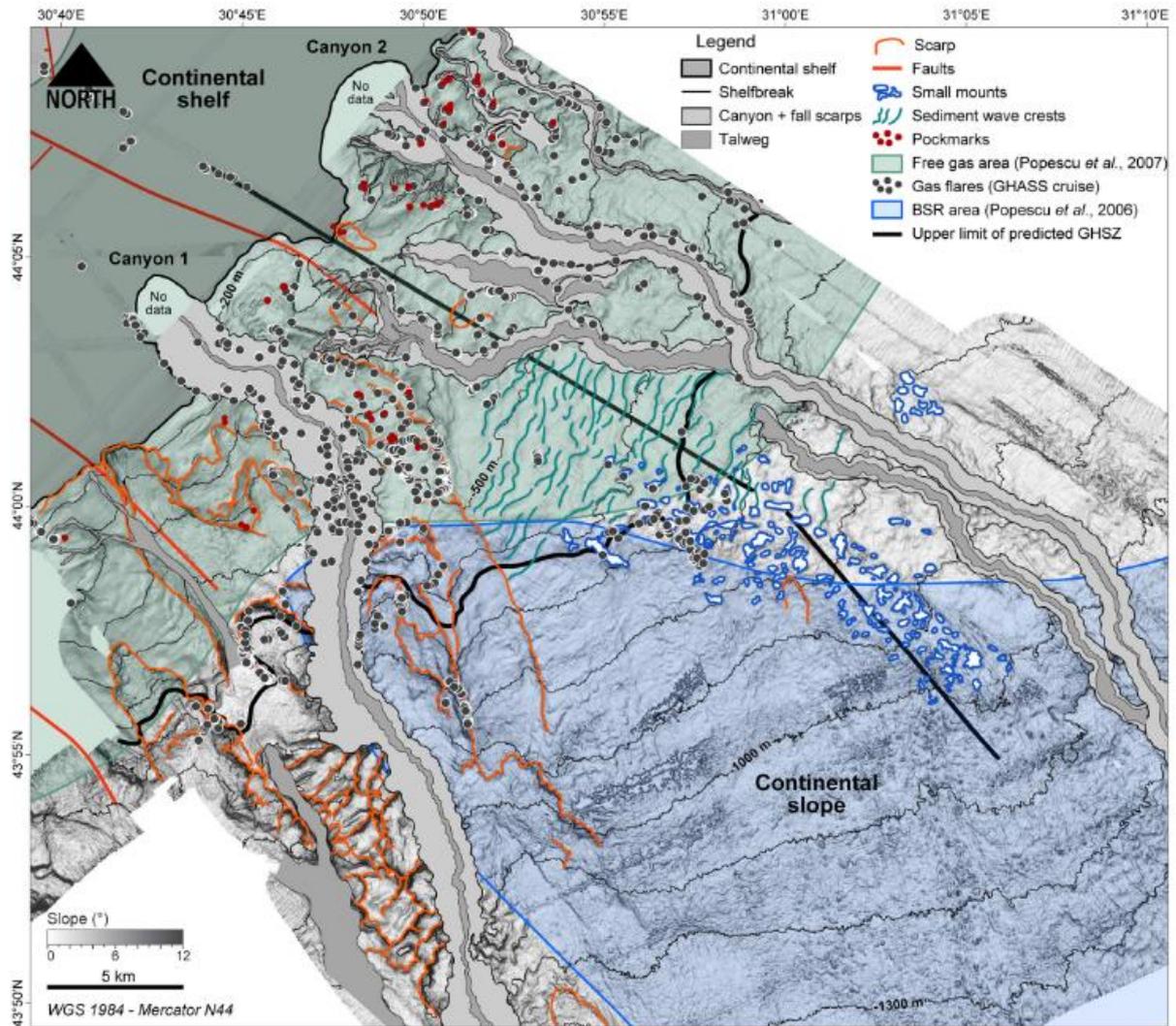


Figure II.22 : Carte géomorphologique de la zone d'étude, tirée de Riboulot et al., (2017), sur laquelle apparaissent : les cicatrices de glissement (en orange), la zone de gaz libre et d'étendue du BSR, tirée de Popescu et al., (2006, 2007), la cartographie des sorties de fluide détectées dans la colonne d'eau (mission GHASS, 2015) et la limite supérieure de la ZSHG prédite dans les conditions actuelles (trait noir épais), correspondant à l'isobathe -660 m.

CHAPITRE III

MATERIELS & METHODES

I. LES DONNEES

Les travaux menés dans la suite de ce manuscrit sont basés principalement sur des données géophysiques et sédimentologiques (carottes sédimentaires). L'utilisation de données géotechniques ou de vidéos issues de plongées Nautilie, bien que secondaires, ont permis dans certains cas précis de compléter l'étude.

La grande majorité des données utilisées pour cette étude ont été acquises en mer Noire lors des campagnes GHASS et GHASS-2 opérées par Ifremer et réalisées respectivement en 2015 et 2021. Ce jeu de données a été complété par et des campagnes, plus anciennes, BLASON 1 et 2 effectuées en 1998 et 2002 (Tableau III.1)

Mission	Année	Collaboration	chantier	Données utilisées
BLASON 1	1998	Ifremer/LSCE/GeoEcoMar*/IOBAS	Marge Roumano-Ukrainienne	Sismique HR
BLASON 2	2002	Ifremer/GeoEcoMar/UB*/UniHH*/Lamont-Doherty Earth Observatory*	Marge Roumano-Ukrainienne	Sismique HR
GHASS-1	2015	Ifremer/GeoEcoMar/Geomar*/NGI*/Université de Barcelone	Marge roumaine	Bathymétrie ; Colonne d'eau ; Sismique HR ; Sismique THR Sysif ; Sondeur de sédiments ; carottes Calypso ; Penfeld
GHASS-2	2021	Ifremer/UBO*/IStep*/LOCEAN*/LSCE*/Universités de Grenoble Alpes, Perpignan, Montpellier, Rennes, Bordeaux/GeoEcoMar	Marge roumaine	Bathymétrie ; Colonne d'eau ; Sismique HR ; Sismique SMT « dégradée » ; Sondeur de sédiments ; carottes Calypso ; Penfeld ; Nautilie

Tableau III.1 : Campagnes océanographiques et types de données acquises et utilisées au cours de cette étude. L'essentiel de ces missions se sont tournées sur l'acquisition de données géophysiques, et particulièrement de sismique multi-résolution du plateau continental au large, le long des marges roumaine, bulgare, ukrainienne et turque. Des données issues de carottes sédimentaires acquises lors des récentes campagnes GHASS et GHASS 2 ont également servies d'appui à l'étude sédimentologique de cette étude ; *Geomar : Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (Kiel, Allemagne) ; *Institut GeoEcoMar : L'Institut national de recherche et de développement en géologie et géoécologie marines (Constanta-Roumanie) ; *IOBAS : Académie des Sciences de Varna (Bulgarie) ; *IStep : Institut des Sciences de la Terre de Paris (France) ; * Lamont-Doherty Earth Observatory, New-York (USA) ; * LOCEAN : Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques, Paris (France) ; *LSCE (CEA-CNRS Gif/Yvette) : Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (France) ; *NGI : Norwegian, Geotechnical Institute, Oslo ; *UB : Université de Bucarest ; *UBO : Université de Bretagne Occidentale (France) ; *UniHH : Université de Hambourg.

I.1. Les données géophysiques

I.1.1. Les données de bathymétrie multifaisceaux

Le sondeur multifaisceaux utilisé pour réaliser des relevés bathymétriques des reliefs sous-marins, mesure simultanément la profondeur selon plusieurs directions dans l'axe transversal du navire, par l'émission d'impulsions acoustiques sous la forme de faisceaux. En même temps que le navire se déplace, il explore ainsi le fond sur une large bande, dont la largeur dépend de l'angle d'incidence ainsi que de la distance entre le système d'acquisition et le fond de mer (Fig. III.1).

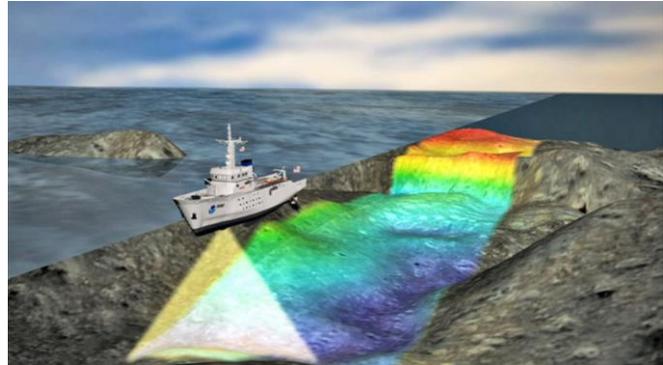


Figure III.1: Illustration du principe d'acquisition de données de bathymétrie multifaisceaux. Extrait de Center for Coastal and Ocean Mapping (University of New Hampshire)

Les données de sondeurs multifaisceaux (SMF) utilisées dans cette étude sont issues de deux jeux de données à couverture spatiale complémentaire, issus des campagnes à la mer GHASS (2015) et GHASS-2 (2021). Elles ont été acquises à l'aide du navire N/O *Pourquoi Pas ?*, lui-même équipé de deux sondeurs SMF distincts : Le Reson Seabat 7111, mis en œuvre pour les eaux peu profondes (< 500m), et le Reson Seabat 7150 activé pour les eaux moyennes et grandes profondeurs (au-delà de 300 m). Les fréquences d'acquisition sont de 100 kHz pour le SMF Seabat 7111 et de 12 et 24 kHz pour le SMF Seabat 7150, permettant d'obtenir des cartographies de précision satisfaisante (résolution métrique) sur un large champ de profondeurs d'investigation. D'après les spécifications des échosondeurs SMF7111 et SMF7150 utilisés pour la détection, tout objet de dimension sub-métrique (pour des profondeurs <2400 m) et au minima de 12 cm (pour des profondeurs de 200-400 m) sont détectables (Fig. III.2).

Parameters	7150-LF	7150-HF	7111
Sonar Operating Frequency	Centered on 12kHz	Centered on 24kHz	100kHz
Across-Track Beam Width at Nadir Beam ^a	1°	0.5°	1.8°
Along-Track Beam Width	1°	0.5°	1.5°, 3.0°, 4.5°, or 6.0° (operator selected)
Number of Across-Track Beams	256 Equi-angle or 880 Equi-distant.		101 or 201 equi-angle, 301 Equi-distant
Swath Coverage	Up to 150° with maximum swath width** of approximately 5.5 times the water depth.		
Depth (typical)	200 - 7000 meters	200 - 4000 meters	5 -1000 meters
Ping Rate	Up to 15 pings per second		Up to 20 pings per second
Pulse Length (CW)	0.5 - 20 msec (mode and range dependent)		170µsec to 3msec
Pulse length (FM)	200msec		N/A
Main sample rate	6022 Hz		
Bottom Detection Resolution	200-400m: 12 cm 600-800m: 25 cm 1200-1600m: 50 cm 2400-4800m: 1m 6400+ m: 2m	200-400m: 12 cm 400-600m: 25 cm 800-1200m: 50 cm 1600-2400 m: 1m 3200+ m: 2m	12 cm

Figure III.2: Caractéristiques et spécifications des échosondeurs SMF7111 et SMF7150 utilisés pour la détection des panaches acoustiques dans la colonne d'eau. Tableau tiré du rapport de mission GHASS, Ker et Riboulot (2015).

La Figure III.2 présente les emprises des modèles numériques de terrain (MNT) de bathymétrie obtenus respectivement lors des missions GHASS et GHASS-2. Une compilation des données bathymétriques a été établie dans un second temps par Ifremer, intégrant les données haute résolution GHASS et GHASS-2 aux données du programme européen EMODnet (<http://www.emodnet.eu/bathymetry>) (Fig. III.3).

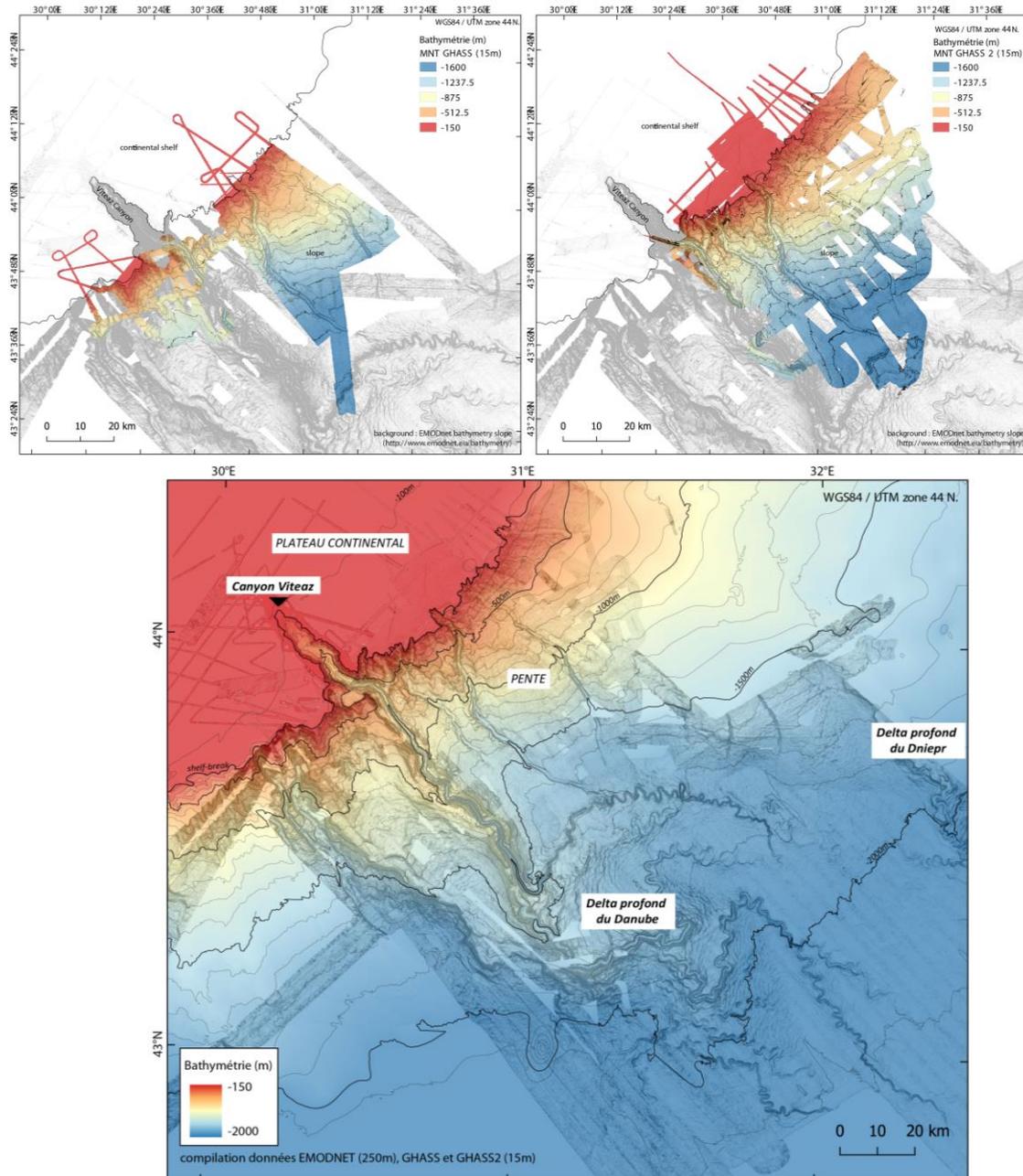


Figure III.3 : Ensemble des données de bathymétrie multifaisceaux disponibles et utilisées pour cette étude. A) Données bathymétriques issues de la campagne (A) GHASS (2015) et (B) GHASS-2 (2021) (C) Une telle couverture de données est obtenue en compilant les données haute résolution GHASS et GHASS-2 avec les données EMODnet résolues à 250 m et données satellitaires GEBCO.

1.1.2. Les données acoustiques de la colonne d'eau

Simultanément à l'acquisition de données bathymétriques, les SMF peuvent enregistrer de manière continue les données acoustiques de la colonne d'eau, par échosondeur. Là, où la bathymétrie met en lumière la morphologie du fond, les données acoustiques colonne d'eau permettent de détecter d'éventuelles anomalies acoustiques dans la colonne d'eau dont certaines, en fonction de leur géométrie et amplitude, peuvent être interprétées comme étant les traces de la présence de panaches de bulles de gaz émanant du fond de la mer.

Ces mesures ont été acquises à partir des SMF7111 et SMF7150 pour obtenir, à l'issues des deux campagnes océanographiques GHASS et GHASS-2, une couverture d'enregistrement des émissions de fluides la plus complète possible, depuis la zone de plateau continental jusqu'au bas de pente (Fig. III.4).

Le travail minutieux de traitement et d'analyse des données colonne d'eau, réalisé par S. Dupré (*communication personnelle*), n'étant pas encore totalement finalisé, l'actuelle distribution des sorties de fluide sur l'ensemble de la zone d'étude sera complétée postérieurement (Fig. III.4).

Enfin, les zones résiduelles liées à l'absence de données peuvent constituer un biais pour l'analyse des données ; il a donc fallu veiller à considérer la cartographie de distribution des sorties de fluides au regard de la carte de navigation des acquisitions colonne d'eau (voir profils d'acquisition sur la Fig. III.4).

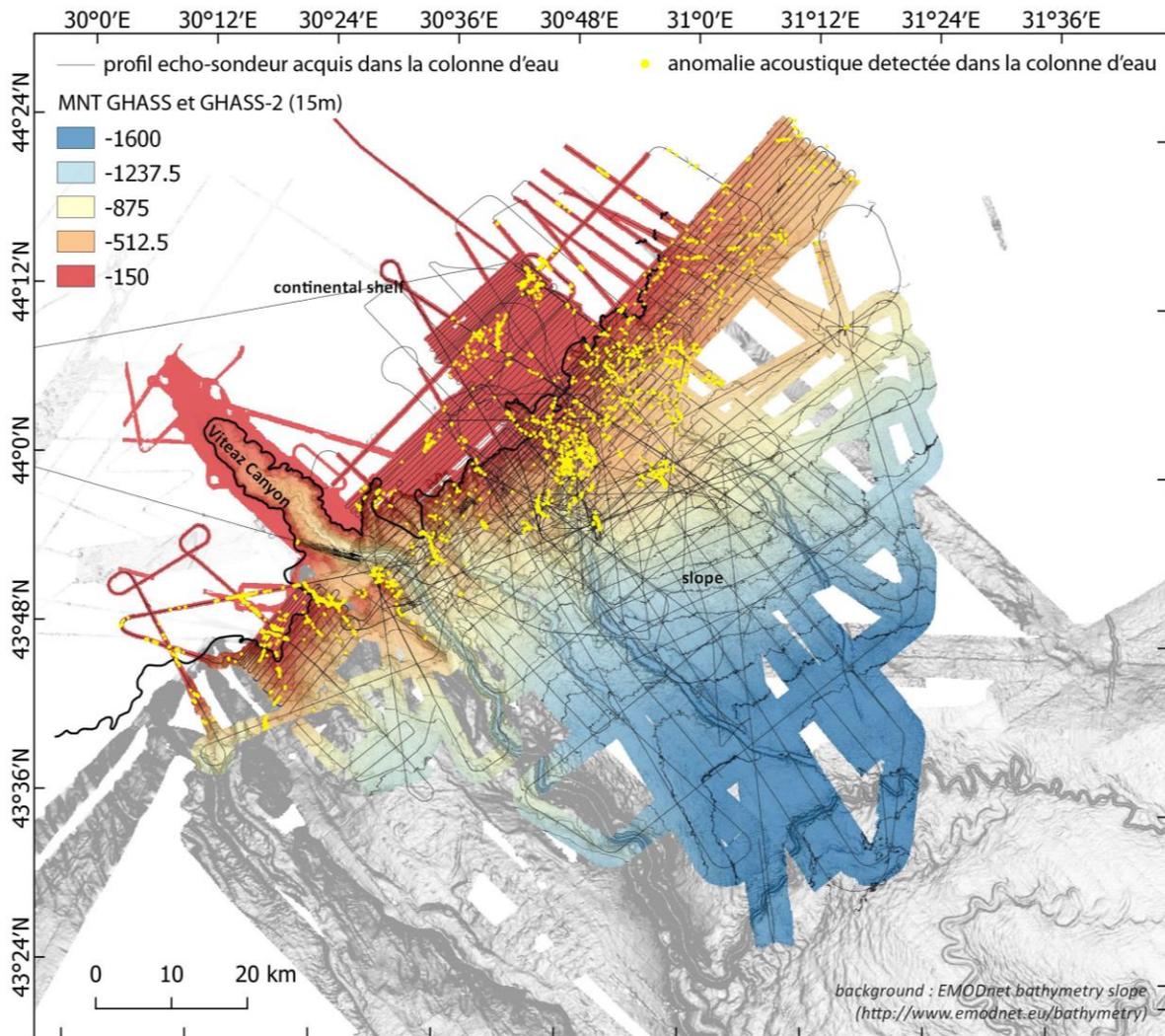


Figure III.4 : Profils acquis enregistrés dans la colonne d'eau lors des missions GHASS (2015) et GHASS-2 (2021), et localisation des anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau utilisées pour l'étude (d'après les travaux d'analyse de S. Dupré, communication personnelle). Le tout est surimposé aux données bathymétriques.

1.1.3. Les données de sismique réflexion ; intérêt d'une étude multi-résolution

Le principe d'acquisition sismique en domaine marin repose sur l'émission d'une certaine quantité d'énergie dans l'eau à travers un système source dont les fréquences et puissances varient en fonction des objectifs scientifiques à atteindre, et d'un système de réception, sous la forme d'une antenne, la flûte, sur laquelle se répartissent des séries de capteurs de pression (hydrophones) (Fig. III.5). Ceux-ci enregistrent la réponse acoustique de l'énergie émise, alors réfléchiée par les différentes interfaces géologiques. Les mesures des temps de réflexion des ondes réfléchies sont utilisées comme technique d'imagerie du sous-sol. Dans les sédiments, la puissance de l'énergie dépend du contraste d'impédance entre

deux couches sédimentaires, régi par la vitesse de propagation des ondes et de la masse volumique des couches sus et sous-jacentes. Couplé à un géo-référencement à l'aide de GPS différentiels, le repositionnement des temps enregistrés fournit alors une échographie du sous-sol.

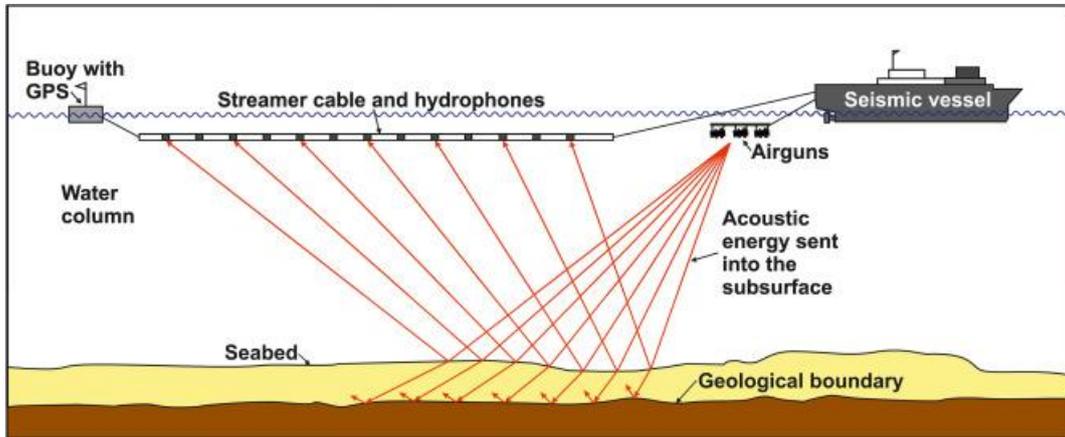


Figure III.5: Schéma d'illustration du principe d'acquisition de la sismique réflexion multitrace 2D (d'après Cox et al., 2020).

L'analyse stratigraphique réalisée dans cette thèse a été possible grâce à l'acquisition et au traitement des données de sismique réflexion multitrace conventionnelle dégradée (SMT « dégradée »), haute résolution (HR) et très haute résolution Sysif (THR) acquises lors des missions GHASS (2015), GHASS-2 (2021), et de profils sismiques HR des missions BLASON-1 (1998) et BLASON-2 (2002). Ces données proviennent de configurations source-antenne diverses, déployées alternativement, en fonction de la profondeur et dimension des cibles dont les capacités d'imagerie sont régies par le compromis résolution / pénétration du dispositif sismique mis en œuvre. Plus une source émet à des hautes fréquences, plus la pénétration dans le sol sera faible et plus la résolution sera élevée (Nouzé et Chaucot, 1999) (Fig. III.6). Au vue des objectifs de l'étude, un jeu de données de sismique multi-résolution à la fois HR et THR (Sysif) a été utilisé pour réaliser la caractérisation du système fluides, hydrates et gaz-libre, sur la marge roumaine de la mer Noire du domaine profond jusqu'aux unités les plus superficielles.

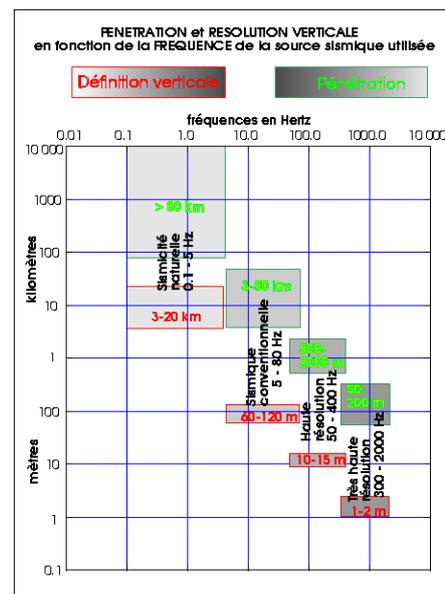


Figure III.6 : Pénétration et résolution verticale en fonction de la fréquence de la source sismique utilisée (modifié d'après Hervé Nouzé (GM) et Pierre Chaucot, 1999).

MISSIONS	CONFIGURATION DU DISPOSITIF								
	type de sismique	SOURCE			ANTENNE		RESOLUTION / PENETRATION		profondeur de pénétration (sec. Twtt)*
		type de source	niveau émis [dB ref. μPa @ 1 m]	fréquence d'émission [fréquence centrale]	type d'antenne	nombre de traces (distance intertrace(m))	résolution verticale (m)	résolution horizontale (m)	
GHASS	HR	canon mini GI à air comprimé (dégradé)	≈223	45 -170 Hz [115]	flûte multitrace 600 m	96 (itrace=6,25)	3,5	15	0,7 (~500 mbsf)
	Sysif THR "tracté fond de mer"	transducteur piézo-électrique Janus Helmholtz	196	Chirp modulation 220 -1050 Hz	flûte multitrace 100 m	50 (itrace=2)	< 1	2	0,25 (~200 mbsf)
	Sondeur de sédiments	7 transducteurs électroacoustiques	212	Chirp modulation 1,8 - 5 kHz	-	-	0,5	0,15	0,3 (~250 mbsf)
GHASS 2	HR	canon mini-GI à air comprimé	227	60-230 Hz [145]	flûte multitrace 3000 m	480 (itrace=6,25)	2,5	15	0,7 (~500 mbsf)
	SMT "dégradée"	2 clusters de canons GGUN à air comprimé	239	6 -108 Hz [60]	flûte multitrace 6000 m	960 (itrace=6,25)	6	25	1,2 (~1300 mbsf)
	Sondeur de sédiments	7 transducteurs électroacoustiques	212	Chirp modulation 1,8 - 5 kHz			0,5	0,15	0,3 (~250 mbsf)
BLASON 1	HR	1 canon GI Gun à air comprimé & 1 mini-GI à air comprimé	?	[70 Hz] & [150 Hz]	flûte multitrace 300 m	24 (itrace=12,5)	3	15	0,7 (~500 mbsf)
BLASON 2	HR	1 canon GI Gun à air comprimé & 1 mini-GI à air comprimé	?	[70 Hz] & [150 Hz]	flûte multitrace 300 m	24 (itrace=12,5)	3	15	0,7 (~500 mbsf)
									* hors zone à gaz

Tableau III.2 : Spécifications des différents dispositifs d'acquisition des données sismiques réflexion et de sondeur de sédiments, utilisées pour l'étude, issues des campagnes GHASS, GHASS-2, BLASON-1 et BLASON-2

1.1.3.1. Caractéristiques de la sismique multitrace SMT et HR utilisée

- **Dispositif HR GHASS**

Ce dispositif a été mis en œuvre dans l'objectif d'**imager l'architecture profond du système deltaïque du Danube à grande échelle**, depuis le domaine de plateau jusqu'à 2000 m de profondeur d'eau, et selon une configuration visant à la caractérisation des vitesses de propagation des ondes pour déterminer les zones de gaz libre et à hydrates. Les **résolutions verticales et horizontales des données sont respectivement de 3.5 m et de 15 m**, tout en atteignant **0.7 sec temps double (sec. Twtt)**., **soit 500 m de profondeurs** en moyenne sous le fond. Au total, **21 profils HR**, ont été acquis, selon ce dispositif, **soit 577 km** (Figure III.7). Les caractéristiques de ce dispositif sont détaillées dans le **Tableau III.2**.

- **Dispositif HR GHASS-2**

Le dispositif HR déployé pendant la mission GHASS 2 (2021) a été mis en œuvre dans le but de compléter le jeu de données GHASS (2015). La **résolution verticale est ainsi de l'ordre de 2.5 m**, et la **résolution horizontale de 15 m** pour les sédiments de subsurface hors des zones à gaz. Un tel compromis permet d'atteindre des **profondeurs d'enregistrements jusqu'à 0.7 sec. Twtt** de pénétration sur la partie bassin "profond". Sur le plateau, la pénétration observée sur les données traitées bord est limitée par la présence du gaz. Au total, **21 profils HR** ont été acquis, représentant environ **992 km** (Figure III.7). Les caractéristiques de ce dispositif sont détaillées dans le **Tableau III.2**.

- **Dispositif SMT « dégradée » GHASS-2**

En espérant imager les réservoirs profonds du gaz, un protocole d'acquisition source plus basse fréquence a été proposé pour gagner en pénétration. La comparaison avec le dispositif HR-GHASS-2 permet d'atteindre une meilleure pénétration avec cette source (gain de niveau d'un facteur 4) atteignant plus de 1300 mètres dans les sédiments dans la partie bassin, tout en conservant une **résolution verticale et horizontale** respectivement **d'environ 6 m et 25 m** pour les sédiments de subsurface hors des zones à gaz. Au total **9 profils** ont été acquis selon cette configuration, représentant environ **470 km** (Figure III.7). Les caractéristiques de ce dispositif sont détaillées dans le **Tableau III.2**.

- **Dispositif HR BLASON**

Ce programme de recherche BLASON (1998 et 2002) s'intéressait plus particulièrement à l'organisation des dépôts de corps sableux sur la plate-forme, la pente jusqu'à l'éventail profond du Danube. La résolution des profils est de l'ordre de **3 m verticalement** et de **15 m horizontalement**. L'avantage des profils BLASON est qu'ils sont traversiers sur de très grandes distances et permettent une vision globale de la géométrie de la marge.

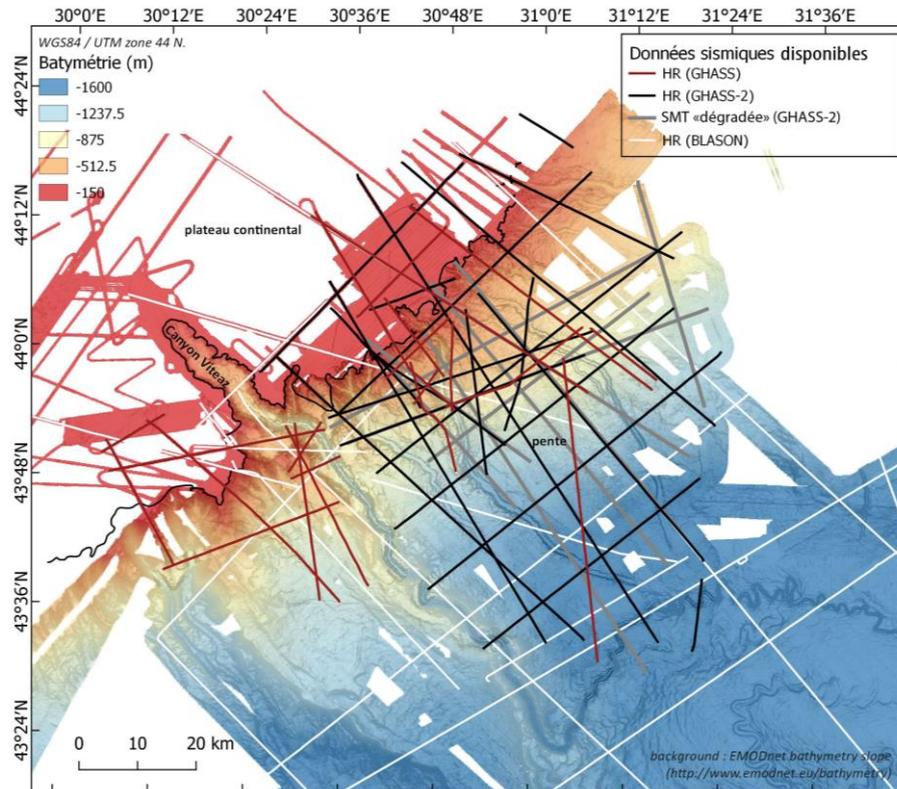


Figure III.7 : couverture des données de sismique réflexion HR utilisées, issues des campagnes GHASS (2015), GHASS 2 (2021), BLASON (1998 et 2002).

1.1.3.2. Caractéristiques de la sismique multitrace très haute résolution « SYSIF » utilisée

Un second système multitrace tracté fond de mer a été développé par l'Ifremer (Marsset et al., 2014) et mis en œuvre pendant la mission GHASS (2015). Il s'agit d'un **SYstème Sismique de Fond** (SYSIF) permettant l'acquisition de **données sismiques très haute résolution** (sub-métrique).

Contrairement à la sismique réflexion « standard », le système est immergé et remorqué dans la colonne d'eau généralement entre 50 et 100 m au-dessus du fond de la mer (Figure III.8). Le remorquage de la source et de la flûte à proximité du fond marin présente l'avantage d'une

zone de Fresnel très réduite (par comparaison avec une source et une flûte en surface), ce qui améliore considérablement la résolution horizontale. De plus, le rapport signal/bruit est nettement amélioré, en raison de l'environnement moins bruyant et de la proximité des dispositifs source-récepteurs avec les cibles.

L'efficacité d'un tel système pour l'analyse conjointe avec des mesures *in-situ* (carottes, tests géotechniques) a déjà été démontré pour la caractérisation géophysique de systèmes gaz-libre/hydrates (Ker et al., 2010 ; Sultan et al., 2010 ; Colin et al., 2020).

La source acoustique centrée autour de 220-1050 Hz, a permis d'atteindre une **résolution verticale inférieure à 1 m** et une résolution horizontale d'environ ~ 2 m, jusqu'à **0.25 sec. Twtt**, soit **200 mbsf. 30 profils** ont été acquis, représentant **300 km de longueur d'acquisition**, exclusivement dans le domaine de pente au Nord du Canyon Viteaz (Colin et al., 2020a) (Fig. III.9). Les caractéristiques de ce dispositif sont détaillées dans le **Tableau III.2**.

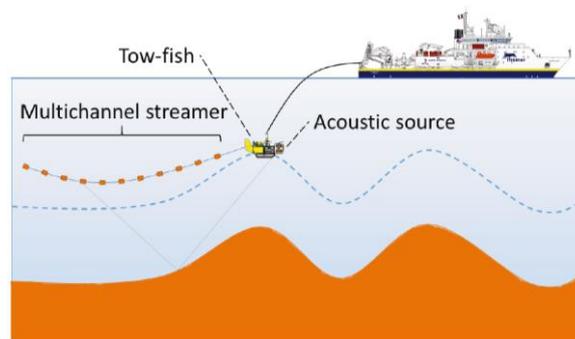


Figure III.8 : Représentation schématique d'une acquisition type avec le dispositif sismique tracté fond de mer Sysif. La source acoustique est logée à l'avant du poisson remorqué (jaune). Le système est remorqué à une altitude constante au-dessus du fond marin (figure tirée de Colin et al., 2020a).

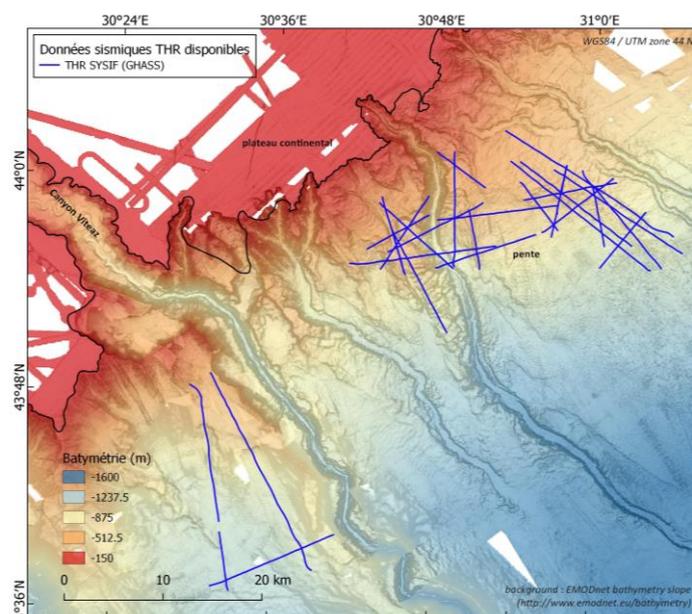


Figure III.9 : Couverture des données de sismique réflexion Sysif utilisées, issues de la campagne GHASS (2015).

I.1.4. Les données de sondeur de sédiments

Afin de bénéficier d'une résolution verticale très précise sur les premières centaines de mètres du sous-sol, de nombreuses acquisitions de sondeur de sédiments ont été mises en œuvre, et à minima systématiquement couplées aux acquisitions HR et de bathymétrie multifaisceaux tout au long des deux campagnes GHASS et GHASS-2. Elles couvrent ainsi une grande partie du plateau externe jusqu'au bas de pente à environ 1800 m de profondeur d'eau, où le sondeur atteint sa limite de capacité d'enregistrement (Fig. III.10).

Le jeu de données de sondeur de sédiments paraît comme étant donc très complémentaires aux données HR qui ont une plus basse fréquence mais sont plus pénétrantes, pour une étude intégrée du système fluides, notamment sur l'expression en surface des marqueurs de la présence de gaz. La précision de ces données est également optimale lorsqu'il s'agit de corréler les observations géophysiques avec des mesures *in-situ* ou encore des prélèvements par carottage.

Le sondeur de sédiments du N/O *Pourquoi pas ?*, émet à des fréquences généralement comprises entre **1.8 et 5 kHz**, permettant d'atteindre de manière optimale une **pénétration d'environ 250 m** avec une **résolution verticale de l'ordre de 50 cm**. Au total, c'est environ **6570 km de profils** qui ont été acquis lors des missions GHASS & GHASS-2. Les caractéristiques de ce dispositif sont détaillées dans le **Tableau III.2**.

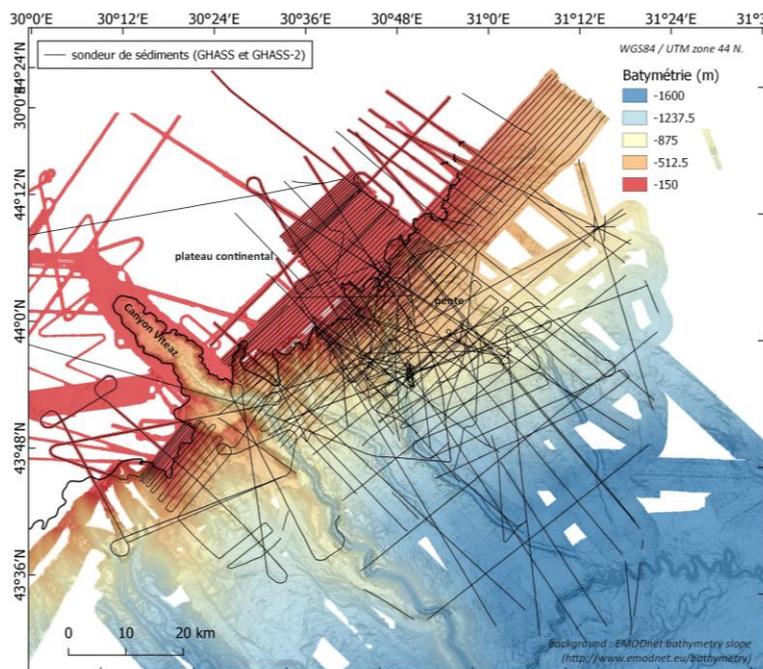


Figure III.10 : Couverture des données de sondeur de sédiments, issues des campagnes GHASS (2015) et GHASS 2 (2021).

1.2. Les prélèvements (Calypso) et mesures *in-situ* (CPTu & Vp)

1.2.1. Les prélèvements *in-situ* (Calypso)

Les prélèvements *in-situ* sont réalisés à partir de carottiers gravitaires Calypso, qui permettent d'échantillonner les sédiments superficiels sur plusieurs dizaines de mètres; tout en conservant la chronologie. Le carottier se compose d'un lest sur lequel est assemblé un tube en acier qui se termine par une ogive, profilée pour une bonne pénétration dans le sédiment. Dans le principe, le lest permet au carottier de s'enfoncer dans les sédiments sous son propre poids. Placé à la verticale du lest, un bras déclencheur à l'extrémité duquel est fixé un contrepoids, permet de déclencher le dispositif et de libérer le carottier lorsque celle-ci atteint le fond de mer. Le prélèvement s'effectue ainsi, à travers le tube de carottage destiné à recevoir la colonne de sédiments et dans lequel coulisse un piston assurant une bonne pénétration des sédiments dans la carotte.

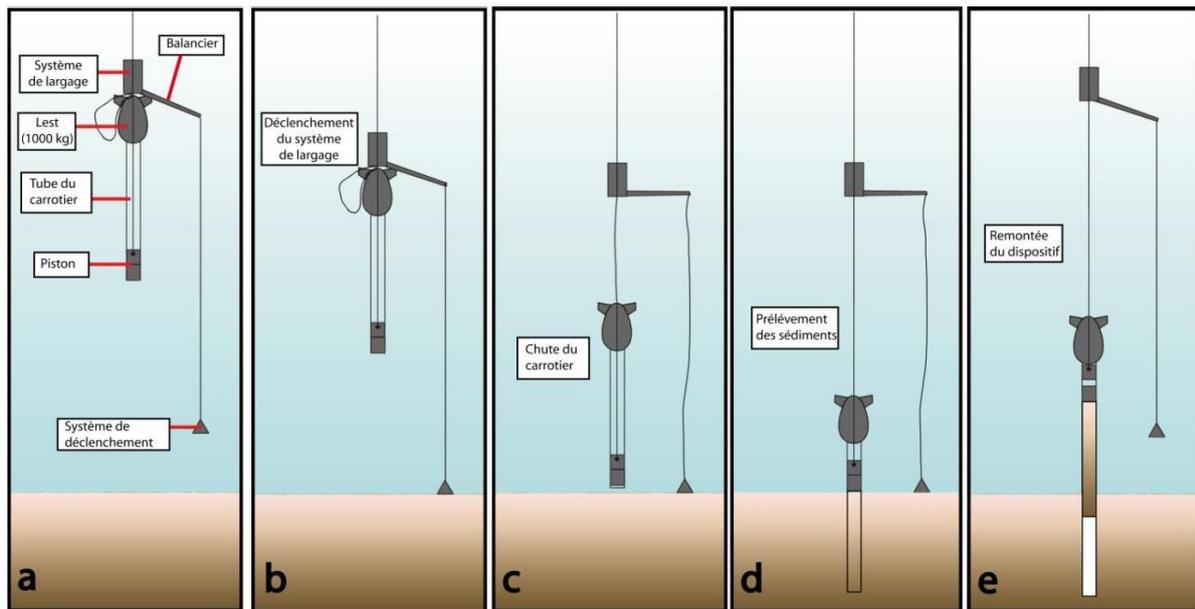


Figure III.11 : Schéma décrivant le principe de prélèvement des sédiments avec la technique de carottage à piston (R. Jatiault, (2017), modifié d'après le site internet de TDI Brooks (<https://www.tdi-bi.com/wp-content/uploads/2022/02/Piston-Coring-animation.mp4>)).

Un ensemble de carottes ont été acquises durant les campagnes GHASS et GHASS-2 à l'aide du carottier Calypso du navire océanographique le N/O Pourquoi Pas ? Parmi elles, la carotte **CS01** (voir Annexe A1) mesure 32.1 m après correction et a été prélevée à 240 m de profondeur d'eau, sur la pente, juste en contrebas du rebord de plateau. Cette carotte datée et très largement décrite par Martinez-Lamas et al. (2020), a également été utilisée dans cette

étude pour la datation de glissements sous-marins qui font l'objet du chapitre V (section 7.1) de cette thèse. Les données de carottes ont également permis de fournir l'information lithologique des différents niveaux de décollements identifiés pour l'étude décrite en *Chapitre V*.

Une autre carotte, CS08 (voir Annexe A2), collectée sur le domaine de plateau à 118 m de profondeur d'eau, et de longueur de 8.17 m a été utilisée pour la caractérisation sédimentaire des niveaux préférentiels de migration du fluide (voir Chapitre VI, section 3.3.1.).

L'intégration de ces données *in-situ* dans l'analyse stratigraphique, a nécessité de les corrélérer avec les données géophysiques.

1.2.2. Les mesures *in-situ* (CPTu & Vp)

Des mesures complémentaires visant à donner des informations sur les propriétés physiques et mécaniques des sédiments ont été opérées ponctuellement grâce au déploiement du pénétromètre Penfeld de l'Ifremer (Fig. III.12). Le pénétromètre Penfeld est un appareil de mesures géotechniques qui une fois posé sur le fond, effectue des mesures à l'aide d'une tige instrumentée qui s'enfonce dans les sédiments jusqu'à une profondeur maximale de 30 mètres. Simultanément à son retrait, la tige, équipée de piézocone (pointe CPT) enregistre en continu différents types de mesures utiles à notre étude telle que la résistance de pointe à l'enfoncement (q_c), l'angle de friction (f_s) et la pression interstitielle (u_2) qui caractérisent les sédiments.

Dans cette étude, les données du pénétromètre ont permis d'apporter des informations complémentaires à l'imagerie géophysique sur les caractéristiques géotechniques de certains niveaux saturés en gaz identifiés sur le plateau externe (voir Chapitre VI).

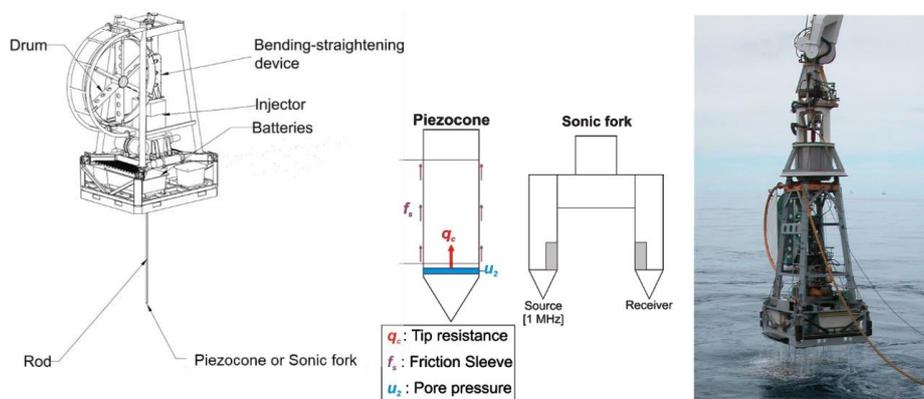


Figure III.12 : Illustration du pénétromètre Penfeld de l'Ifremer, et de ses pointes de mesures Piézocone ou Sonique, alternativement déployées sur la tige de l'instrument jusqu'à 30 mètres sous le fond marin.

I.3. Les plongées exploratoires Nautille

Le Nautille est un submersible autonome capable d'opérer à de grandes profondeurs avec à son bord trois personnes, comprenant 1 pilote, 1 co-pilote et 1 personnel scientifique. Le Nautille est capable d'enregistrer de l'imagerie optique de très grande qualité à travers (1) un système UHD avec incrustation en continu muni d'une caméra 4K sur les sites d'intérêt permettant la rotation à 360° autour du site, et (2) une caméra verticale enregistrant en continu les images de l'exploration. L'engin est également muni à l'avant d'un panier à échantillons et de divers instruments permettant de réaliser, grâce à ses bras équipés de pinces, des opérations de prélèvements, et différents types de mesures *in-situ*. Parmi eux, l'instrument PEGAZ permet de réaliser des prélèvements de gaz à l'aplomb de sorties de fluides ; débitmètre, thermomètre, marqueurs, godets peuvent ainsi être déployés à la demande.

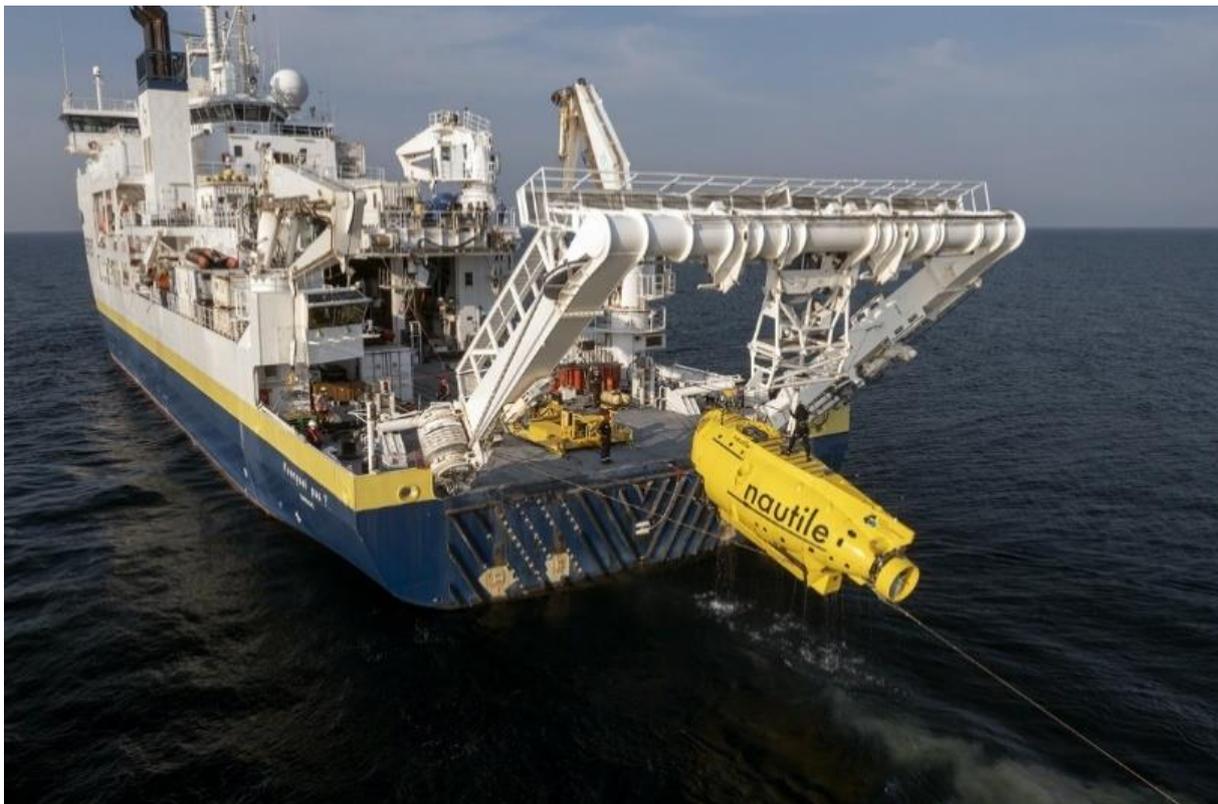


Figure III.13 : Photographie de récupération du Nautille par le Pourquoi pas ? Lesbats Stéphane (2021).
Campagne GHASS2 - Ifremer. <https://image.ifremer.fr/data/00737/84913/>

Dans le cas de l'étude du système fluides de la marge nord-ouest de la mer Noire, trois plongées exploratoires ont été effectuées à la fois dans la zone de stabilité des hydrates à environ 800 m de profondeur ainsi que dans le domaine d'expulsion du méthane sous la forme

de gaz libre sur la zone de plateau. A l'issues de ces plongées, des échantillonnages de gaz, de nombreux prélèvements de roches et de faunes ont été rapportés aux équipes scientifiques pour des analyses.

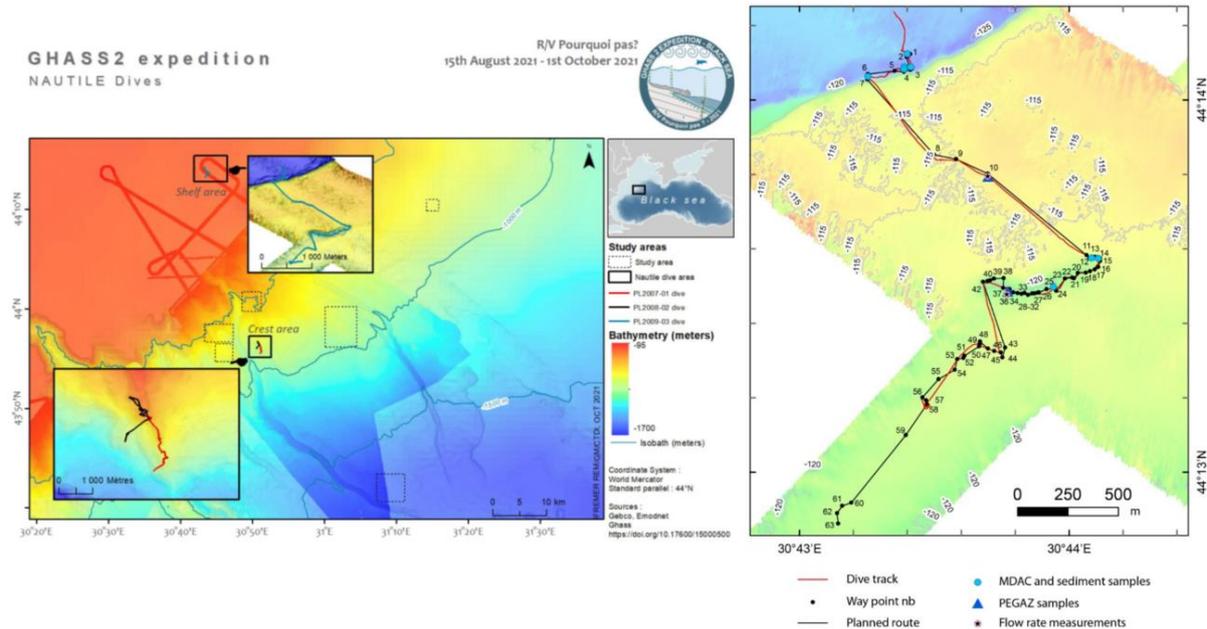


Figure III.14 : A) Carte bathymétrique de la marge nord-ouest de la mer Noire, avec la localisation des plongées exploratoires Nautille (GHASS-2). B) Détails du déroulé de la plongée effectuée GH2_PLNAUT_2009_03 avec le tracé du Nautille depuis les points de navigation n° 1 à 63 (navigation retraitée depuis Delph'ins), ainsi que les opérations réalisées (S. Dupré).

J'ai pu participer à l'une des plongées en tant que scientifique (Plongée GH2_PLNAUT03) sur la zone de plateau, considérée comme étant l'un des sites prioritaires pour l'étude du domaine de gaz libre, où les données colonne d'eau révélaiement au préalable une forte occurrence des émissions de fluides sur le fond de mer, en partie le long de systèmes de failles bien visibles sur la bathymétrie. La description et l'exploitation des images de cette plongée ont été intégrées à l'analyse du système fluides de la mer Noire et décrites dans le paragraphe associé au secteur plateau, du Chapitre VI (section 3.3.1.).

Objectif général de la plongée :

Après avoir localisé précisément les panaches et les sorties de fluides sur les enregistrements « colonne d'eau » du sondeur multifaisceaux SMF7111 du N/O Pourquoi Pas?, cette plongée a eu pour objectif d'explorer le site « Plateau » du secteur roumain de la mer Noire, compris entre -135 m et -120 m de profondeur d'eau, en cheminant le long des sorties de fluides, globalement répartis suivant deux objets : une faille normale globalement orientée N70° et une dépression allongée. La plongée exploratoire débuta au front de la faille identifiée sur

zone grâce aux données de sondeur de sédiments des missions GHASS et GHASS-2 et caractérisée par un groupe d'anomalies acoustiques de forte amplitude détectées dans la colonne d'eau. Puis nous avons imagé l'affleurement au niveau du mur de la faille avant d'imager une morphologie concave d'environ 500 m de long et de 40 m de large, mise en évidence par les données bathymétriques de la mission GHASS 2, et suspectée comme fortement active en termes de sorties de fluides. En plus des échantillonnages de sorties de fluides, nous avons échantillonné des carbonates authigènes, de la microfaune, des tapis bactériens et des sédiments en milieu réduits associés à ces environnements riches en méthane. Les analyses des prélèvements sont encore en cours.

Au total, le bilan des opérations se décompte à 8 prélèvements de roches et microfaune, 2 PEGAZs, 2 enfoncements de godet.

Pour résumer, les données disponibles incluant la bathymétrie, la colonne d'eau, la sismique réflexion et les données sondeur de sédiments présentent des gammes de résolutions très différentes. Le couplage des différentes données permet une bonne corrélation entre les dimensions des objets visibles et un bon remplacement dans l'espace lors du passage d'un jeu de données à l'autre, notamment pour leur corrélation avec les données de prélèvements ou mesures *in-situ* réalisées localement. Enfin, la plongée Nautille exploratoire apporte une vision complémentaire de terrain, en imageant certains objets associés à l'activité d'un système fluides.

II. METHODES

II.1. Etude géomorphologique

L'étude géomorphologique repose essentiellement sur l'interprétation des données bathymétriques et des données dérivées de pente. Elle permet de faire ressortir les différentes structures géologiques et la morphologie du fond marin. Grâce à l'acquisition des données haute résolution (GHASS et GHASS-2), cette étude a notamment permis de remettre à jour et d'intégrer une nouvelle cartographie des irrégularités et reliefs sous-marins, des paléo-chenaux, des incisions par les canyons, des cicatrices et zones de glissements, des failles structurales actives (affectant la surface), des pockmarks, des volcans de boue et autres objets résultant d'une activité récente des fluides. Les objets apparaissent dans les différentes cartes présentées dans cette étude.

Cette étude géomorphologique s'est réalisée sur la plateforme logiciel SIG *QGIS*, à travers un travail de pointé et d'outils dédiés, dans le système de géo-référencement propre à la zone d'étude (WGS84, UTM 44N-zone 36T), permettant de distinguer différentes catégories d'objets en fonction de leurs dimensions et géométries.

II.2. Interprétation des données sismiques

Le travail présenté dans la suite de ce mémoire est principalement issu de l'interprétation des données de sismique réflexion. L'analyse sismique et l'exploitation des données 2D disponibles sur le delta du Danube ont été réalisées grâce au logiciel pétrolier d'aide à l'interprétation sismique *IHS Kingdom Suite*. Ce logiciel a permis d'exploiter au mieux les données sismiques et de réaliser des corrélations avec des carottes sédimentaires ou des données géotechniques également chargés dans ce logiciel. La dernière étape de transfert et d'habillage des profils présentés dans ce mémoire a été effectué sur l'outil numérique Adobe Illustrator. Dans la suite de cette partie, nous allons donc présenter la méthode employée pour l'interprétation des données sismiques et pour la caractérisation des objets géologiques étudiés.

II.2.1. Principe de stratigraphie sismique

Les marges passives sont caractérisées par l'accumulation d'une épaisse couverture sédimentaire. La succession verticale des sédiments montre des surfaces de discontinuités régionales et enregistre l'évolution des environnements de dépôts au cours du temps. Les données sismiques imagent de manière indirecte la colonne sédimentaire et la géométrie des dépôt-centres. Elles sont utilisées pour entre autres étudier les différents systèmes de dépôts, leurs géométries, et remonter aux processus sédimentaires en jeu. Suivant le principe de stratigraphie sismique, l'interprétation des séquences sédimentaires se base sur des critères géométriques des réflexions, définies par les modèles de Mitchum et Vail (1977). La séquence sismique est ainsi définie par une succession de réflexions concordantes, limitées à la base et au sommet par des discontinuités, reconnues à la terminaison latérale des réflexions (Fig. III.15)

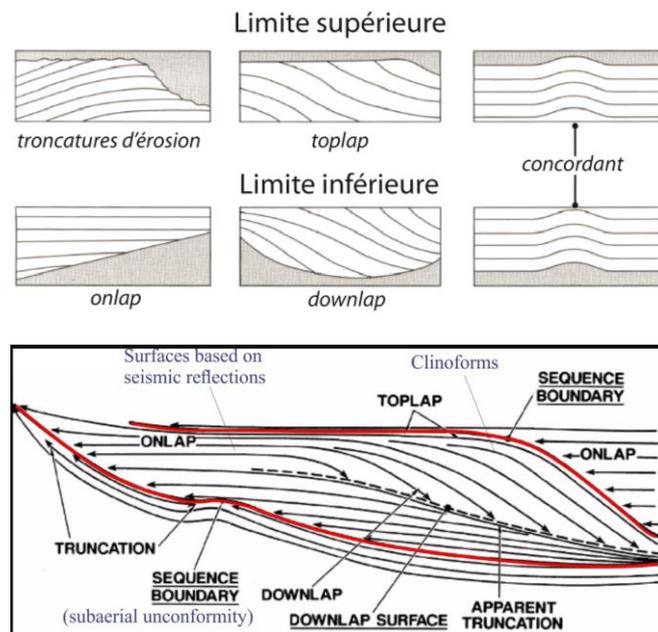


Figure III.15 : Définition des différents type de terminaisons de réflecteurs sismiques pour l'identification et la distinction des séquences sismiques, d'après les principes généraux de la stratigraphie sismique (figure modifiée d'après Mitchum et Vail , 1977).

L'organisation interne des réflexions à l'intérieur des séquences peut présenter des ensembles, ou unités, caractérisées par des configurations semblables de réflexions et définissant ainsi différents faciès sismiques. A l'intérieur de ces unités sismiques, les faciès sismiques qui se basent sur la description et la configuration des réflexions peuvent apporter des informations essentielles sur les conditions de dépôt.

Différents faciès sismiques ont été identifiés sur la zone d'étude. Nous distinguons principalement des faciès constitués de réflexions stratifiées parallèles qui latéralement se prolongent par des faciès divergents aux abords des canyons. De manière récurrente sur la zone d'étude, des faciès chaotiques, sans organisation interne des réflexions, contrastent avec les unités concordantes (Fig. III.16). Enfin, le faciès transparent à sourd, est très représenté, notamment associé aux zones où du gaz a été mis en évidence dans les sédiments.

La Figure III.16 décrit les différents faciès rencontrés ; Notons qu'un même objet géologique peut présenter des variantes de faciès sismiques, en fonction des gammes de fréquence utilisées.

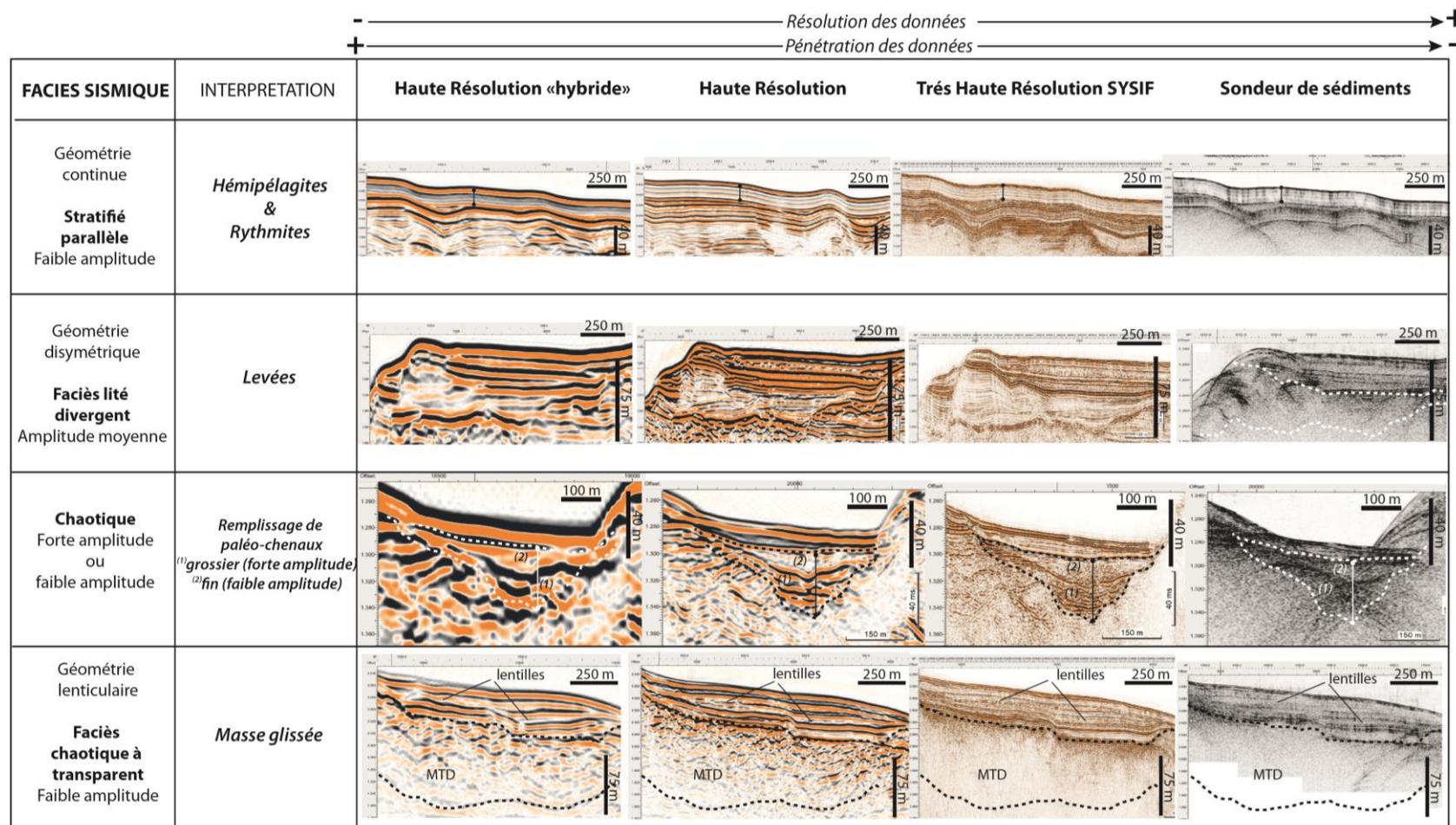


Figure III.16 : Présentation et comparaison des faciès sismiques identifiés sur la zone d'étude, obtenus à partir de l'utilisation de différents domaines fréquentiels et dispositifs sismiques (de la sismique conventionnelle SMT « dégradée » au sondeur de sédiments). Les faciès « fluides » relatifs à la présence de gaz et d'hydrates sont présentés en Figure III.17.

II.2.2. Exploitation des données de sismique

Le logiciel *IHS Kingdom Suite* permet de réaliser un travail de pointé sismique manuel à partir de données 2D, en contrôlant de manière interactive la bonne corrélation de positionnement d'une cible visée, à chaque point de croisement d'un profil avec un autre. Cette technique permet de cartographier une ligne temps ou un objet de proche en proche et d'informer de sa position à l'échelle de la zone d'étude.

II.2.2.1. Pointé des horizons stratigraphiques et corrélation avec les données in-situ

Pointer un horizon stratigraphique revient en réalité à pointer une trace sismique à un temps donné. En plus du fond de mer, trois horizons majeurs ont été pointés sur une large partie de la zone d'étude. Il s'agit des réflecteurs R2, R3, et R4 qui présentent un intérêt majeur pour l'étude des glissements sous-marins présentée dans le Chapitre V. Ceux-ci sont caractérisés par des réflecteurs continus et forte amplitude sur les données HR et SYSIF permettant de les suivre facilement latéralement. Le réflecteur R4 correspond à la base de l'unité la plus superficielle, et se distingue sur les données de sondeur de sédiments par un intervalle à contraste fort.

Les pointés et la propagation de ces pointés vers le rebord de plateau, ont permis de corréler les données géophysiques avec les données de carottes, notamment avec la carotte CS01 donnant accès à la notion d'âge et à la nature lithologique de ces mêmes horizons. Cet aspect a été décrit en détail dans le Chapitre V (sections VI. Et VII.).

II.2.2.2. Pointé du toit du gaz

La présence de gaz libre est révélée par des réflexions de forte amplitude et une forte atténuation du contenu fréquentiel (Fig. III.17). Dans les données HR et THR, le gaz libre bloque le passage du signal sismique dans les unités sous-jacentes créant ainsi un masque acoustique ; ceci ne veut pas dire que le gaz n'est présent qu'au niveau de ces réflexions sismiques appelées « toit du gaz », mais nous ne pouvons pas avoir d'information quant à la base de la zone contenant du gaz libre (Fig. III.17). Des signatures sismiques liées au gaz, telles que des points brillants ou des artefacts d'abaissement de vitesse (autrement dit « pull-down effect »), peuvent également être observées (Fig. III.17).

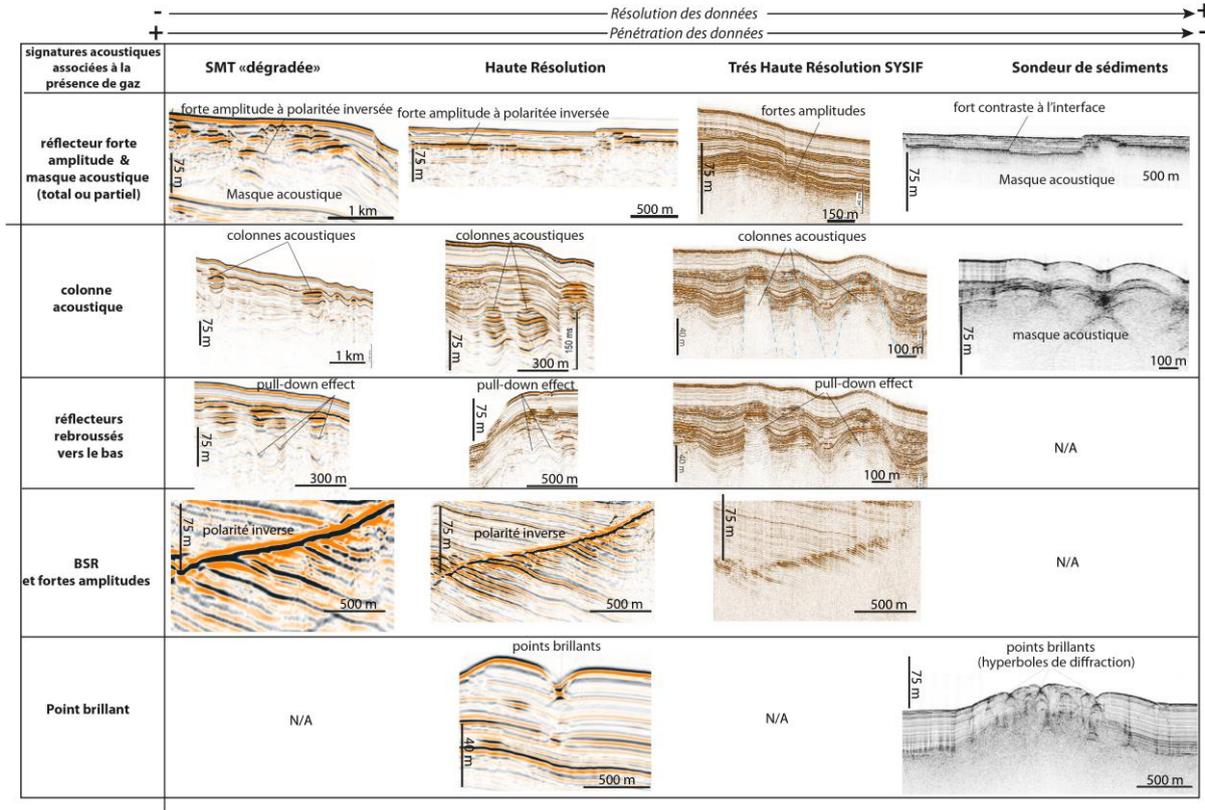


Figure III.17 : Les différents indices de la présence du gaz identifiés sur la zone, en fonction des différents dispositifs acoustiques. Ces indices de reconnaissance du toit du gaz ont notamment permis d'élaborer les cartographies du toit du gaz et du BSR présentées en Chapitre VI de ce manuscrit (voir Annexes de ce chapitre III).

L'identification des critères de reconnaissance géophysique de la présence de gaz dans les données permet de pointer le toit du gaz sur l'ensemble la zone d'étude depuis le domaine de plateau jusqu'au domaine profond. A l'intérieur de la zone de stabilité des hydrates, une signature sismique anormale associée au gaz libre a été identifiée dans seulement deux sites associés au site de « crête » situé à l'aplomb de failles profondes, et à des volcans de boue actifs au nord-est; L'extension du pointé vers le large a été effectuée révélant un toit du gaz bloqué sous les hydrates, corrélé avec la position du BSR qui marque la base des hydrates (Fig. III.17).

II.2.2.3. Pointé de la base de stabilité des hydrates : le BSR

Les preuves indirectes de la présence d'hydrates de gaz sont liées à l'observation des BSRs. Le BSR identifié sur les profils sismiques HR et THR SYSIF est principalement caractérisé par une inversion de la polarité de l'onde par rapport à la réflexion du fond de la mer (Ker et al., 2019), comme le montre la Figure III.17. Le BSR peut également présenter des terminaisons alignées de forte amplitude en particulier sur les données THR SYSIF d'un autre contenu fréquentiel

(Colin et al., 2020b). Dans la zone théorique de stabilité des hydrates définie par Riboulot et al. (2017), le BSR est globalement omniprésent à l'échelle de la zone d'étude mais peut être localement interrompu et discontinu.

11.2.2.4. Extraction des cartes des réflecteurs sismiques en temps

Le travail de pointé sismique des horizons permet en premier lieu de fournir les cartes des réflecteurs en temps (cartes isochrones) de ces mêmes horizons, en propageant les horizons sur l'ensemble du jeu de données disponibles.

A la différence de *R2* qui constitue un repère chrono-stratigraphique majeur à l'échelle de la zone, *R3* et *R4* n'ont pas pu être pointé de manière aussi continue sur l'ensemble de la zone. La propagation des objets toit du gaz et BSR a également permis de mettre à jour la carte de Popescu et al. (2006) grâce à une densité de données plus importante et permettant de contraindre davantage la distribution des hydrates et du gaz libre sur la zone d'étude.

Les cartes d'épaisseurs (cartes isopaques) ont été calculées dans un second temps, servant de base pour les interprétations sédimentaires et structurales. Alors que les isochrones correspondent à la position de l'horizon en absolue, la notion d'isopaque renseigne sur la position en profondeur de l'horizon par rapport au fond de mer. Les cartes isopaques des réflecteurs *R2*, *R3* et *R4* ont servi d'outils d'analyse pour l'étude présentée en Chapitre V. Les cartes isopaques du BSR et du toit du gaz, disponibles en annexes (Annexe A5 et A6) sont présentées dans le Chapitre VI.

11.2.2.5. Interpolation des cartes en profondeur

Le travail de propagation des réflecteurs ne se réduit finalement qu'aux zones situées le long des profils sismiques ; pour l'analyse de la dynamique du système fluides qui constitue le cœur du chapitre VI, une interpolation des pointés initiaux a donc été réalisée sur la carte de profondeur du toit du gaz par rapport au fond marin. Volontairement la carte du BSR n'a pas été interpolée pour conserver la donnée brute. L'interpolation visant à obtenir à la fin une grille maillée à 50 x 50 mètres a été réalisée selon l'algorithme *flex gridding* proposé par le logiciel *KingdomSuite*. Ce type de maillage dit « flexible » utilise un système d'équations différentielles dont la solution donne les valeurs des nœuds de la grille qui répondent aux deux critères suivants :

1. La surface interpolée est identique à l'emprise des données brutes non maillée (XYZ)
2. Dans la mesure du possible, sans enfreindre le critère 1, la surface doit correspondre à deux critères mathématiques choisis par l'utilisateur :
 - un faible étirement de l'interpolation d'un nœud à un autre de la grille (la tension minimale) définit par l'équation de Laplace
 - Un lissage minimal qui définit une courbure moyenne quadratique de l'attribut représenté ; il doit être aussi faible que possible.

Chacune des équations s'applique à un nœud de la grille et comporte des termes qui incluent seulement une douzaine de ses voisins. Elles sont donc toutes couplées ensemble, mais le couplage avec les nœuds éloignés reste faible et indirect. Pour cette raison, chaque équation est résolue pour obtenir une valeur de grille, en supposant que les nœuds voisins sont constants. Ce processus est répété au fur et à mesure que les autres nœuds changent. Avec un nombre infini d'itérations, la grille converge vers la solution souhaitée.

Un contrôle qualité des cartes interpolées a été réalisé, visant à éliminer les valeurs aberrantes, (incertitudes de pointé de l'opérateur, problèmes de calages verticaux entre certains profils sismiques). Ce contrôle consiste à visualiser les cartes générées sur *QGIS*, en resserrant l'échelle colorimétrique des valeurs d'intervalles verticales, où l'on soupçonne un saut de phase sismique. Lorsque des anomalies persistent, celles-ci seront alors clairement notifiées sur les supports. Elles peuvent être liées à des effets de bord, ou bien à des manques ou discontinuités dans le pointé de certains profils sismiques.

La carte interpolée élaborée du toit du gaz figure en annexe (Annexe A6).

II.3. Approche modélisée des conditions thermodynamiques des hydrates : intérêt et principe

Les outils de modélisation numérique sont un moyen idéal pour tester certaines hypothèses, particulièrement l'évolution de la stabilité des hydrates au cours des grands bouleversements qui ont affecté la mer Noire, notamment face aux épisodes de connexion/déconnexion avec la Méditerranée. En l'occurrence, la présence d'un double BSR, sous l'actuelle base de stabilité des hydrates dans les données sismiques, questionne sur son origine. Dans l'objectif de répondre à cette question, et dans le cadre d'une étude de la

dynamique du système fluides gaz-libre/hydrates en mer Noire, l'un des objectifs de cette thèse a été de reconstituer l'évolution spatio-temporelle de la Zone de Stabilité des Hydrates de Gaz depuis la dernière période glaciaire (LGP). Cette modélisation est calculée suivant un profil de pente, fourni par une ligne sismique de référence. Se lancer dans une modélisation de la stabilité des hydrates de gaz à travers le temps nécessite d'avoir une bonne connaissance des conditions environnementales du milieu post-LGP, car celles-ci définissent les paramètres entrants du modèle. La multiplication sur zone des mesures *in-situ*, combinée aux progrès établis sur la connaissance de la courbe du niveau marin (Soulet et al., 2011, 2013 ; Constantinescu et al., 2015), la variation de salinité, de température des eaux de fond (Soulet et al., 2010) et du gradient géothermique (Riedel et al., 2020) disponibles dans la littérature, permettent d'avoir accès à des informations de plus en plus contraintes. Pour chaque paramètre, la prise en compte des différentes hypothèses possibles permet ainsi de tester différents scénarios et de prendre en compte ces divergences dans les résultats de modélisation. L'étude qui figure en Chapitre IV de ce manuscrit, décrit les motivations d'une telle étude, ses résultats et permet de discuter sur les processus mis en œuvre lors des phases de dissociation/recristallisation d'hydrates en réponse aux variations environnementales survenues depuis -34 ka.

ANNEXES DU CHAPITRE III

A1. Photographie de la carotte CS01 (GHASS, 2015) utilisée pour cette étude

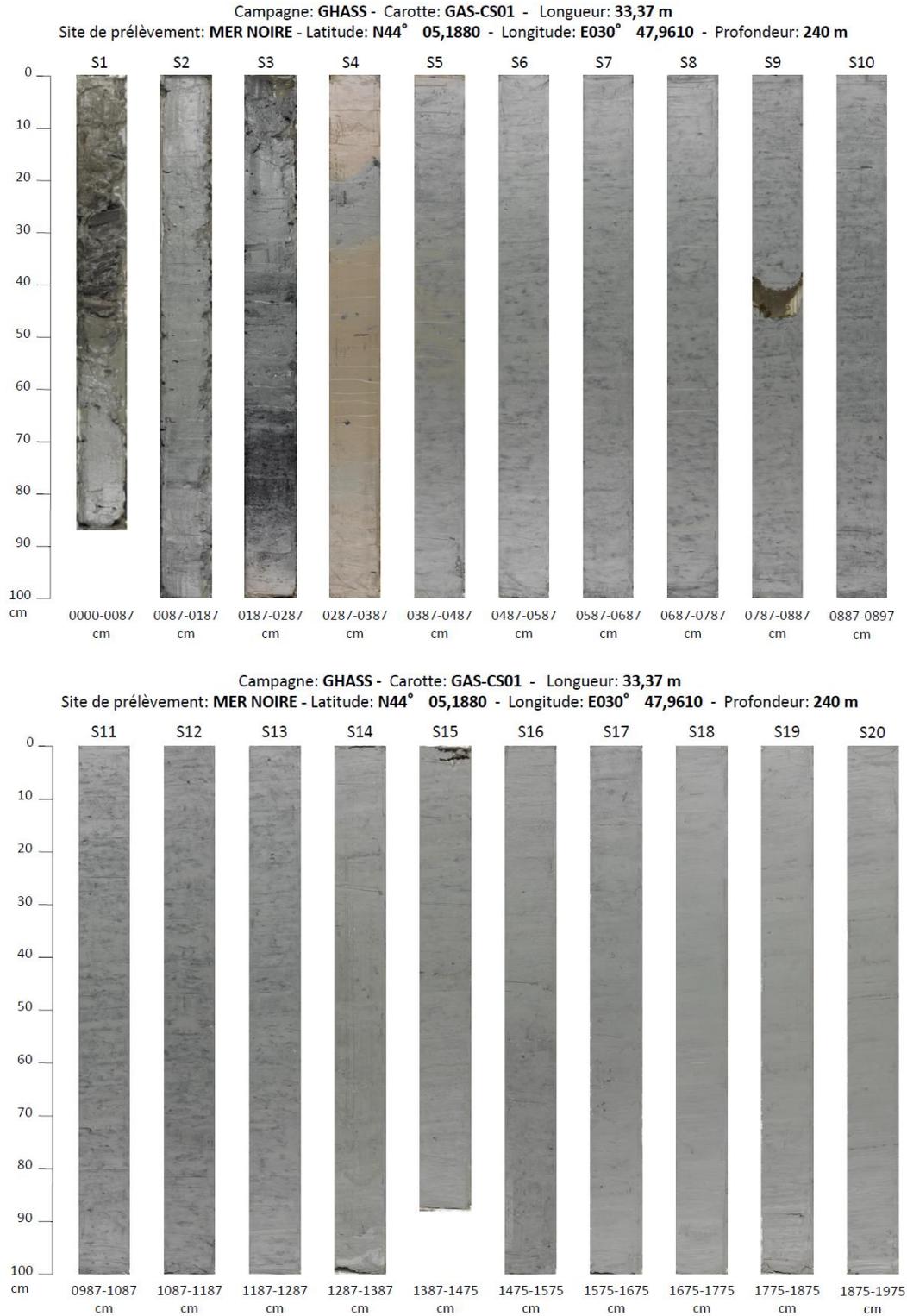


Figure III.18 Photographie de la carotte CS01 (GHASS, 2015) utilisée pour l'étude.

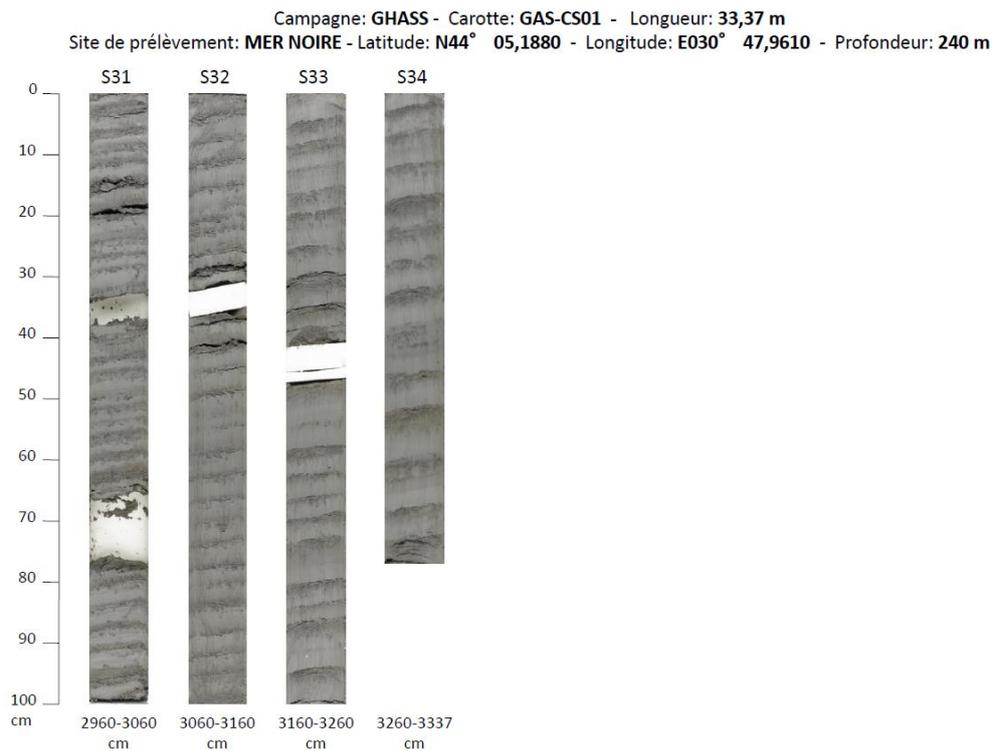
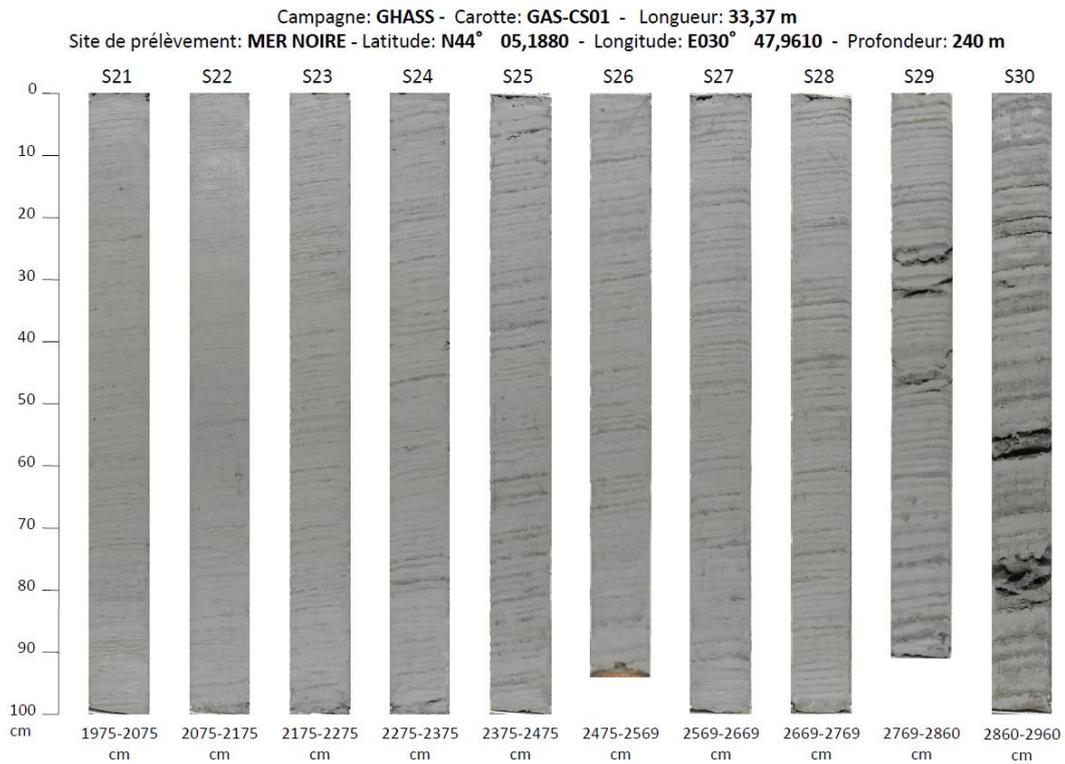


Figure III.19: Photographie (SUITE) de la carotte CS01 (GHASS, 2015) utilisée pour l'étude.

A2. Photographie de la carotte CS08 (GHASS-2, 2021) utilisée pour cette étude

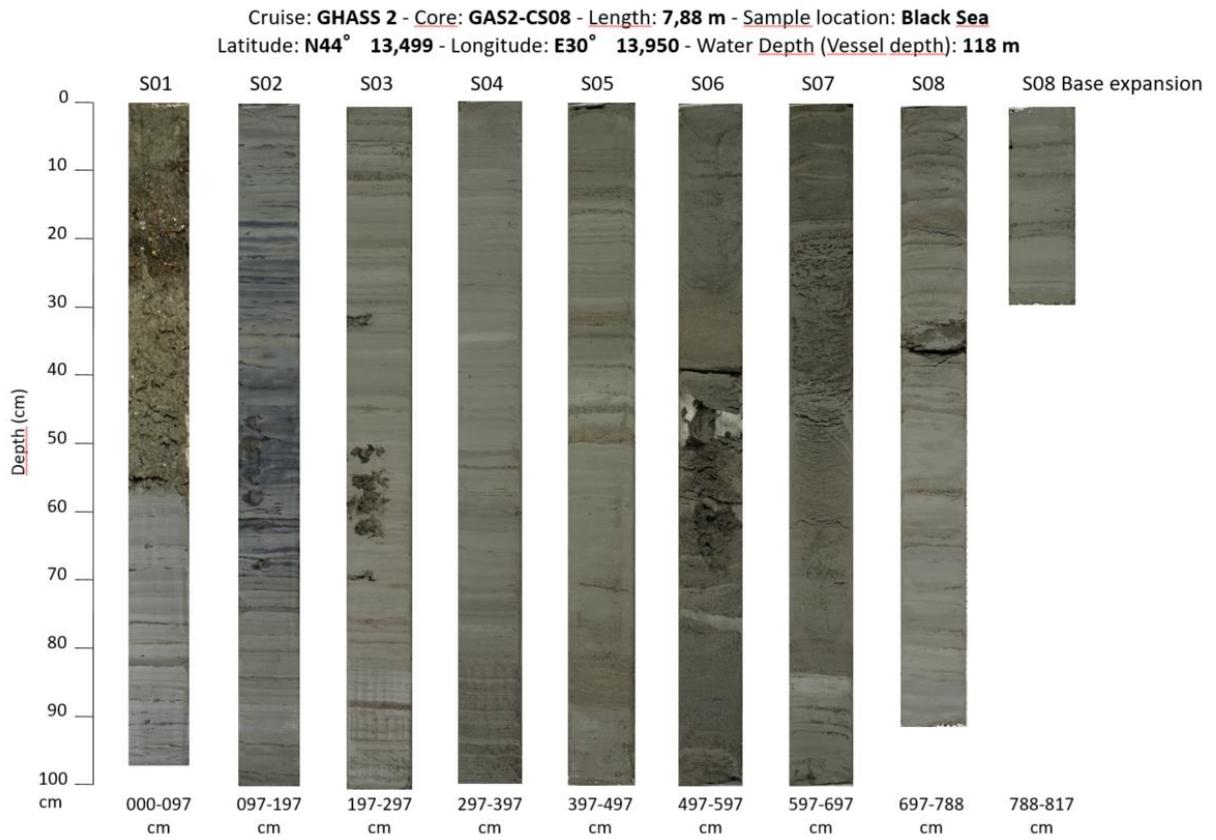


Figure III.20: Photographie de la carotte CS08 (GHASS-2, 2021) utilisée pour l'étude.

A3. Résumé de plongée Nautilie GH2_PLNAUT03

Les données du sondeur multifaisceaux SMF7111 monté sur le *N/O PourquoiPas?*, acquises sur le plateau continental de la marge (bathymétrie, et imagerie acoustique de la colonne d'eau), ont permis au cours de la mission GHASS2 d'identifier différentes cibles potentiellement actives en terme d'émissions de fluide (Sites A, B et C).

Ces observations ont notamment révélé deux structures distinctes, l'une identifiée comme faille normale orientée N70° à vergence Nord et de rejeu décimétrique (~7-8 mètres), l'autre étant une dépression allongée d'environ 500m de long et de 40m de large, dans lesquelles sont mises en évidence des anomalies acoustiques caractéristiques de dégazage à l'interface sédiments-eau.

La nature du fond est globalement homogène argilo-silteuse sur l'ensemble de la zone explorée en plongée, constituée de grains fins, de couleurs ocre en surface puis très rapidement sombre (sédiments riches en matière organique) à l'enfoncement du godet. Le sol semble meuble sur 5 à 10 cm d'épaisseur puis induré (refus de pénétration du godet). Des variations sombres à blanches peuvent être détectées.

Le site A aux alentours et sur la faille semble être un site actif de sorties de fluides, avec la présence d'émissions de bulles de gaz à débit constant et linéaire. Les chapelets de bulles s'échappent de perforations isolées centimétriques qui s'étalent sur le substrat argileux. D'autres morphologies concentriques légèrement en dépression d'environ 25cm de diamètre se dessinent localement sur le fond, mettant à l'affleurement des sédiments sombres remaniés, probablement fortement chargés en matière organique. Certaines peuvent s'aligner.

La faille engendre sur le fond un rejet à vergence Nord d'environ 8 mètres de haut et constitue le relief majeur de la zone. Elle est rectiligne et caractérisée par la présence d'un empilement de dalles calcaires consolidés, bruns, d'aspect très irrégulier et constitués d'amas de coquilles de bivalves. De nombreuses émissions de gaz sont observées dans cette zone, dans l'axe de la faille, ou s'échappant sous les dalles rocheuses. Le rejet de la faille met à l'affleurement des formations stratifiées argilo-silteuses, compactes de couleurs claires jaune/ocre/blanche, dans lesquelles peuvent s'intercaler des bancs bruns plus indurés. Cette série pourrait représenter la série stratigraphique de subsurface de la zone, bien identifiée sur les profils de sondeur de sédiments acquis sur zone au préalable. Des structures tubulaires grises d'origine organique ont pu être imagées, à l'aplomb de certaines zones d'expulsion de bulles de méthane et servant elles même de conduit de circulation vers la colonne d'eau. Ce type de structures a pu être prélevées pour analyse par les microbiologistes. Enfin, des bancs de poissons type anchois/sprats (espèce qu'il reste à identifier clairement) jonchent le site par milliers. Une telle vie semble être associée aux zones fortement actives en sortie de méthane. Elles peuvent être associées à des chapelets de bulles. Le fond de la mer de la partie surélevée par la faille, est jonché d'un tapis de coquilles de couleur blanche, d'environ 2 cm de long type bivalve. Ce type de sol a été identifié à plusieurs reprises pendant la plongée sur des sites de dégazage actif et des prélèvements ont pu y être réalisés.

Le site B de la dépression est marqué par la présence de nombreuses concrétions (carbonatées) blanches à grises s'étendant sur 1 à 2 mètres de diamètre latéralement et jusqu'à atteindre une forme conique d'1m-1.50m de hauteur pour 3 d'entre elles. Ces morphologies semblent fraîches sur lesquelles ont pu être observées des sorties de bulles de débit plus ou moins important, et structures organiques tubulaires déjà décrite sur le site de la faille. L'occurrence de ces concrétions blanches est importante sur le site du périmètre de la dépression.

Enfin le site C correspond à une zone préalablement identifiée comme étant active en terme de sorties de fluide. Elle est localisée à l'ouest de la dépression, sur une zone plane d'apparence quasi-« lunaire », où se dessinent une plus faible densité des concrétions carbonatées.

A4. Détail des opérations (log-book) effectuées pendant la pongée NAUTILE n°3 GH2_PLNAUT03

PLONGEE	DATE	HEURE	LATITUDE	LONGITUDE	IMAGE	COMMENTAIRES	Nature et numéro	Nature de l'opération
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	06:57:24	44,23704	30,72295	210916065724	Descente en cours; colonne d'eau chargée en plancton et particules; couleur environnement verte/bleue		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	06:57:35	44,23702	30,72297	210916065735	Arrivée sur le fond. Bancs de poissons (anchois ou sprats) entourent le Nautille. Visibilité 5m.		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	06:58:48	44,23689	30,72312	210916065848	Substrat induré. Parfaitement plat. couleur ocre à vert.		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:05:16	44,23621	30,72364	210916070516	Substrat : quelques traînées rectilignes sombres à blanchâtres sur le fond		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:14:27	44,23531	30,72351	210916071427	Traces de bioturbation sur le fond ?		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:14:57	44,23531	30,72351	210916071457	Pose du sous marin sur le fond. enfoncement du godet. Test dureté du fond. meuble sur 4-5cm puis refus à l'enfoncement. substrat sableux ocre sur premiers cm puis sédiments noirs/sombres. nature silto-	Enfoncement godet 1	Measurement
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:15:19	44,23531	30,72351	210916071519	Photo substrat remanié		Measurement
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:20:19	44,23531	30,7235	210916072019	Standby suite à un problème de recalage navigation. Contact surface pour repositionnement.		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:22:46	44,23529	30,72356	210916072246	Meilleure visibilité sur le fond (~10m) mais bancs de poissons collés au Nautille		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:27:01	44,23557	30,72308	210916072701	Photo structure		Measurement
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:26:38	44,23557	30,72309	210916072638	Morphologie d 1.50m de long. Alignement d'alvéoles circulaires en légère dépression (20cm de diamètre chacune). sédiments sombres et remaniés à l'intérieur des dépressions. Pockmark?		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:30:31	44,23547	30,72335	210916073031	Chapelet de bulles, débit constant et important ; bulles ~0.5 cm. associées à des perforations (~2cm de diamètre) sur le fond; "panache canette"		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:33:59	44,23544	30,72345	210916073359	perforations et sortie de fluide		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:37:00	44,23537	30,72341	210916073700	Prélèvement 1 roche sur site actif. Chapelet de bulles continu. L'arrachement provoque sortie de bulles. Prélèvement difficile car roche friable. Roche ocre, aspect nodulaire type concrétion. structure	Prélèvement Gh2_PLNAUT3_CC1	Sampling
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:45:03	44,23485	30,72355	210916074503	arrivée sur site de la faille. concrétions de roches de couleur blanches à ocres situées légèrement en		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:46:30	44,23485	30,72358	210916074630	fractures visibles sur le fond sableux. diamètre ouverture 2cm. segments métriques sigmoïdes. associées à perforations et sorties de bulles.		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:49:17	44,23485	30,72358	210916074917	Prélèvement 2 roche légèrement amont du site de la faille. Encroûtement ocre orangé, aspect irrégulier. Site actif de dégazage (perforations et localisé sur fractures). Gh2_PLNAUT3_CC2; BAC n°2	Prélèvement Gh2_PLNAUT3_CC2	Sampling
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:49:35	44,23485	30,72358	210916074935	Prélèvement 2 Gh2_PLNAUT3_CC2; BAC n 2		Sampling
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:50:08	44,23485	30,72358	210916075008	site du Prélèvement 2. Le mouvement du sous-marin met à l'affleurement un substrat sableux toujours		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:51:12	44,23484	30,72354	210916075112	Dalles de roches développées le long du miroir de faille. faciès irrégulier et riche en coquilles prises dans matrice ocre à orange. équivalent CC2. Fond : substrat sableux parsemé de coquilles blanches. quelques		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:55:21	44,23481	30,7233	210916075521	Site de la faille. chapelet de bulles. débit continu. associé parfois à structure tubulaire molle gris claire.		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:56:04	44,23482	30,7233	210916075604	Site de la faille. Très riches en faune : bancs d'anchois densifiés et coquilles sur le fond (type bivalves).		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	07:57:31	44,23482	30,72328	210916075731	Prélèvement 3 roche dalles sur site de la faille.. Gh2_PLNAUT3_CC3; BAC n°2	Prélèvement Gh2_PLNAUT3_CC3	Sampling
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:02:14	44,23479	30,72321	210916080214	Prélèvement 4: structure tubulaire grise claire au sommet d'une dalle. aspect gélatineux. site actif en bulles. chapelets visibles sortant de la structure tubulaire et sous les dalles. débit constant et continu.	Prélèvement Gh2_PLNAUT3_CC4	Sampling
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:06:03	44,23481	30,72328	210916080603	Site de la faille. importantes sorties de fluide. fort débit. bulles centimétriques. problème de stabilité du sous marins. pas de prélèvement Pegaz envisagé.		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:09:54	44,23478	30,72318	210916080954	Site de la faille. miroir de faille : alternance de lits indurés décimétriques ocres-orangés dans bancs		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:13:02	44,23479	30,72304	210916081302	site de la faille. Cheminement le long du miroir de faille. Le faciès de dalle laisse place à un faciès de roche plus déstructuré et altéré : agrégats indurés dans argiles-silteuses jaunes		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:16:36	44,23481	30,72291	210916081636	Site de la faille. On devine la stratification affleurante au niveau du miroir de faille. Alternance de bancs pluridécimétriques indurés orangés intercalés dans unité jaune compacte. pas de sortie de fluide à		Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:19:45	44,23478	30,7227	210916081945	site de la faille. cheminement le long de la faille. on retrouve localement les dalles orangères riches en coquilles. Associées à forte affluence des bancs d'anchois		Observation

Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:21:22	44,23479	30,72271	210916082122	site de la faille. Zoom roche en dalles orangers. aspect irregulier. supposee equivalentes à CC2 et CC3.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:27:57	44,23468	30,72232	210916082757	problème de propulsion sous-marin. ressaut vertical.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:37:30	44,23435	30,72174	210916083730	patches sombres. environ 20cm de long. sediments remaniés associés à des perforations ? cap sur le	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:36:50	44,23437	30,72178	210916083650	léger recul et remontée verticale le long du miroir de faille. Visualisation miroir de faille et stratification.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:41:59	44,23443	30,72095	210916084159	cheminement le long de la faille entre point 5 et point 6. substrat meuble et fin. sombre. zones	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:45:55	44,23447	30,72086	210916084555	Prélèvement 5 : sédiments coquilliers pour microbiologie. Substrat très mou. Pas de résistance à l'enfoncement du godet. Gh2_PLNAUT3 CC5 ; BAC n°3.	Prélèvement Gh2_PLNAUT3 CC5 Sampling
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:46:42	44,23443	30,72088	210916084642	passage de zone à sédiments coquilliers à sédiments très sombres	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:48:08	44,23429	30,72102	210916084808	arrivée sur point 7. remontée verticale le long du miroir de faille. facies altéré. aspect hydrothermalisé avec structures longilignes faisant penser à des veines de circulation de fluide.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:49:54	44,23421	30,72115	210916084954	Arrivée sur plateau (toit du bloc supérieur par rapport à la faille). sol parfaitement plat. parsemé de	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	08:52:12	44,23395	30,72148	210916085212	Visibilité en baisse. colonne d'eau couleur verte, chargée en particules fines. mais bancs de poissons se dégage du sous marin. cap vers point 8	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:04:55	44,23121	30,72445	210916090455	observations de fractures/craquelures sur le fond. visibilité limitée.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:12:35	44,23063	30,72533	210916091235	Structure isolée. 2m de diamètre. Subcirculaire. Même roche ocre/oranger que sur site de faille, mêlée à un tapis encroûté blanchâtre ; patches/tâches noirs homogènes intercalés dans les encroûtements. pas	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:13:07	44,23063	30,72533	210916091307	zoom sur structure isolée encroûtée et patches noirs	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:22:39	44,23026	30,72729	210916092239	plateau très monotone. fond parfaitement plat. quelques rares structures isolées encroûtées éparses.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:27:43	44,22998	30,72823	210916092743	Point 10. Structure isolée et concrétionnée. 2m de diamètre. Subcirculaire. roche altérée, encroûtée par tapis blanchâtre. Tâches noires. Site actif avec 3 chapelets de bulles (petites) à débit continu et	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:28:08	44,22997	30,72823	210916092808	Zoom sur structure encroûtée active	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:31:10	44,22996	30,72825	210916093110	visualisation sortie de bulles avant opération Pegaz. expulsion des bulles depuis une petite structure en forme de cheminée ~10cm de haut, tube de 2cm de diamètre. Point 10.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:31:15	44,22996	30,72825	210916093115	PEGAZ 1 = inventorié PEGAZ n°5 Nautile. Top horaire 09:31:14. opération a bien fonctionné. débitmètre : 94.9mL/1min50sec. ; Gh2_PLNAUT3 PZ1	échantillonnage de gaz Gh2_PLNAUT3 PZ1 Measurement
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:33:50	44,22995	30,72825	210916093350	PEGAZ 1 : Gh2_PLNAUT3 PZ1. top horaire percussion : 09:33:50	Measurement
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:37:42	44,23	30,7283	210916093742	même type de structures concrétionnées observées que sur Point 8 et 10. sorties de fluide associées non objet linéaire (~3m de long) posé sur le fond (tronc d'arbre? tube acier?), pris dans une structure	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:39:24	44,23006	30,72826	210916093924	encroûtante. chapelets observés autour de l'objet.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:41:58	44,2299	30,72841	210916094158	Dégagement du bancs d'anchois. visibilité en baisse. leur présence semble associée aux sites de dégazage	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	09:50:18	44,22799	30,73145	210916095018	quelques structures linéaires observées type fractures affectant la couverture superficielle. ~30cm de	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:01:11	44,2263	30,73447	210916100111	Arrivée sur site de la dépression convexe. extrémité Nord-est. les structures concrétionnées se densifient et s'étalent de plus en plus sur le fond. Chapelets bulles régulièrement observés.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:04:53	44,2263	30,73455	210916100453	Prélèvement 6: échantillon de roche à l'extrémité nord-est du site dépression convexe Roche de couleur oranger, même type que CC2 et CC3. situées dans zones à concrétions blanches. Gh2_PLNAUT3 CC6 ; BAC	Prélèvement Gh2_PLNAUT3 CC6 Sampling
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:13:48	44,22627	30,73501	210916101348	Prélèvement 7 d'une parmi plusieurs structures tubulaires marron foncées ~20cm, desquelles sortent des chapelets de bulles continus et à fort débit. sur zone de concrétion. Gh2_PLNAUT3 CC7 ; BAC n°3	Prélèvement Gh2_PLNAUT3 CC7 Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:17:21	44,22626	30,735	210916101721	site dépression convexe : dégazages très actifs sur zone concrétionnées. débit chapelets continu et bulles	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:24:01	44,22574	30,73496	210916102401	site dépression convexe: fond de nouveau parsemé de coquilles. visibilité en baisse ~5m	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:27:38	44,22558	30,73408	210916102738	site depression convexe : variation de couleur sur le fond ocre à sombre. sol semble plus dur type dalle. quelques zones à coquilles. de nouveau présence de structures concrétion isolées	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:40:07	44,22507	30,73237	210916104007	site dépression convexe : structure conique d'1.50 de haut et d'1m de large, type cheminée avec canal au sommet. constituée de roche ocre/oranger, concrétion blanches, et taches sombre. poissons autour.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:42:05	44,22507	30,73236	210916104205	site dépression convexe: champs de cheminées coniques chapelets de bulles visibles autour	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:43:01	44,22508	30,73239	210916104301	Reset du système de propulsion du sous-marin. plus de rponse aux commandes.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	10:50:22	44,22507	30,73233	210916105022	Prélèvement 8: Tentative de prélèvement du sommet de la cheminée mais échec car très friable puis nuage turbide nous empêche de retrouver l'objet. bulles de gaz s'échappent du godet au prélèvement.	Prélèvement Gh2_PLNAUT3 CC8 Sampling
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	11:00:14	44,22513	30,73234	210916110014	Tentative de poser un marqueur GHASS2 mais échec car perte de la position du site remarquable des	Observation

Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	11:17:58	44,22459	30,73081	210916111758	site depression convexe : encroûtements et quelques chapelets intermittents . fond monotone, plat. colonne d'eau chargée en particules fines.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	11:35:00	44,22489	30,72944	2109161113500	site depression convexe : stucture circulaire concrétionnée avec sortie de fluide à très fort débit. diamètre bulles de 1 à 2cm. sortie par orifices dans lesquels sont développées des aiguilles très fines et	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	11:35:37	44,22489	30,72944	2109161113537	PEGAZ 2 : inventorié PEGAZ n°2 Nautile. Top horaire 11:35:36. opération a bien fonctionné. débitmètre : 385mL/25sec. ; Gh2 PLNAUT3 PZ2	échantillonnage de gaz Gh2 PLNAUT3 PZ2 Measurement
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	11:36:26	44,22489	30,72944	210916113626	PEGAZ 2 : Gh2 PLNAUT3 PZ2. Top horaire percussion 11:36:38.	Measurement
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	11:44:03	44,22497	30,72909	210916114403	site depression convexe. passage sur sorties de fluide à fort débit.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	11:48:32	44,22519	30,72837	210916114832	site depression convexe : concrétions associées au sommet à structures tubulaires molles. dégazage actif	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	11:50:32	44,22518	30,72819	210916115032	site dépression convexe : traversée d'un champs de structures concrétionnées sumétriques à métriques.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	11:55:24	44,22458	30,7282	210916115524	on quitte le site de dépression convexe. cap vers point 44.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:07:45	44,22212	30,72851	210916120745	transit vers point 48. passage sur structure concrétionnée plus étalées.. Associées à chapelets de bulles	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:13:30	44,22246	30,7276	210916121330	zoom sur structure concrétionnée. retour des bancs de poissons.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:21:04	44,22138	30,72598	210916122104	chapelets de bulles et structures concrétionnées detectés pendant transit	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:25:17	44,22	30,72453	210916122517	Arrivée sur point 57 identifié comme étant remarquable en sorties de fluide.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:33:01	44,21975	30,72428	210916123301	perforations sur fond meuble ocre. quelques bulles.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:35:12	44,21994	30,7242	210916123512	tentative de prélèvement d'une structure tubulaire foncée, de même type que CC4 et CC7. ehech.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:38:14	44,21995	30,72419	210916123814	sortie de fluide sur zone encroûtante. flux intermittent mais à fort débit. point 56	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:45:31	44,21969	30,72467	210916124531	Enfoncement du godet. sol ocre. meuble à ressenti très mou sur 15-20cm (taille du godet) puis butée. sédiments gris-noirs sous pellicule superficielle ocre. restent collés au godet.	Enfoncement godet 2 Measurement
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:49:54	44,2198	30,7244	210916124954	Transit final vers l'Est vers point de remontée.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:49:54	44,2198	30,7244	210916124954	Transit final vers l'Est vers point de remontée. Fin de l'exploration.	Observation
Gh2_PLNAUT3	16/09/2021	12:53:34	44,22	30,72581	210916125334	Fin de plongée n°3.	Observation

Figure III.21 : Logbook de la plongée Gh2_PLNAUT_2009_3. Les valeurs de Latitudes et longitudes correspondent à la navigation issue du re traitement réalisé sous le logiciel Delph'ins.

A5. Cartes de profondeur sous le fond marin et profondeur absolue (non interpolée) du BSR

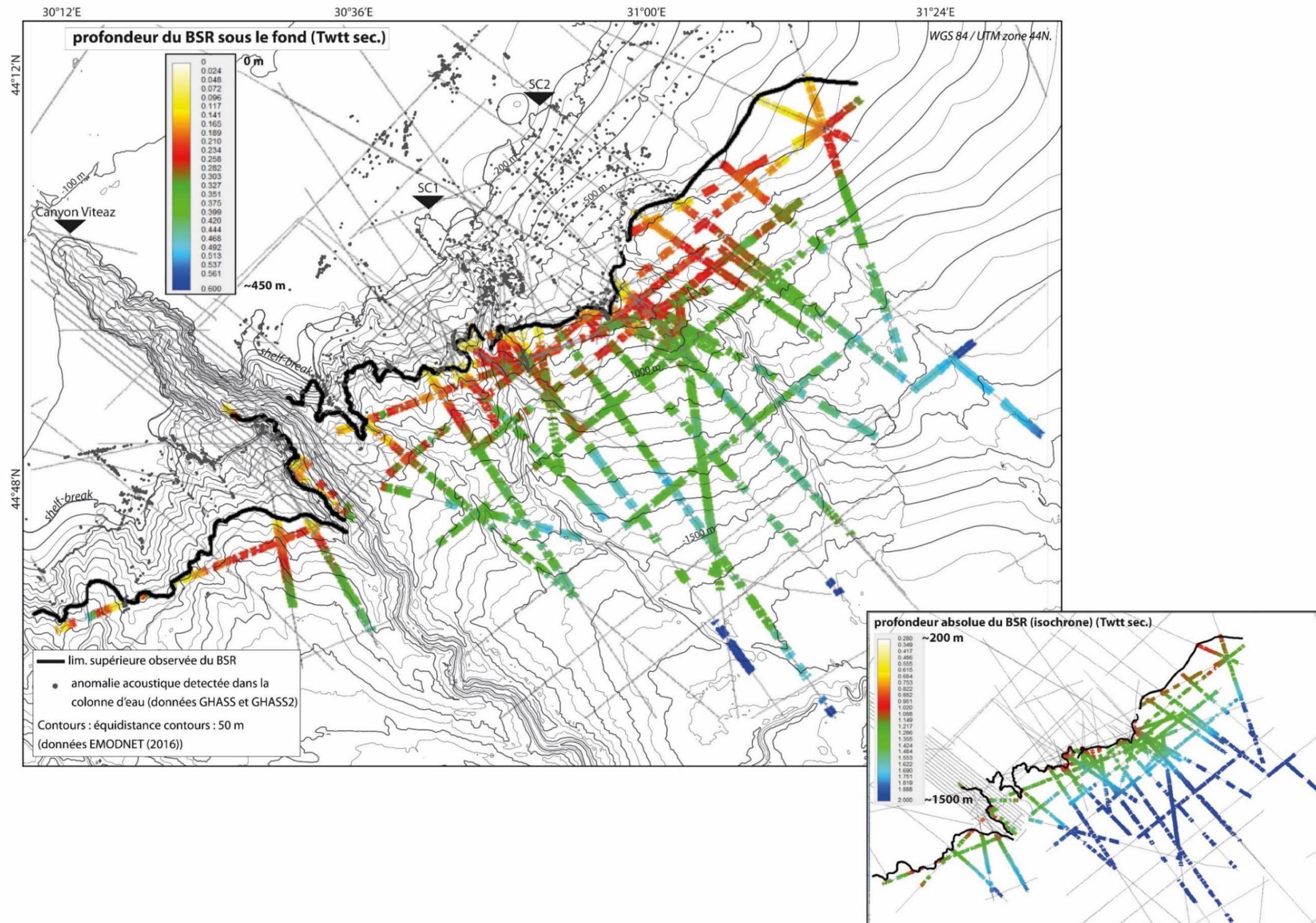


Figure III.22 : Cartes de profondeur sous le fond marin et profondeur absolue (non interpolée) du BSR.

A6. Cartes de profondeur sous le fond marin et profondeur absolue (non interpolées) du toit du gaz

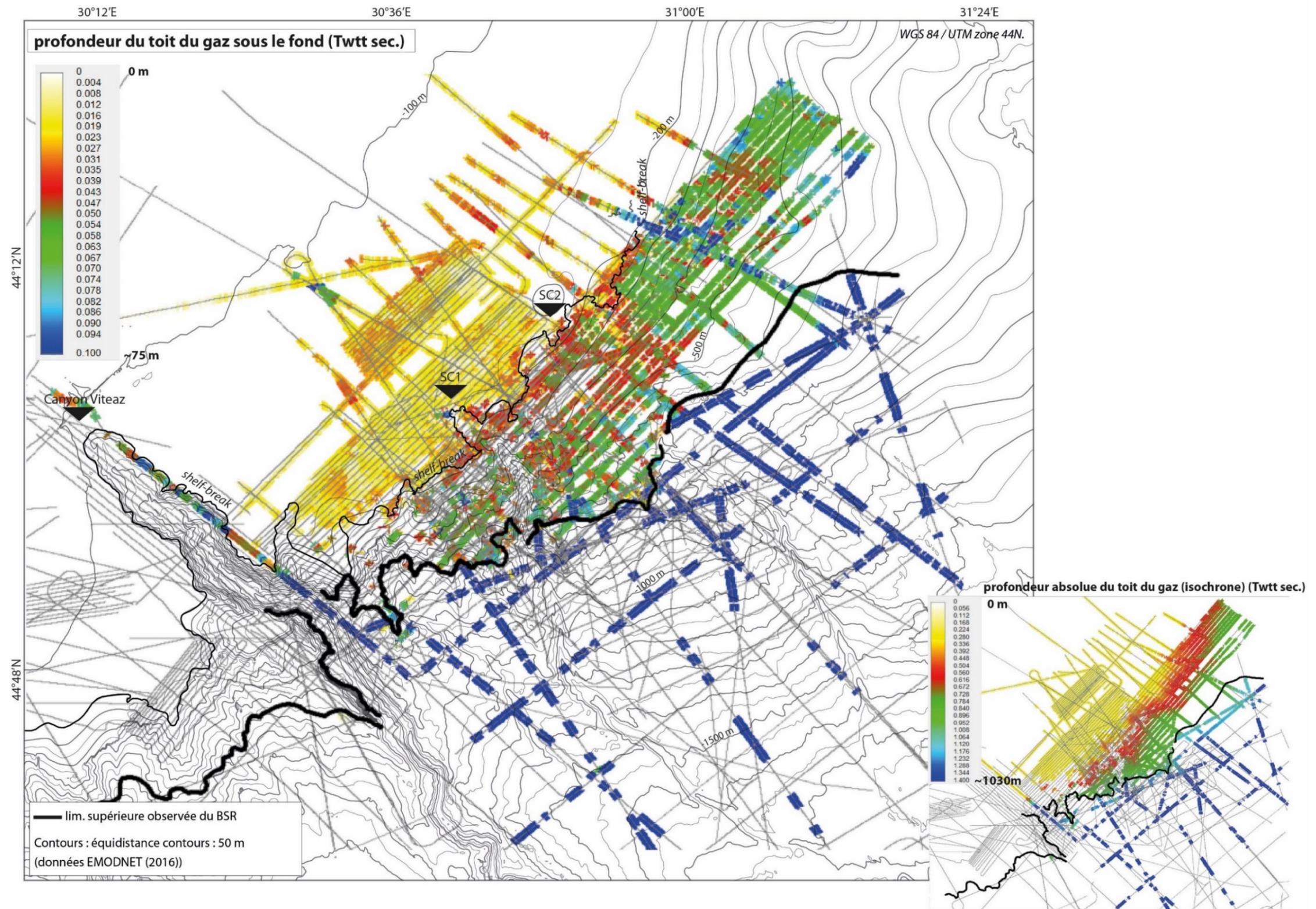


Figure III.23 : Cartes de profondeur sous le fond marin et profondeur absolue (non interpolées) du toit du gaz.

CHAPITRE IV

MODELISATION DE L'EVOLUTION DE LA ZONE DE STABILITE DES HYDRATES DEPUIS LE DERNIER GLACIAIRE EN MER NOIRE

Mise en évidence de la cinétique lente des systèmes à
hydrates par la présence d'un double BSR

I. INTRODUCTION À L'ARTICLE

“SLOW DYNAMICS OF HYDRATE SYSTEMS REVEALED BY A DOUBLE BSR”

Accepté (en révision) dans *Geophysical Research Letters*

M. Fabre, V. Riboulot, L. Loncke, S. Ker, G. Ballas, Y. Thomas, G. Ion and N. Sultan

Il est essentiel de déterminer comment la distribution des hydrates de gaz a évolué dans le passé le long des marges continentales pour comprendre leur évolution future. En outre, la décomposition des hydrates a été associée à plusieurs événements catastrophiques, notamment au déclenchement de certains des plus grands glissements de terrain sous-marins survenus sur la Terre et à la libération massive de gaz à effet de serre dans l'océan. Au large de la Roumanie, la présence d'un second réflecteur qui simule le fond de mer (BSR) permet d'obtenir des informations précieuses sur la dynamique des hydrates depuis le dernier glaciaire. Nous proposons dans cette étude d'effectuer une modélisation numérique 2D de la stabilité thermodynamique des hydrates en prenant en compte, à partir des mesures *in situ* et des estimations indirectes, la température du fond marin, de la conductivité thermique, de la salinité, du taux de sédimentation et des variations du niveau de la mer. Nous montrons une corrélation forte entre les positions des BSRs et la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz à la fois pendant la période actuelle et la période du dernier glaciaire. L'évolution graduelle de la zone de stabilité des hydrates au cours des 34 000 dernières années présentée ici soutient un modèle conceptuel qui exclut les scénarios environnementaux catastrophiques.

II. ABSTRACT

Determining how gas hydrate distribution evolved along continental margins in the past is essential to understanding its evolution in the future. Moreover, hydrate decomposition has been linked to several catastrophic events, including some of the largest submarine landslides on Earth and the massive release of greenhouse gases into the ocean. Offshore Romania, the presence of a second bottom-simulating reflector (BSR) provides an opportunity to gain valuable insights into hydrate dynamics since the Last Glacial Period (LGP). We conducted transient modelling of hydrate thermodynamic stability by merging in-situ observations with indirect assessments of sea-bottom temperature, thermal conductivity, salinity, sedimentation rate, and sea-level variations. We reveal a strong correlation between the BSRs and the base of the Gas Hydrate Stability Zone (GHSZ) during both the present and LGP periods. The gradual evolution of the GHSZ over the past 34 ka presented here supports a conceptual model that excludes catastrophic environmental scenarios.

Key words: Hydrates, Free gas, Double BSR, Modelling, Last Glacial Period, Black Sea

III. INTRODUCTION

Gas hydrates (GH) naturally store a considerable volume of methane in marine sediments where the pressure-temperature (P-T) conditions, pore-fluid salinity, and gas composition are among the main parameters controlling their stability (Sloan & Koh, 2007). Seaward shifts of GH stability conditions, leading to methane venting into the ocean are due to contemporary warming of bottom waters (e.g. Phrampus & Hornbach, 2012), sea level variations (e.g. Nisbet & Piper, 1998), and changes in salinity (Riboulot et al., 2018). So, climate changes can significantly impact the GHSZ (Andreassen et al., 2017; Davies et al., 2017). Conversely, methane from GH dissociation could be a potential greenhouse agent following the “Clathrate gun hypothesis” (Kennett et al., 2003), and triggering hyperthermal maximum events across geological times (Dickens et al., 1997; Jahren et al., 2001). But, this contribution to the climate change remains debated (Ruppel & Kessler, 2017) and improved, constrained knowledge of hydrate dynamics following changes in environmental conditions is necessary.

Evidence of GH in marine sediments can be inferred through the identification of a BSR in seismic data. Some BSRs occur at or close to the current Base of the GHSZ (BGHSZ) in response to the acoustic impedance contrast between GH accumulations and underlying trapped free gas (e.g. Xu & Ruppel, 1999; Somoza et al., 2022). Sometimes, more than one BSR can coexist (e.g. Popescu et al., 2006; Davies et al., 2021), due, for instance, to the layering of various gas compositions (Geletti & Buseti, 2011), or other diagenetic processes (Somoza et al., 2022). But, changes in the GH stability field may result in the preservation of a certain amount of GH in a state of disequilibrium (e.g. due to water-temperature warming, re-equilibration of thermal gradients, or sea-level fluctuations, rapid sedimentation, tectonic uplift), resulting in the formation of a paleo-BSR (Posewang & Mienert, 1999; Han et al., 2021).

The insights into the existence of a paleo-BSR would be of crucial importance to assess the dynamics of the GHSZ after variations in environmental conditions. To verify this theory, we investigated the GH system of the Black Sea (BS), offshore Romania, where a large GH occurrence zone has been reported on the slope as well as an active gas flare area located upslope of it (e.g. Riboulot et al., 2017) (Fig. IV.1). We addressed three key points related to this system by: i) assessing the nature of the observed second BSR, ii) defining how the GHSZ evolves over time and space and iii) determining why a second BSR still imprints the sediments. Based on exhaustive knowledge on the hydrological and thermal conditions of the BS, we tested the dynamic response of the GH to the environmental changes which have characterised the western BS since the end of the LGP. This was performed by dynamic 2D multi-parametric modelling allowing to assess past positions of the BGHSZ through time and compare them with the observed secondary BSR.

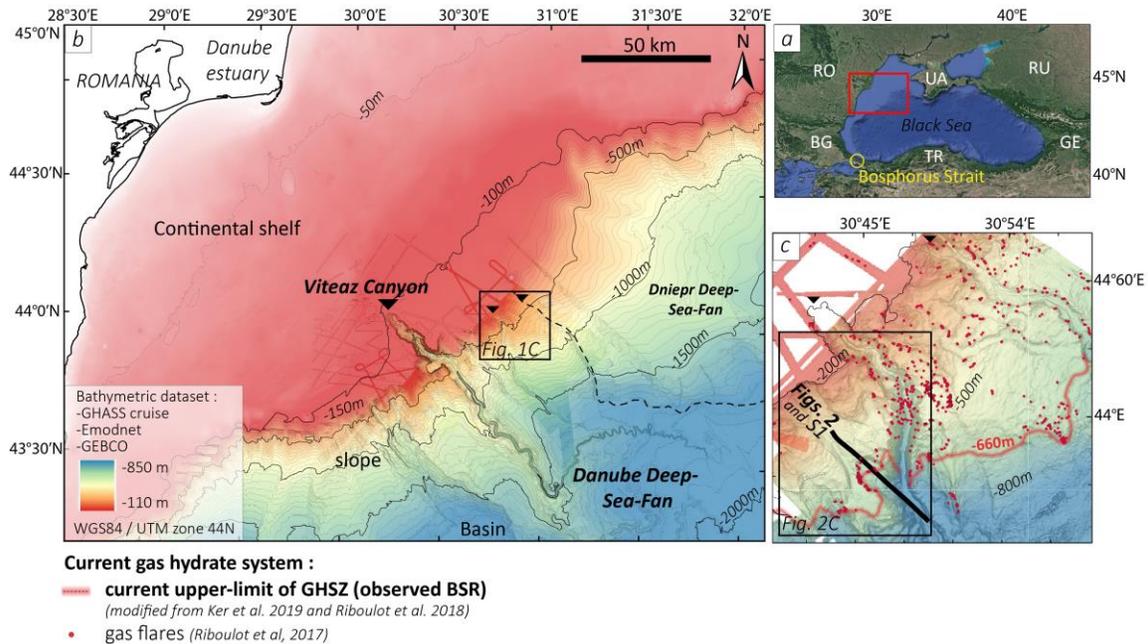


Figure IV.1: (a) General view of the BS (b) Bathymetric map of the western BS (c) Morphology and detailed features characterising the study zone. The bold black line represents the location of seismic lines presented in Figures IV.2 and IV.S1.

IV. RESULTS

IV.1. The double BSR, geophysical observations and characterisations

High-resolution seismic lines (GHASS cruise (2015); <https://doi.org/10.17600/15000500>, see section Text S1 and Figure IV.S1 in Supporting Information) reveal the presence of two stacked BSRs in the study area (Fig. IV.2A). The primary, shallower BSR (BSR1), and the secondary, deeper (BSR2), cross cut stratigraphic layers and mimic the seafloor, while exhibiting a polarity reversal. Their positions can be identified through aligned amplitude terminations (Colin et al., 2020b), and by the presence of both attenuation of high frequencies and lower velocity below the distinct BSRs (Figs. IV.3 and 4). BSR2 is patchy, 130 m beneath the BSR1, weaker in amplitude in comparison with BSR1 and attenuation is stronger under BSR2.

BSR2 is amplified along two well-defined patches: (1) seaward, BSR2 is parallel and located 130 m below BSR1 (Fig. IV.2Ab and c); (2) landward, a second patch, is characterised by aligned high amplitude terminations (Fig. IV.2Ad and detailed view in Fig. IV.S1B). This patch exhibits a highly

incurved shape that mimics an old head-scarp, which still imprints the current slope morphology (Fig. IV.1).

The upper limits of BSR1 and BSR2 show distinct pinch-out on the seafloor (Fig. IV.2A). The landward termination of BSR1 was detected down to 660 m water depth (projection on present-day bathymetry). However, we lose track of it above 25 mbsf. The termination of BSR2 is most perceptible at the extremity of the landward segment (Fig. IV.S1B), which reaches almost 520 m water depth (projection on present-day bathymetry). We lose track of it at 50 mbsf (Fig. IV.2Ad). The amplitude section of the HR reference profile highlights high-amplitude reflections below the two BSRs, particularly enhanced below the BSR1, indicating varying free-gas concentrations (Fig. IV.3a). We notice lateral amplitude variations along the BSR particularly expressed along the BSR1 reflector; highest amplitudes exist where faults cross-cut the stratification and BSR2. The variation of signal frequency content can be used to evidence the presence of seismic attenuation due to the presence of free gas. Focusing on the second BSR, Figure IV.3B shows a threshold effect at both BSR interfaces, expressed by an attenuation of high frequencies below the distinct BSRs, particularly stronger under BSR2. Such an effect on the amount of seismic attenuation can be due to the presence of low-density fluids in the sediment (Anderson & Bryant, 1990; Ruppel et al., 2005), and indicates in our case that high concentrations of free gas are still present under BSR2.

Velocity analysis was performed every 150 m laterally, permitting to compare the depth-converted seismic section with the velocity field (Fig. IV.4). It shows varying velocity in sediments (1470-1950 m/s), and particularly lower values below BSR1 and BSR2. An inversion of the velocity below BSR2, combined with the persistence of high impedance contrast at the BSRs interfaces and the attenuation of high frequency (Fig. IV.3b), support the hypothesis of the presence of excess free gas in sediments below the BSR2. The lower velocity under BSR2, suggests higher concentrations of free gas below BSR2 in comparison with BSR1. Lastly, a local rapid gas migration process through observed faults (in contrast with the long-lasting gas diffusion process in sediments) could explain high free gas concentration below BSR1, and the low velocity zone.

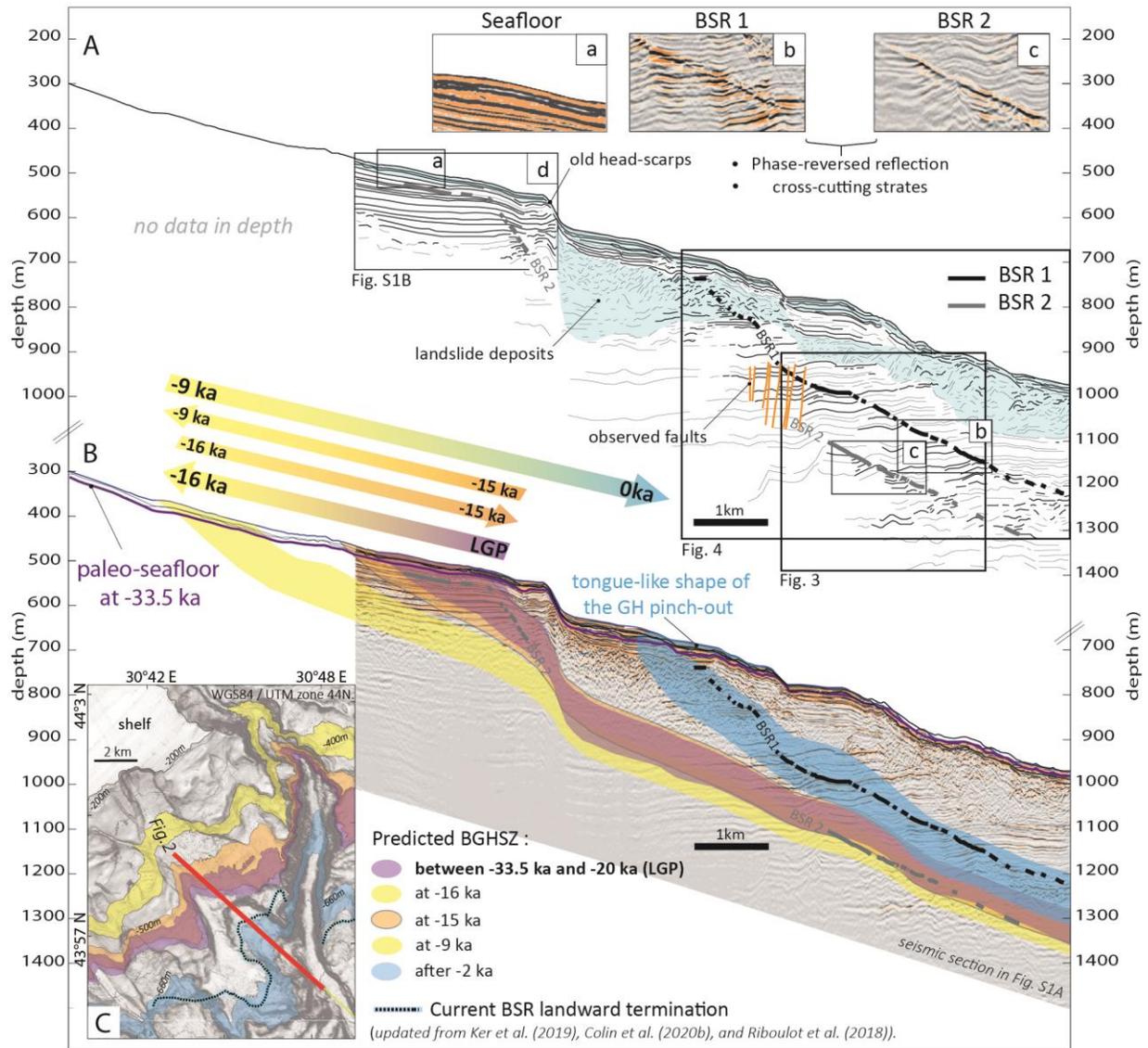


Figure IV.2: (A) Depth converted HR seismic profile showing two BSRs along the study area. The reflection of BSRs (insets b, c) presents a polarity reversal compared to the seafloor (inset a). Inset d is shown in Figure IV.S1B (B) Modelling results are calculated from different scenarios (Figs. IV.S2, S3, S4 and Table IV.S1). Each envelope represents the positions of BGHSZ computed at different time ranges (coloured arrows provide information on the general trend of GHSZ since the LGP) and results from computed modelling results detailed in Figs. IV.S5 and S6. (C) Modelled GHSZ pinch outs are reported on the bathymetric map.

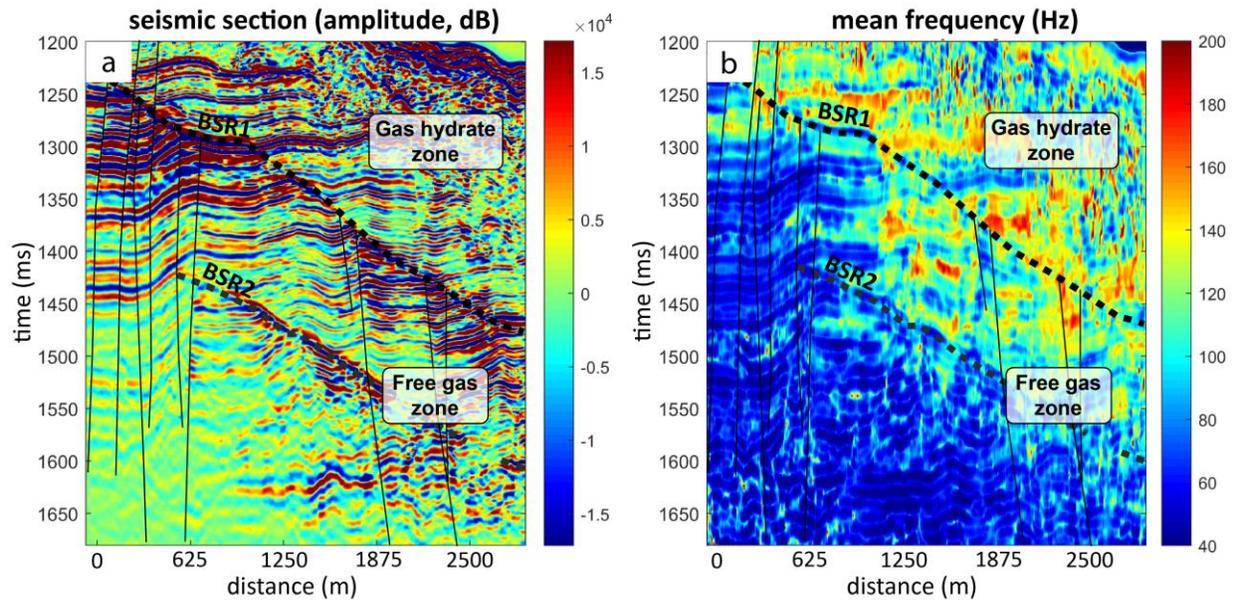


Figure IV.3: Geophysical characterisation of the two BSRs on the presented high-resolution seismic profile (Fig. IV.2). (a) Amplitude section (b) mean frequency section. Observed faults appear along thin black lines. Location of the sections is reported on the Figure IV.2A.

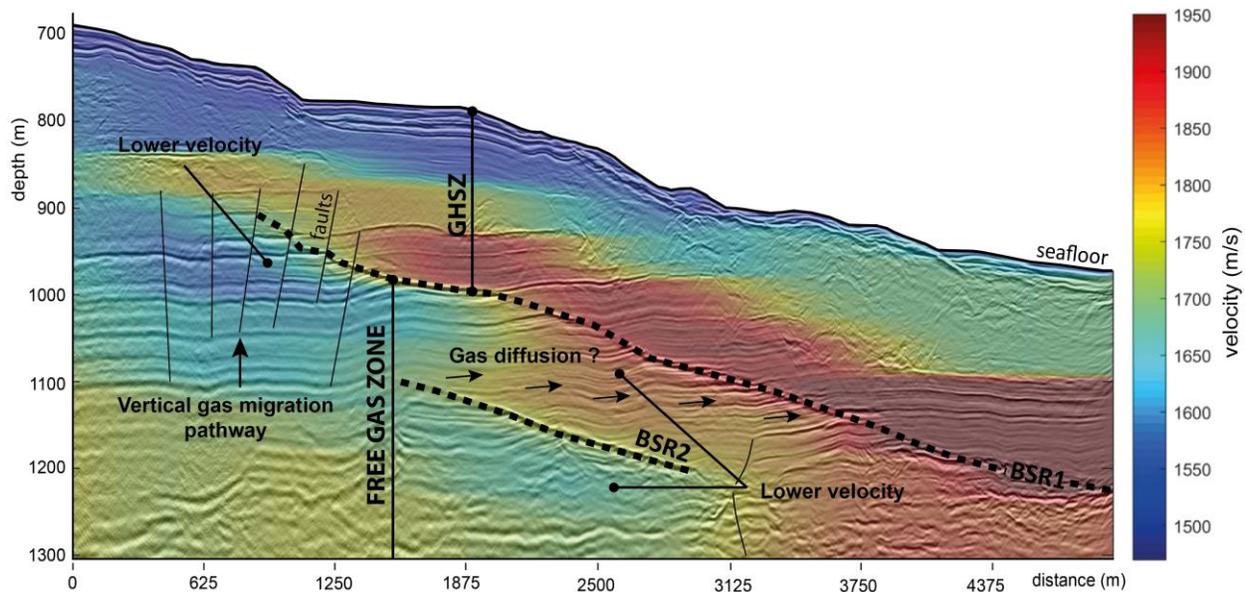


Figure IV.4: Overlay of depth-converted seismic section and velocity model performed every 150 m corresponding to the lateral resolution of the resulting velocity field. Details on the velocity decrease at the two BSR interfaces (inversion). Lower velocity was identified below the two BSRs, particularly well pronounced under BSR2, suggesting high concentrations of free gas in sediments. The faults (black thin lines) have been represented to evidence their role on the migration process (black arrows) and the consequence on the velocity field. GHSZ: Gas Hydrate Stability Zone. Location of the sections is reported on the Figure IV.2A.

IV.2. Spatio-temporal modelling of the GHSZ since the last 34 ka

We calculated the depths of phase equilibria of GH at different time steps based on ongoing environmental parameters. For the 34,000-yr-period calculations, a dynamic 2D multi-parametric GH stability model developed by Sultan et al., (2010) was used to simulate the evolution of the GHSZ. Modelling was performed using the NW-SE depth-converted seismic HR profile presented in Figure IV.2 with a time step of 1 year for each calculation. Further details on modelling inputs and the scenarios tested are reported in sections *Modelling Method* (Text S2, Figures IV.S2, S3, S4) and *Tested scenarios* (Text S3, Table IV.S1) in Supporting Information.

All modelling results (Figs. IV.S5 and S6 in Supporting Information) predict consistent general patterns specifically showing a seaward migration trend of the GHSZ between -33.5 ka and the present-day (Fig. IV.2B). During the LGP, the GHSZ calculated between -33.5 and -20 ka (purple envelope, Fig. IV.2B), remains stable, and the upper limit of the GHSZ extended from $\sim 495 \text{ m} \pm 5$ to $525 \text{ m} \pm 5$ water-depth (projected on present-day seafloor). The modelling results show strong correlation with the position of BSR2, particularly along its two expressed patches in seismic data (Fig. IV.2Ab and d).

After -20 ka, the modelling results show a sudden back-and-forth movement of the GHSZ upper limit along the slope. This is illustrated by an upward displacement (yellow envelope Fig. IV.2B) in response to a sea-level rise of $\leq +100 \text{ m}$ at -16 ka, before returning to its LGP position at -15 ka (orange envelope, Fig. IV.2B) due to a sea-level drop episode (Fig. IV.S2A). This was followed by a landward extension of the GHSZ reaching its maximum extent at -9 ka (again yellow envelope, Fig. IV.2B), in response to the last sea-level rise.

After -9 ka, the extension of the GHSZ drastically decreased due to the warming and re-salinisation of the BS. Simultaneously, the thickness of the GH layer decreased by 130 m caused by the upward migration of the BGHSZ (blue envelope, Fig. IV.2B). The predicted present-day GHSZ reaches its termination close to the seafloor at 660 m water depth, delimiting the current upper limit of the GHSZ which fits well with BSR1. It displays a tongue-like shape at the GH pinch-out (Fig. IV.2B), which expresses GH decomposition near the seafloor in response to the progressive diffusion of salt within the sediment (Riboulot et al., 2018).

V. DISCUSSION

V.1. Origin of the double BSR

In the study area, BSR1 represents the current BGHSZ (Popescu et al., 2006). BSR2 is more questionable. As below BSR1, the presence of low-velocity zones beneath BSR2 (Fig. IV.4) indicates the existence of free gas beneath this reflector, clearly differentiating it from a diagenetic opal-A/opal-CT BSR (Berndt et al., 2004) or smectite-illite BSR (Srodon & Eberl, 1984). Instead, along continental margins, a double BSR can be theoretically explained by the following distinct hypotheses: (1) the presence of GH with a distinct gas composition, (2) a former position of the BGHSZ. The tectonic uplift in relation to subduction processes, as a mechanism for the formation of a double BSR (Han et al., 2021), can be ruled out of the discussion.

V.1.1. Distinct gas composition hypothesis

Multiple BSRs can represent the bases of successive layers of GH with distinct compositions. The presence of a mixture of gases could explain the existence of two BSRs as a deeper GHSZ as demonstrated worldwide (Posewang & Mienert, 1999; Geletti & Busetti, 2011). In the study area, the composition of the hydrate-forming gas at BSR1 offshore Romania is 99.6% methane of microbial origin as demonstrated by sampling (Riboulot et al., 2018) and geochemical analysis (Riedel et al., 2020). Thermogenic sources have also been detected offshore Crimea but far from the study area (Starostenko et al., 2010).

V.1.2. Paleo-BSR hypothesis

Alternatively, stacked BSRs could represent relics of former positions of the BGHSZ which can be regarded as potential frozen proofs of environmental conditions for distinct cold climatic episodes (Popescu et al., 2006; Bangs et al., 2005; Davies et al., 2021). Our modelling provides new insights by demonstrating that BSR2 correlates with the position of the BGHSZ at the LGP when BS was a freshwater lake. Its landward termination seems to pinch just under a reflector dated back to 33.5 ka, considered as the paleo-seafloor calculated for the LGP (Fig. IV.S4). Between -33.5 ka to -20 ka, the GHSZ appears to be spatially stable (Fig. IV.2B), suggesting it was thermodynamically in steady state for at least 13.5 ka (Fig. IV.5-1). Then, the positions of

predicted BGHSZ migrated over time, probably punctuated by alternating GH recrystallisation (Fig. IV.5-2 and 4) and dissociation processes in sediment (Fig. IV.5-3 and 5). This reveals that the GH was highly sensitive to the sea-level fluctuations that characterised the BS before -9 ka, demonstrating a strong response of the GHSZ to two episodes of sea-level rise (Fig. IV.5-2 to 4). This sensitivity led to a back-and-forth movement of the narrowest upper part of the GHSZ along the slope which may have acted as a buffer zone. The effect of salinity and temperature diffusion clearly prevailed after -9 ka to present as evidenced by the upward migration of the BGHSZ from the BSR2 to the BSR1 position. This migration was accompanied by a reduction in the extension of the GHSZ which occurred more or less progressively depending on the scenario of sea-bottom temperature re-equilibration (Figs. IV.5-5, S2B and S5).

V.2. Preservation of a paleo-BSR

One of the reasons why a paleo-BSR still imprints within sediments could be the effect of diagenetic processes (Posewang & Mienert, 1999) due to physical changes of bearing sediments at the exact position of old BGHSZ (Nimblett & Ruppel, 2003, and references therein). However, this hypothesis alone cannot explain the geophysical signature of BSR2 characterised by a polarity reversal (Fig. IV.2Ac), lower velocity and a larger attenuation of high frequencies below the BSR2 interface (Figs. IV.3B and 4). These characteristics could be explained by a higher concentration of free gas under the old BGHSZ leading to the persistence of a negative acoustic impedance contrast at the BSR2 (Auguy et al., 2017).

In response to environmental changes, the re-equilibration of the old BGHSZ from BSR2 to its current position suggests a decomposition of GH in a mixture of free gas and dissolved gas in the GH destabilisation zone (GHDZ) (Sultan, 2007) (Fig. IV.5-5). Experimental studies show that grain size and connectivity between micro-structures of the host sediment determine how gas is transported towards the surface (Jain & Juanes, 2009; Plaza-Faverola et al., 2023). In the study zone, the very low permeability of the host sediment containing high amounts of clay-silt (Ballas et al., 2018; Riedel et al., 2020) suggests that the fluid flow regime induced by hydrate dynamics is dominated by a gas diffusion process.

Locally, the presence of isolated sets of faults may provide gas migration pathways between the two BSRs (Fig. IV.2A), suggesting that advection through discontinuities related to local excess pore pressure below the BSR2 is a mechanism that cannot be ruled out, particularly during GH dissociation (Fig. IV.5-5). A vertical gas migration from BSR2 to BSR1 through faults could explain the patchy geometry of BSR2, and the heterogeneous distribution of gas concentration detected below BSR2 (Figs. IV.2A and 3A).

V.3. Why only one preserved paleo-BSR?

The modelling results reveal more BGHSZ positions over time than observed BSRs in seismic data. The most likely explanation would be the time the BGHSZ spent at given positions. By examining the position of the BGHSZ over time, the position of BSR2 fits with the paleo-BGHSZ during the longest steady-state period (33,5-20 ka time frame), suggesting a significant accumulation of gas during this phase of stagnation to form BSR2 (Fig. IV.5-1).

The long-lasting process of gas diffusion in sediment has already been proposed by Ker et al., (2019) and Colin et al., (2020b) in the study zone, due to the conjunction of low permeability in fine-grained sediment, and the process of hydrate re-crystallisation during decomposition, which can slow down the dissipation process below the BGHSZ (Sultan, 2007).

Accordingly, in contrast with the stable lowstand LGP period, we suppose that the fast migration of the BGHSZ that occurred between -20 ka and -9 ka (Fig. IV.5-2 to 4), most probably compromised the formation of a homogenous GH layer in view of the low gas volumetric concentrations of 4-6% in the sediment (Ker et al., 2019), and prevented free-gas accumulations under the successive BGHSZs to preserve another paleo-BSR.

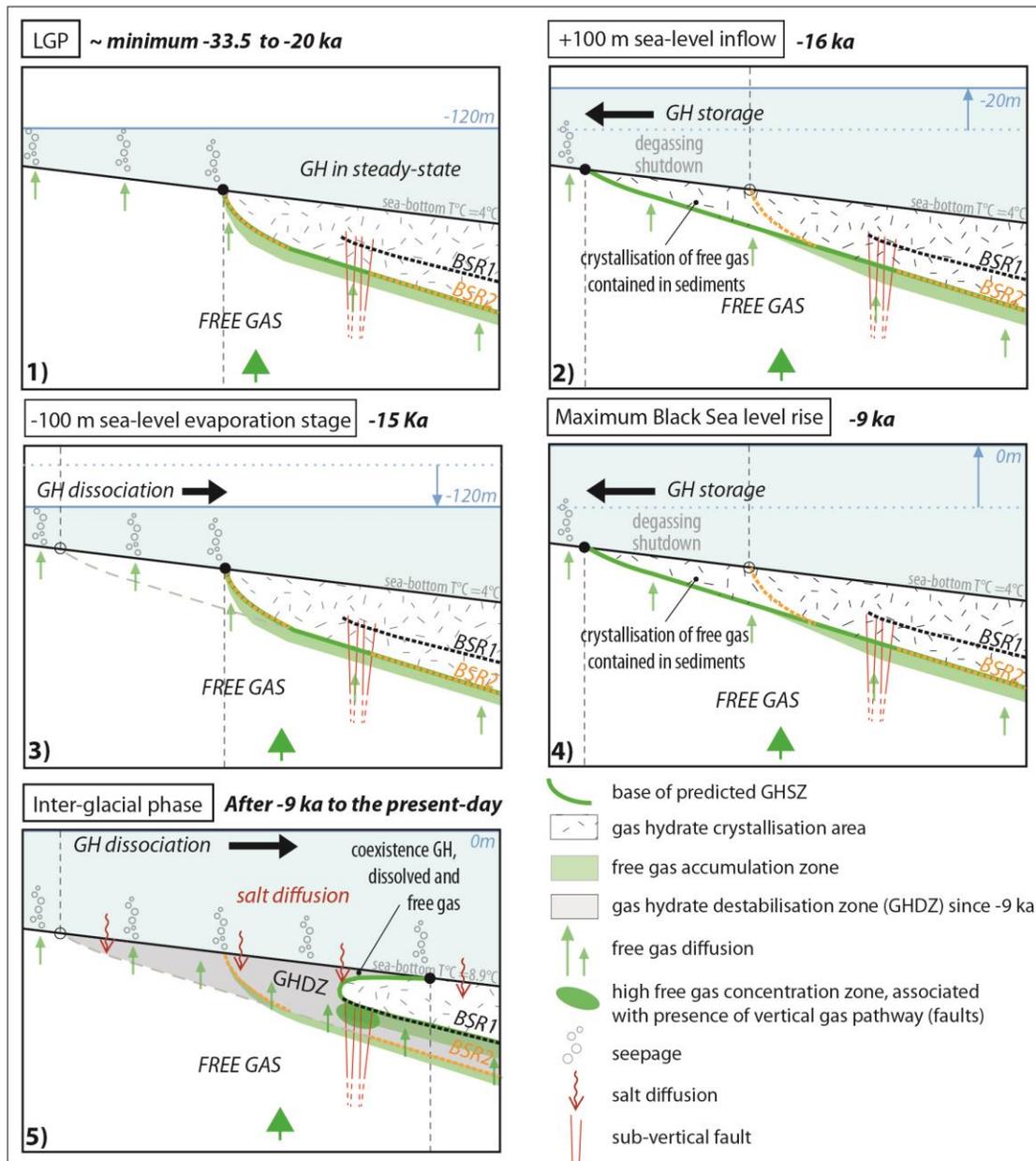


Figure IV.5: 2D conceptual scenario of the GHSZ evolution since the LGP in distinct steps (1 to 5), compared to the position of two observed BSRs. This study highlights the control of GH distribution by environmental changes and the associated gas diffusion process (green arrows) which governs free gas accumulation zones (in green). In the free gas domain (white zone) excess free gas is trapped below the BGHSZ which hampered vertical fluid migration.

VI. IMPLICATIONS

This is the first attempt to model the evolution of the GHSZ with a short time step calculation applied here to the western BS since the LGP, where GH dynamics is difficult to consider due to the complexity and debated evolution scenarios of paleo-environmental

conditions. Our modelling results show that the observed deeper secondary BSR is mostly consistent with a paleo-BSR that developed during LGP. Geophysical analysis shows that this paleo-BSR is still trapping free gas in depth. A slow gas diffusion rate coupled with likely diagenetic transformation of host sediments and the duration of the stagnation of BGHSZ over time is the most likely explanation for the preservation of a unique LGP paleo-BSR.

More generally, in GH systems where gas diffusion in sediment dominates, the long-lasting migration mechanism following environmental changes and associated hydrate dissociation leads us to minimise the catastrophist *Clathrate gun* hypothesis (Kenneth et al., 2003), which argues for a massive gas emission directly into the ocean, and a predisposition of slope sediment instabilities. We now understand that the release of methane during a hydrate dissociation phase is slow due to the overpressure generated by their decomposition leading to recrystallisation (Ker et al., 2019; Colin et al., 2020b) and the slow gas diffusion process in clayey sediments. Although environmental changes can be rapid as observed in the BS since the LGP, the hydrate-free gas system reacts much more slowly preventing any catastrophic destabilisation.

Acknowledgments

The support by officers and crew during the GHASS cruise (2015 - 10.17600/15000500) and GHASS2 (2021 - 10.17600/18001358) on board R/V Pourquoi Pas? was greatly appreciated, as is the dedication of the Genavir and Ifremer technical staff during the cruise. We thank A. Chalm from IFREMER for revision of the English language. This work was funded by the BLAME project sponsored by the French National Research Agency (ANR-18-CE01-0007) and supported by the CEFREM laboratory of University of Perpignan, and the scientific consortium Geo-Ocean UMR6538.

VII. SUPPLEMENTAL DATA

VII.1. Acquisition and processing parameters of the presented seismic section

VII.1.1. High-Resolution Seismic Data

The 2D High-Resolution (HR) seismic profile 33c used for this study was acquired during GHASS-cruise (GHASS cruise (2015); <https://doi.org/10.17600/15000500>) using a 96-channel streamer of 6.25-m trace spacing and a maximum source-receiver offset of 650 m (Fig. IV.S1A). The seismic source consisted of a single small air gun (24 cubic inches) deployed at 1.5 m whereas the streamer was towed at a depth of 2 m to optimise resolution. The resulting source signature has a 40–170 Hz frequency bandwidth with a central frequency of 110 Hz. Profile 33c was processed using a poststack sequence (Ker et al., 2019). HR velocity analyses were performed on super gathers every 150 m corresponding to the lateral resolution of the resulting velocity field. The picking of RMS velocities was performed on semblance panels using a horizon-consistent approach. Interval velocities were computed using Dix approximation. The 2D velocity model was then used to perform the post-stack depth Kirchhoff migration.

VII.1.2. Very High-Resolution Deep-Towed Seismic Data

Very High-Resolution (VHR) deep-towed multichannel seismic data was also acquired during the GHASS cruise with Ifremer seismic equipment (SYstème Sismique de Fond, SYSIF). SYSIF is composed of a Janus-Helmholtz acoustic source (220-1050 Hz) and a 52-channel streamer with a maximum offset of 110 m, tailored for working under high- hydrostatic pressure environments (Ker et al., 2010; Marsset et al., 2014). Seismic resolution of the SYSIF profile PL01PR03 presented in Figure IV.S1B is less than 1 m vertically and 3 m horizontally.

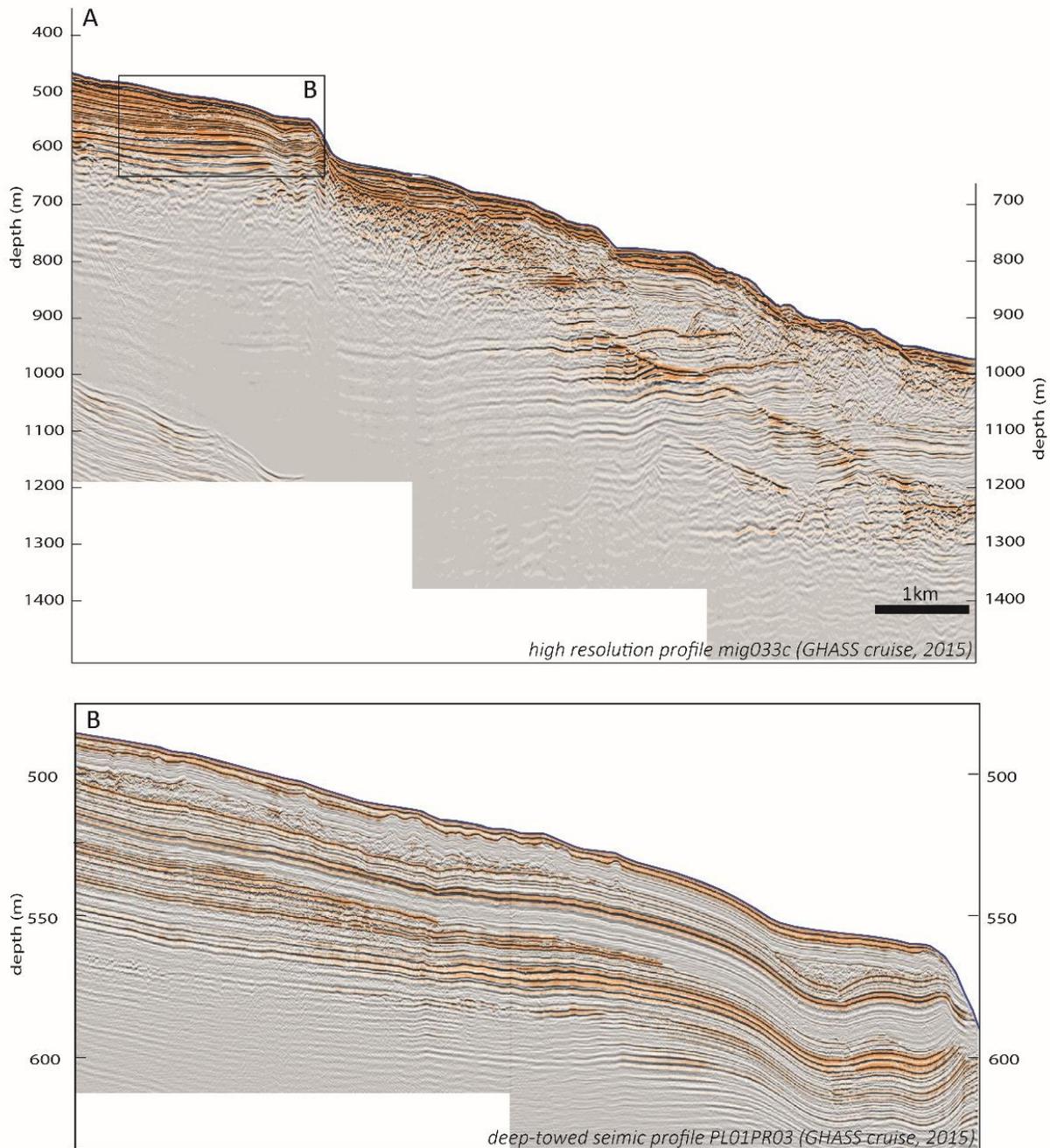


Figure IV.S1. (A) HR seismic profile 33c used for the present study. (B) Deep-towed seismic profile PL01PR03 used to show the landward termination of the second BSR presented in Figure IV.2, inset d. Location of the profiles is presented on the Figure IV.1.

VII.2. Modelling Method

To constrain the range of variability of paleo-gas hydrate stability zones, which have evolved since the LGP, we ran a 2D transient heat equation model with the temperature and pressure of hydrate-phase equilibrium calculated at each time step using the van der Waals and

Platteeuw model (Sultan et al., 2010). We implemented the approach by considering major environmental changes in the Black Sea Basin. This was achieved using initial, limit, and boundary conditions obtained from direct in-situ measurements such as porosity, thermal diffusivity (Riedel et al., 2020), gas composition (99.6% pure methane and the remaining 0.4% mainly N₂, from Riboulot et al., 2018), partly acquired during the GHASS cruise (2015). In addition, we have considered various scenarios that take into account indirect assessments of factors and properties evolving over time, such as sea-bottom temperature, thermal conductivity, salinity, sea-level variations, and seafloor morphology, which were integrated into the calculation. Further details regarding these scenarios are reported in Figures IV.S2 and S3. The seafloor morphology evolution through time provided from the seismic line is presented in Figure. IV.S4. The thermal field was calculated by defining the maximum depth of thermal perturbation caused by a change in seawater temperature, using the method developed by Goto et al., (2005). Considering a temperature disturbance over a period of 10,000 years and a mean thermal diffusivity of 3.10^{-7} m²/s (Riedel et al., 2020), we determined that the depth of the perturbation corresponds to 758 m. In this method, a constant temperature was imposed at the base of the calculation, resulting in a change in the thermal gradient with time (Fig. IV.S3). It is important to emphasise that this change is not related to a variation in the deep thermal flux but rather to the perturbation of seawater temperature.

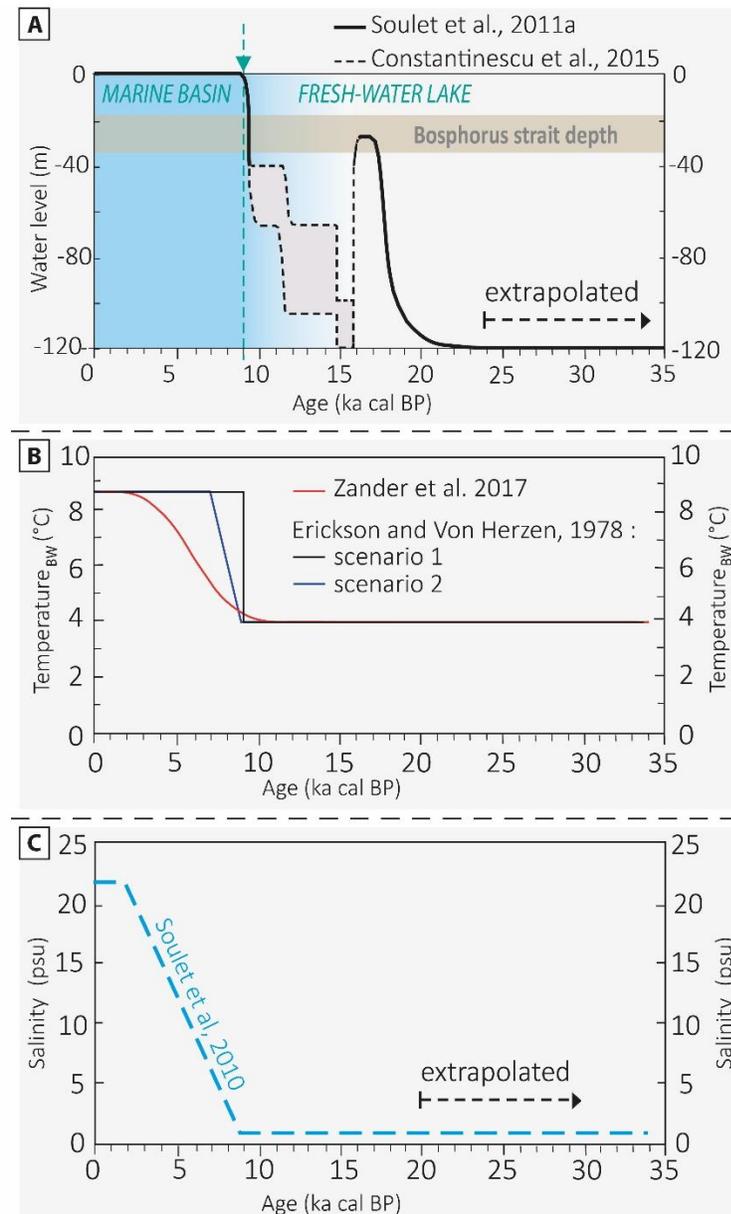


Figure IV.S2. Modelling inputs: (A) Sea level fluctuations: Two sea-level curves are proposed by Soulet et al., (2011, 2013) and Constantinescu et al., (2015) on the basis of turbidite activity in the Danube canyon, and contemporary slightly differing meteoric water runoff: Scenario 1 is the “lowest sea-level amplitude scenario” between $-15,700 \pm 300$ cal a. BP and -9000 cal a. BP, Scenario 2 is the “highest sea-level amplitude scenario” between $-15,700 \pm 300$ cal a. BP and -9000 cal a. BP, (B) The sea-bottom temperature was derived from recent in-situ measurements acquired during the GHASS cruise (2015) (Riboulot et al., 2017) for current environmental conditions, considering a fixed temperature of 8.9°C . A sea-bottom temperature of $\sim 4^{\circ}\text{C}$ was determined for the LGP by Soulet et al., (2010): 3 scenarios have been published differing on the timing of sea bottom water warming after the re-connection between the Black Sea and the Mediterranean at $9,000$ cal a. BP: Scenario 1 corresponds to the most abrupt temperature change proposed by Erickson and Von Herzen, (1978), Scenario 2 corresponds to a less abrupt temperature change with a 2 ka time lapse considered for reaching current temperatures published by Erickson and Von Herzen, (1978), Scenario 3 corresponds to a more progressive sea-bottom temperature re-equilibrium proposed by Zander et al., (2017), (C) The water column salinity was derived from the measured of chloride profile over 25 mbsf for the current salinity (Riboulot et al., 2018). Related to the salt diffusion in sediments occurring progressively since Black Sea and

Mediterranean reconnection at 9,000 cal a. BP (Hillman et al., 2018; Riedel et al., 2020), we assume a gradual fall in salinity from 21.9 psu at the seafloor level during LGP (Soulet et al., 2010) to near 2 psu from -2,500 cal a. BP at around 28 mbsf.

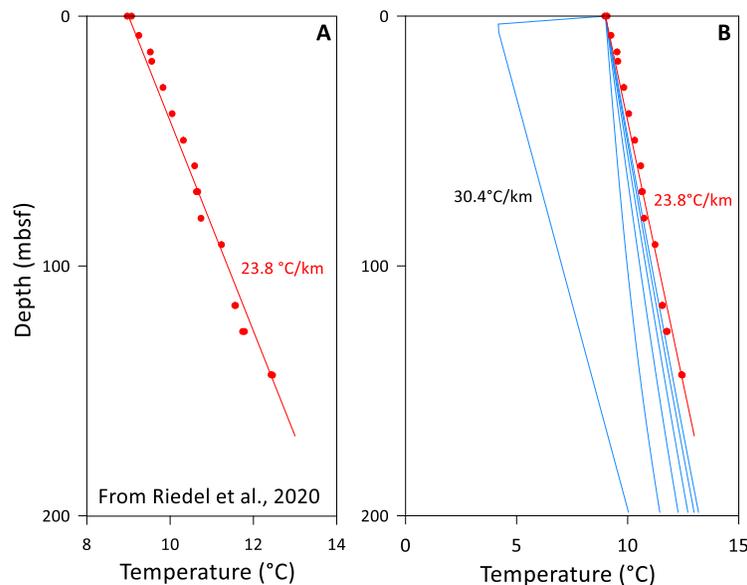


Figure IV.S3. (A) The present thermal gradient of 23.8°C/km was derived from the 150m long MARUM-MeBo200 seafloor drilling data collected during SUGAR-III project in the study zone (Riedel et al., 2020); (B) Thermal gradient before 9,000 cal a BP, is derived from the thermal diffusivity and porosity inferred from Riedel et al., (2020) and by considering constant temperature at the base of the calculation at 758 mbsf (from Goto et al., 2005 method).

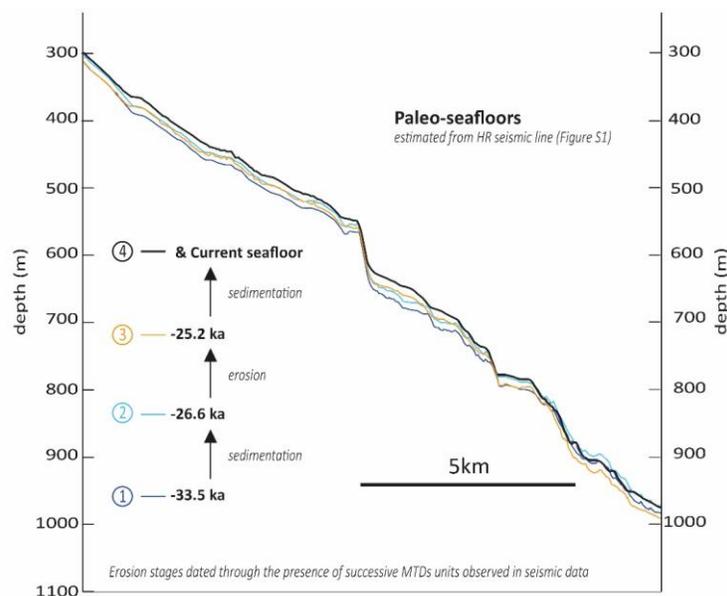


Figure IV.S4. Definition of the different paleo-seafloors used for modelling. Paleo-seafloors are directly extracted from the reference seismic line presented in Figure IV.S1. Paleo-seafloors 1 and 3 can be considered as precise accurate time lines after successive erosive process. Paleo-seafloors 2 and currents seafloor located above the paleo-seafloor 1 and 3 respectively, results in the seafloor equilibrium after a sedimentation stage. It is calculated considering a local sedimentation rate derived from the thickness of sediment between corresponding reflectors, in a zone without sedimentary hiatus.

VII.3. Tested Scenarios

Since the objective of the study was to simulate the position of the Gas Hydrate Stability Zone (GHSZ), in comparison with the geophysical observation of the second BSR, we conducted numerical calculations for five different scenarios (Table S1). The results of the two scenarios (cases A and D) considering sea level amplitude variations between -15.7 and -9 ka (Fig.S2A) did not yield any significant differences in the modelling results (Fig. IV.S5). However, the modelling results revealed a pronounced sensitivity of GH dynamics to the different sea-bottom temperature scenarios proposed by Erickson and Von Herzen, (1978) and Zander et al., (2017) for the last 9,000-yr period (Fig. IV.S2B); These scenarios mainly differed by the delay of temperature re-equilibrium which occurred following the connection with the Mediterranean, leading to a varied progression of the GHSZ seaward towards its present day location (see modelling results between -9 to 0 ka presented in *Cases A, B and C* in Fig. IV.S5). Therefore, to complete the parametric study, we conducted a series of additional scenarios by varying the sea-bottom temperature at LGP (including values of 3°C and then 3.5°C, in addition to the initial value of 4°C provided from in-situ measurements). We show that even slight variations in sea-bottom temperature have a significant impact on the final results (Fig. IV.S6). Lastly, the hypothesis of a thermal gradient of 30.4°C/km at -9 ka, calculated from MeBo200 measurements of 23.8°C/km (Fig. IV.S3), reveals that the calculated positions of the predicted Base of GHSZ (BGHSZ) at LGP and present-day are highly correlated with the position of observed BSR1 and BSR2. A synthesis of the modelling results in the form of four envelopes is shown in Figure IV.2B for different ranges of time.

Table IV.S1. Different Limit and Boundary Conditions Considered in the Numerical Calculations

Modelled Cases	Sea level (Figure IV.S2A)	Sea-bottom temperature variation (Figure IV.S2B)
<u>Case A</u>	Constantinescu et al., 2015 – scenario 1 (lowest amplitude sea level variation)	Erickson & Von Herzen, 1978 – scenario 1 (abrupt sea-bottom temperature change at -9 ka)
<u>Case B</u>	Constantinescu et al., 2015 – scenario 1 (lowest amplitude sea level variation)	Zander & al., 2017 (progressive sea-bottom temperature change from -9 ka to actual)
<u>Case C</u>	Constantinescu et al., 2015 – scenario 1 (lowest amplitude sea level variation)	Erickson & Von Herzen, 1978 – scenario 2 (less-abrupt sea-bottom temperature change at -9 ka)
<u>Case D</u>	Constantinescu et al., 2015 – scenario 2 (highest amplitude sea level variation)	Erickson & Von Herzen, 1978 – scenario 1 (abrupt sea-bottom temperature change at -9 ka)
<u>Case E</u>	Constantinescu et al., 2015 – scenario 2 (highest amplitude sea level variation)	Erickson & Von Herzen, 1978 – scenario 2 (less-abrupt sea-bottom temperature change at -9 ka)

Note. Inputs are described for each case through different published scenarios or via in-situ measurements, in particularly the scenario of sea-level fluctuations, thermal conditions and sea-bottom temperature evolution presented in Figure IV.S2. Results of all scenarios are shown in Figure IV.S5.

VII.4. Modelling Results

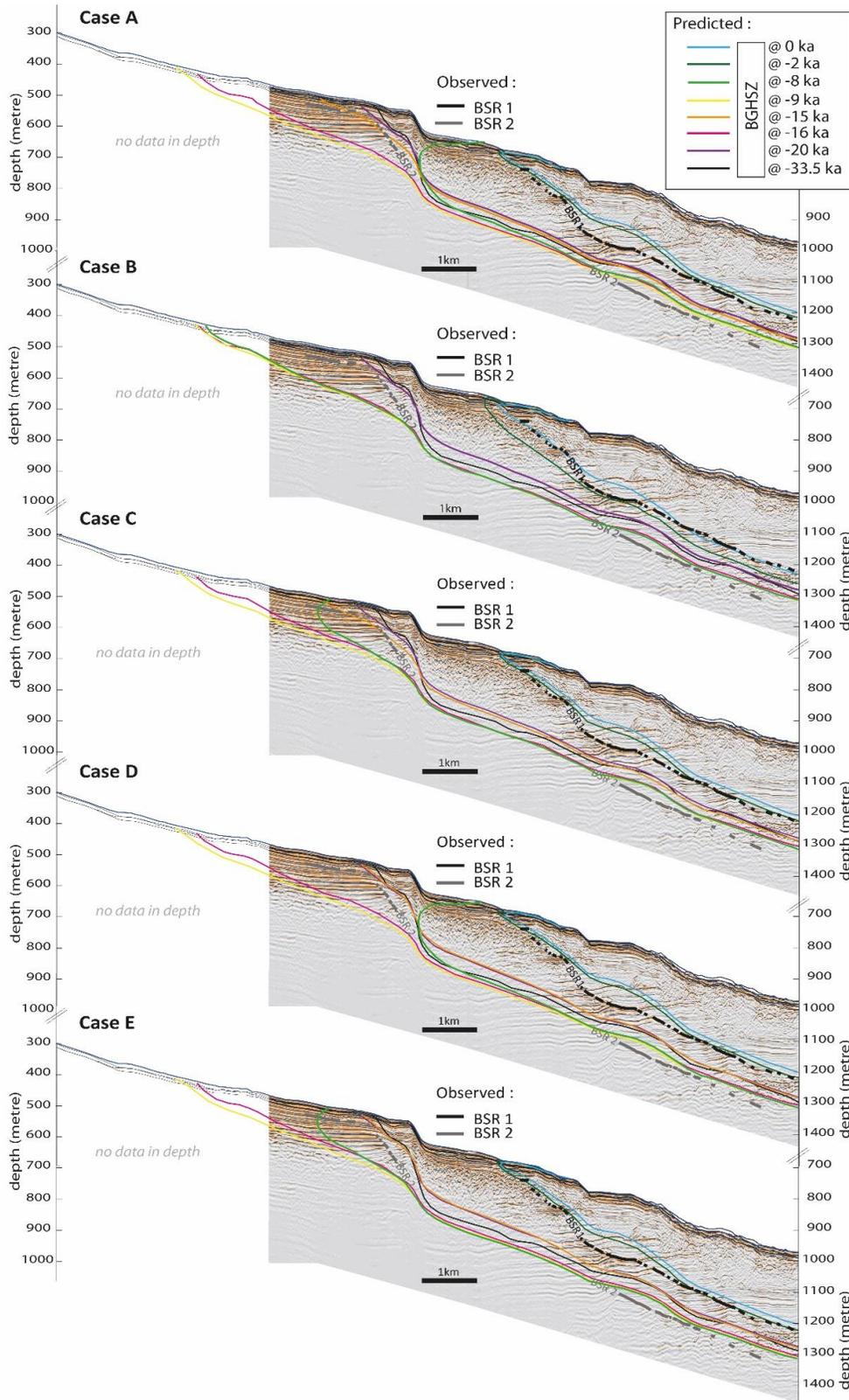


Figure IV.S5. Modelling results for the different cases presented in Table S1 have been superimposed over the HR seismic line located in the study zone, along the upper slope of the western Black Sea margin (Fig. IV.1). Each predicted coloured line represents the distribution of the BGHSZ position computed at different times (-33.5ka; -20ka, -16ka, -15ka, -9ka, -8ka, -2ka, 0ka) since the LGP. To facilitate the comparison between predicted BGHSZ and geophysical observations, BSRs have been highlighted by a black bold line for the current one (BSR1) and a grey bold line for the deeper one (BSR2). Paleo-seafloor inputs on the modelling (Figure IV.S4) have been plotted in black.

VIII. CONCLUSION DE L'ARTICLE

Le couplage des données géophysiques avec une approche modélisée de l'évolution de la zone de stabilité des hydrates au cours du temps provient de l'observation d'un double BSR sous l'actuel, sur les données de sismiques réflexion HR et THR (GHASS, 2015) posant rapidement la question de sa signification. Parallèlement, une meilleure connaissance de l'évolution des conditions environnementales et du timing des forçages externes climatiques depuis l'apport de nouvelles contraintes d'âges par Soulet et al. (2010) a justifié de tester une telle approche.

- Premièrement, **les résultats de la modélisation calculée à partir d'un profil sismique de référence, nous fournissent un premier cadre spatial et temporel de la dynamique du système gaz-libre/hydrates à un pas de temps jusque-là jamais montré**; Celui-ci rend compte **(1) des positions successives des bases de stabilité des hydrates prédites** au cours du temps, **(2) de la réponse thermodynamique des hydrates face aux différentes fluctuations environnementales enregistrées depuis le dernier glaciaire**. La prise en compte de scénarios différents apportent une dimension intégrée à l'étude, servant de base pour la discussion.

- Deuxièmement, la modélisation 2D a **testé et confirmé l'hypothèse que le double BSR situé sous l'actuelle base des hydrates représentait la position de la base de la zone de stabilité des hydrates passée, associées aux conditions qui régnaient au dernier glaciaire sur la marge roumaine**. D'abord pressentis par Popescu et al (2006) qui avaient identifié 5 multiples BSRs comme reliques successives d'évolution des hydrates dans les conditions glaciaires passées, nos résultats s'inscrivent clairement dans le prolongement de cette idée, en levant l'ambiguïté de manière quantitative et contrainte sur la signification du multiple BSR le plus superficiel.

- **La stagnation de la base des hydrates en contexte de bas niveau** sur une durée prolongée (entre -33.5 ka et -15 ka), **est suggérée pour expliquer la conservation du paléo-BSR**, dans la mesure où **l'ancienne base de la ZSHG a pu accumuler une quantité suffisamment importante de gaz libre** pour générer un contraste d'impédance acoustique encore visible sur les données.

- **Les processus lents de diffusion du gaz** en contexte de dissociation des hydrates liée à la nature peu perméable des sédiments et à des processus de recristallisation d'hydrates (Colin et al., 2020b ; Sultan, 2007 ; Ker et al., 2019), mettent en lumière une **cinétique très lente de mise à l'équilibre du système**.

CHAPITRE V

FAIBLE EFFET DE LA DISSOCIATION DES HYDRATES DE GAZ SUR LES INSTABILITES DE PENTE DEPUIS LA DERNIERE PERIODE GLACIAIRE, EN MER NOIRE

I. INTRODUCTION À L'ARTICLE

“THE WEAK EFFECT OF GAS HYDRATE DISSOCIATION ON SLOPE INSTABILITY IN THE WESTERN BLACK SEA SINCE THE LAST GLACIAL PERIOD”

Soumis dans *Marine and Petroleum Geology*

Maud Fabre, Lies Loncke, Vincent Riboulot, Stephan Ker

Les glissements de terrain sous-marins constituent des géo-risques marins et côtiers majeurs, causant des dommages aux infrastructures marines ou provoquant même des tsunamis. Pour de nombreux auteurs, la dissociation des hydrates de gaz est considérée comme un mécanisme de déclenchement efficace pour générer des instabilités sédimentaires. Sur le versant supérieur roumain de la mer Noire, des cicatrices d'arrachement sont observées dans une zone active de suintements de gaz à proximité de la zone d'occurrence des hydrates de gaz, agissant comme une couverture efficace empêchant le gaz d'atteindre le plancher océanique. A partir de l'interprétation chrono-stratigraphique d'une vaste base de données géophysiques multi-résolution, l'objectif de cet article est de vérifier, cette potentielle affirmation catastrophique pour une période allant de la dernière période glaciaire (depuis 33,5 ka BP) jusqu'à aujourd'hui. La dissociation des hydrates de gaz depuis la dernière glaciation, probablement beaucoup plus prononcée dans la mer Noire qu'à d'autres latitudes en raison de changements environnementaux rapides, n'est manifestement pas le facteur déclencheur exclusif et principal des ruptures de pente observées. En outre, l'interface actuelle entre le gaz libre et les hydrates est beaucoup plus profonde que les surfaces de cisaillement basales des instabilités pour agir comme un plan de glissement. Par ailleurs, nous suggérons que les taux de sédimentation élevés, la baisse de la pression hydrostatique et l'exsolution de gaz liées à l'évolution rapide du niveau de la mer sont probablement les facteurs préalables les plus importants à prendre en compte. L'activité sismique ne peut être exclue, étant donné la proximité de failles actives sur le plateau externe.

II. ABSTRACT

Submarine landslides constitute major marine and coastal geohazards, causing damage to marine infrastructures or even provoking tsunamis. For many authors, gas hydrates dissociation is seen as an effective triggering mechanism to generate sedimentary instabilities. In the Romanian upper slope of the Black Sea, some failure head-scarps are observed in an active gas seep province close to the gas hydrate occurrence zone acting as an effective seal preventing gas to reach the seafloor. The aim of this article is, through a chronostratigraphic interpretation of a large multi-resolution geophysical database, to test this general catastrophic statement for a key period going from the last glacial period (ca. 33.5-17 ka BP) to the present day. Gas hydrate dissociation since the Last Glacial, probably much more pronounced in the Black Sea than at other latitudes due to rapid environmental changes, is clearly not the exclusive and main triggering factor of the observed slope failures. In addition, the current interface between free gas and hydrates are much deeper than the basal shear surfaces of instabilities to act as a sliding plane. Alternatively, we suggest that high sedimentation rates, falling hydrostatic pressure and gas exsolution linked to rapid sea level evolution are probably the most important preconditioning factors to consider. Seismic activity cannot be ruled out, given the proximity of active faults on the outer-shelf.

Keywords: Slope Instability, Fluid Overpressure, Gas Hydrates, Geohazard, Western Black Sea, Last Glacial Period.

III. INTRODUCTION

Submarine slope failures redistribute large volumes of sediments from the shelf or the upper slope to the deep basin. They constitute an enormous threat to coastal cities (Maslin et al., 2010; Paull et al., 2011) and can damage marine infrastructures (Locat and Lee, 2002; Schnyder et al., 2016; Zander et al., 2018). Consequently, increasing effort has been made over the last few decades to understand the timing and mechanisms controlling slide events (e.g. Riboulot et al., 2013; Urlaub et al., 2013). Preconditioning factors and triggering mechanisms on continental margins strongly differ according to specific settings (Vanneste et al., 2014).

In this context, the question of the effect of gas hydrate dissociation on slope stability is still very much open. Some authors put forward catastrophic scenarios, with the dissociation of

gas hydrates causing a loss of sediment cohesion and excess pressure that is highly conducive to sliding (e.g. McIver, 1982; Kvenvolden, 1994, 1996; Paull et al., 1996, 2000; Pauli et al., 2003 ; Nixon et al., 2007 ; Crozic, 2010 ; Nian et al., 2020 ; Kvenvolden, 1993; Nisbet and Piper, 1998; Bouriak et al., 2000; Mountjoy et al., 2014). Other authors, based on numerical modelling, temper these scenarios and highlight the fact that the dissociation of hydrates is a slow rather than catastrophic process (Sultan, 2007). The dissolution of hydrates at the top of the Gas Hydrate Stability Zone (GHSZ) can cause overpressures and reduced sediment strength, but the dissociation at the base of the hydrates occurrence zone, increasing pressure, is counterbalanced by the recrystallization of hydrates, preventing instability (Sultan, 2007). This question is all the more compulsive since that, governed by temperature-pressure changes, gas hydrates (GH) are currently undergoing dissociation in many margins of the world (Mienert et al., 2005; Westbrook et al., 2009 ; Ferré et al., 2012; Phrampus et Hornbach, 2012; Ketzer et al., 2020; Ruppel and Kessler, 2017; Li et al., 2017; Minshull et al., 2020; Davies et al., 2021). Future climatic changes and ocean warming may increase the frequency of large slope failures related to gas hydrate dissociation too (Maslin et al., 1998, Tappin, 2010).

The Black Sea is recognised as a site of active expulsion of free gas from the basin into the sea, particularly in relation to the dissociation of gas hydrates (Naudts et al., 2006, Riboulot et al., 2017; Riedel et al., 2021, Vassilev and Dimitrov, 2002; Popescu et al., 2007; Haeckel et al., 2015; Zander et al., 2017; Hillman et al., 2018a; Marsset et al., 2022). It is also an environment that is particularly sensitive to the environmental changes that have taken place since the Last Glacial (LG). The dissociation of gas hydrates is still in progress today because of the sediment resalinization of the Black Sea that began 9,000 years ago with the reconnexion of the Black Sea with the Mediterranean Sea (Riboulot et al., 2018). It is therefore an extremely favourable site for testing the recent effects of gas hydrate dissociation on slope stability. Numerous head-scarps and remobilized sediments are observed in the north of the Danube-Viteaz Canyon, especially on the upper slope between the shelf break at 190 m and 900 m water depths (Riboulot et al., 2017), above the upper limit of a current GHSZ (Vassilev and Dimitrov, 2002; Popescu et al., 2007; Haeckel et al., 2015; Riboulot et al., 2017; Zander et al., 2017; Hillman et al., 2018a; Marsset et al., 2022).

The aim of this work is to gain a better understanding of the potential links between instability and gas hydrate dissociation in the Romanian sector of the Black Sea since the LG. We propose

to (1) carry out a detailed mapping of recent landslides using a very comprehensive set of bathymetry and multi-resolution seismic data (GHASS and GHASS2 campaigns, [//doi.org/10.17600/15000500](https://doi.org/10.17600/15000500) and [//doi.org/10.17600/18001358](https://doi.org/10.17600/18001358) respectively), (2) use published chronostratigraphic models (Ross and Degens, 1974; Major et al., 2002; Bahr et al., 2005; Soulet et al., 2011a; Constantinescu et al., 2015; Martinez Lamas et al., 2020) to constrain the age of the identified landslides (3) demonstrate that the observed landslides are probably not directly related to GH dissociation using numerical models of GH stability evolution since the LG published by Fabre et al. (submitted).

IV. GEOLOGICAL AND OCEANOGRAPHIC SETTING, PREVIOUS WORK

IV.1. Geological setting of the western Black Sea

The western Black Sea is a semi-isolated basin (**Fig. V.1b**), which formed in the Early to Late Cretaceous in a back-arc geodynamic regime, in association with the northward subduction of the Tethyan Plate (Robinson, 1997; Nikishin et al., 2003).

Starting from the early Miocene, the Black Sea acted as a large sediment catchment area, which accumulated a thick sedimentary basin 11 to 19 km in thickness in its eastern and western basins respectively (Nikishin et al., 2003). The high sediment load on the outer-shelf and upper slope and high subsidence rates led to gravitationally induced stress and thin-skinned tectonics from the shelf to the continental slope (Rowan et al., 2004; Konerding et al., 2010; Dinu et al., 2003; Matenco et al., 2016), including normal, reverse, and low-angle faults confined to the upper few kilometres of sediments. The Quaternary is characterised by passive margin sedimentation controlled by western Black Sea rivers such as the Danube, the Dniepr, Dniester, and Bug (Nikishin et al., 2003) which supply the main part of sediments from Central and Eastern Europe, and formed a 2.5 to 3 km-thick prograding depositional wedge. This depocenter occupies the 100 km wide continental shelf (<190 m water depth) and the present-day north-western continental slope of the Black Sea (**Fig. V.1**) (Winguth et al., 2000; Irina Popescu et al., 2004; Lericolais et al., 2009). Only a few northeast-southwest trending fault systems formed along the shelf break under a gravitational regime (mostly Oligocene and later reactivated during the Pontian, i.e. Messinian) were active in the Quaternary. They produced offsets in the order of a few metres to tens of metres and are separated by northwest-southeast trending transfer faults (Tambrea et al., 2002; Dinu et al., 2003;

Konerding, 2006, 2010; Marsset et al., 2022). Recent geophysical data (bathymetric and seismic reflexion) acquired during the GHASS-2 cruise (2021) on the outer shelf and shelf break domain reveals recent reactivations of gravitational normal faults.

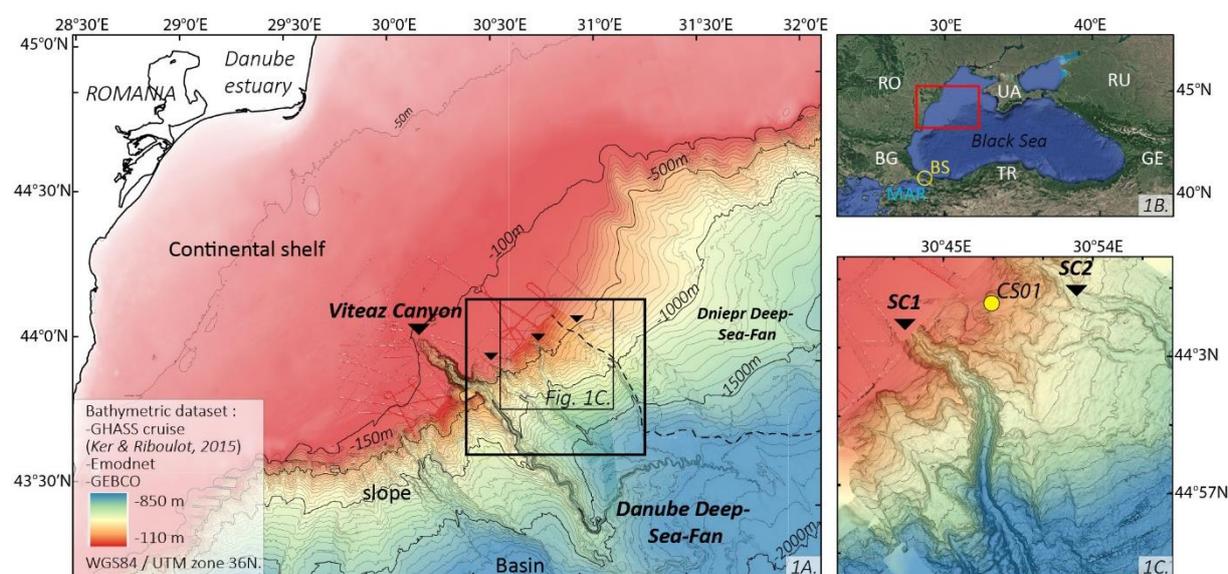


Figure V.1: 1A.: Location map of the western Romanian margin of the Black Sea; 1B.: General view of the Black Sea: RO for Romania, UA for Ukraine, RU for Russia, GE for Georgia, TR for Turkey, BG for Bulgaria, and BS for Bosphorus Strait. 1C.: Detail on the study area. On Figure V.1A., the Danube River, runs into the Black Sea through the Danube estuary, 240 km from the shelf break and connects to the Viteaz Canyon, deeply incising the outer shelf and the upper continental slope. The modern Danube deep-sea-Fan is extending more than 1500 m water depth. The black frame represents the location of the study zone, located to the north of the Viteaz Canyon, in an incised area, which extends from the external shelf to the middle slope domain at 1500 m water depth. 1C.: The close-up shows a bathymetric detail of the study area characterised by the presence of secondary canyons SC1 and SC2 which highly incised the upper slope. This detail shows also numerous remobilised areas associated with head-scarps. The core CS01 presented in the study is represented with a yellow disc.

IV.2. Quaternary evolution of Black Sea conditions

During the Quaternary, the Black Sea oscillated from freshwater lake conditions to an open saltwater marine environment (Dseuser 1972), in response to alternating glacial and interglacial periods (Ryan et al., 1997; Poort et al., 2005; Badertscher et al., 2011). During lowstand conditions, i.e. during the Northern Hemisphere glaciations, disconnection with the Sea of Marmara and the Mediterranean Sea, through the Dardanelles and Bosphorus straits (-35 m water depth) (Fig. V.1b, BS corresponding to Bosphorus) implies an evolution of water level of the Black Sea decoupled from global sea-level fluctuations. The (local) Last Glacial Period (LGP) in the Black Sea, “known as the Neoeuxinian”, corresponds to the equivalent Marine Isotope Stages 2 (MIS 2 ca. 24 to 19 ka (Monegato et al., 2017)) and the pre-LGM MIS 3 (MIS 3 ca. 60 and 25 ka (Siddall et al., 2008)) on the global scale (Charline and Jerz, 1984),

due to early disconnection from the Mediterranean lowstand. The LGP is characterised in the Black Sea by sea-level ranging generally between ~ 90 - 150 m lower than the current one (Deuser 1972; Ryan et al., 1997; Popescu et al., 2004; Lericolais et al., 2011; Constantinescu et al., 2015; Yanchilina et al., 2017). However, Martinez-Lamas et al., (2020) recorded five main periods of increased flood frequency during the LGP (ca. 33.5-15 ka interval), each of 1.5-3 ka duration. These periods of rising sea-level relate to enhanced surface melting of the Alpine Ice-Sheet during Heinrich Stadial 3 (HS i.e. a stadial which contains a Heinrich event, Sanchez Goni and Harrison, 2010) (ca. 32-29 ka), Greenland Stadial 4 (ca. 28.6-27.8 ka) and Heinrich Stadial (HS 2) (ca. 26-23.5 ka). After $15,700 \pm 300$ cal a. BP, a major sea-level rise ranging between +90 m to +120 m occurred in response to the Holocene global warming (Constantinescu et al., 2015) and associated Alpine Ice-sheet melting. This flood induced reconnection of the Black Sea freshwater with the Mediterranean (Aksu et al., 2002; Hiscott et al., 2007) at 9,000 cal a. BP via the shallow Bosphorus Strait (Soulet et al., 2011b). Reconstruction of hydrological conditions using geochemical pore water profiles provides some insights into salinity and bottom water temperatures through time with values of ~ 2 g/L and 4°C during lowstand and freshwater stages of the Black Sea 'Lake' and ~ 22 g/L and 8.9°C after reconnection (Soulet et al., 2010 ; Erickson and Von Herzen, 1978), when the Black Sea evolved in marine conditions.

IV.3. The Danube since the last glacial period (LGP)

The Danube sedimentary system is dominated by the presence of numerous canyons including the Viteaz Canyon (**Fig. V.1a**) that developed since -34,000 cal a BP (Martinez-Lamas et al., 2020) and which constitute the modern offshore continuity of the Danube River, which was functioning during the last lowstand level of the Black Sea (Popescu et al., 2004). As imprinted on slope morphology, the Viteaz Canyon highly incised the continental margin over 26 km down to -110 m water depth on the outer shelf, and continues as a channel with well-developed lateral levees on the upper slope, beyond the shelf break (Popescu et al., 2004) (**Fig. V.1a**).

Previous studies show that periods of canyon and fan activity were systematically associated with the freshwater phases of the basin, whereas their activity was interrupted during marine high-stand phases (Panin, 1996, 2002; Wong et al., 1994; Constantinescu et al., 2015). Indeed, during the LG, the level of the Black Sea 'lake' was situated somewhere around -90 and -150

m according to several authors (Chepalyga, 1985; Ryan et al., 1997; Demirbag et al., 1999; Gorur et al., 2001; Major, 2002; Popescu et al., 2004). Hence, sediment supplies were associated with hyperpycnal currents favoured by the freshwater environment or with glacial melting discharges (Popescu et al., 2004; Martinez-Lamas et al., 2020). The sediments are mostly exported downslope through Viteaz Canyon to the deep domain (Panin, 1989) leading to the development of a thick deep-sea fan between 1500 and 2000 m water depth (**Danube Deep-Sea Fan** in **Fig. V.1a**) (Wong et al., 1994; Winguth et al., 2000; Popescu et al., 2001, 2004, 2006; Lericolais et al., 2010; Lericolais et al., 2013).

Based on a long piston-core description made from the north-west Black Sea margin (core GAS-CS01), Martinez-Lamas et al. (2020) propose that the latest modern deep-sea fan complex developed after 34,000 cal a BP, during the LGP, when the Danube River was connected to the Viteaz Canyon mouth (**Fig. V.1a**). Through a sedimentological analysis on the upper slope, they show that the associated sediments consist of a succession of coarsening-upward and fining-upward units characteristic of hyperpycnal turbidity-current deposits (Mulder et al., 2003), providing a high-resolution flood record in the north-west Black Sea over the ca. 33.5-17 ka interval. Four main periods of enhanced Danube flood frequency, each of 1.5-3 ka duration, are recorded at 32.5-30.5 ka (F5), at 29-27.5 ka (F4), at 25.3-23.8 ka (F3) and at 22.3-19 ka (F2). Similarities in both the stratigraphy and sedimentology observed in core MD04-2790 (Soulet et al., 2011a), in the Dniepr domain, highlight the regional imprint of river floods in the study area.

It is important to notice that the sedimentology and dating information used in this contribution comes from the Calypso long-piston core GAS-CS01 studied by Martinez Lamas et al. (2020). This 32.1-m-long core shows a lithological succession, observed from the western Black Sea upper slope (Bahr et al., 2005; Major et al., 2002; Soulet et al., 2011a) to the Danube deep-sea fan (Constantinescu et al., 2015). It consists, at the surface, of marine Unit I (Marine Coccolith Ooze (MCO), $<2720 \pm 160$ cal a BP) and Unit II (sapropel, deposited from $8,080 \pm 250$ cal a BP) and below, lacustrine Unit III described by Ross and Degens (1974). To date more accurately Unit III, Martinez-Lamas et al. (2020) used two approaches: (1) they correlated GAS-CS01 with core MD04-2790 (location in Figure V.1a) (Soulet et al., 2011a) using their respective extremely similar XRF-Ca records (refer to **Supplementary materials Table 2 in Martinez Lamas et al., 2020**). Indeed, the authors considered the robustness of this calendar age-depth model published by Soulet et al. (2011a) that was reconstructed with an alignment approach

of TEX86-derived Lake Surface Temperature with the Hulu Cave $\delta^{18}\text{O}$ speleothem record (Wang et al., 2001), (2) in depth, the chronology is based on radiocarbon age ^{14}C yr BP (Dreissena sp. and bulk organic matter) bounding back to ~ 34 ka at the base of the core (refer to **Supplementary materials Table 2 in Martinez Lamas et al., 2020**).

Core GAS-CS01 therefore contains a very-high-resolution record of the marine and glacial lacustrine Units I, II and III (until ca. 33.5 ka) (Martinez-Lamas et al., 2020).

IV.4. The fluid system of the Black Sea margin

The limited water-circulation and water-body exchanges between the Black Sea and the Mediterranean led to unusually low oxygenation conditions of the water column through time, explaining that the Black Sea is currently considered as the largest land-locked anoxic basin in the world (Caspers, 1957, Demaison & Moore, 1980). As a consequence, high amounts of organic matter were preserved in deep and surficial sediments and their decomposition and cracking led to high amounts of both biogenic and thermogenic methane trapped in sediments (Burwicz & Haeckel, 2020).

Numerous studies have evidenced active gas escapes from the seafloor in the Black Sea. They mainly occur on the upper slope and continental shelf (Vassilev and Dimitrov, 2003). Many fluid escape morphologies as pockmarks, carbonate chimneys, cold reefs, boiling seafloor swamps and mud volcanoes on the seafloor have also been described (Dimitrov and Vassilev, 2000, 2003; Kruglyakova et al., 2004). More than 10,000 seepage sites over an area of ~ 3000 km² have been identified on the upper slope along the western Black Sea margin (Naudts et al. 2006). Among them, ~ 2000 have been detected in the Romanian sector (Riboulot et al., 2017; Riedel et al., 2021). Active free gas mainly escapes along the canyon incisions as SC1 (for example, in the study area, figure 2), both along the axial talweg and canyon flanks, or through slope-failure head-scarps (Popescu et al., 2004; Riboulot et al., 2017, **Fig. V.2**) but they also follow channel-levee geometries (Hillman et al., 2018b; Ker et al., 2019; Riedel et al., 2021) (**Fig. V.2**). In addition, it is important to underline that the vast majority of observed active seepages occur outside the current GHSZ (**Fig. V.2**) (Riboulot et al., 2017), where GH accumulation acts as an effective seal hampering the free gas from reaching the seafloor and the water column.

The GH have been studied and largely mapped on the western Romanian slope of the Black Sea (Popescu et al., 2007; Zander et al., 2017; Riboulot et al., 2017, 2018; Riedel et al., 2021).

Seismic data reveal the presence of a bottom-simulating reflector (BSR) imaging the current free gas and GH interface in response to a high impedance contrast in many areas of the Romanian margin (Popescu et al., 2006; Haeckel et al., 2015; Zander et al., 2017; Riboulot et al., 2018 ; Ker et al., 2019 ; Colin et al., 2020a ; Marsset et al., 2022). It appears as an enhanced high-amplitude reversed polarity reflection, cross-cutting the stratigraphy and can be considered as a good indicator of the presence of free gas under the base of the GHSZ. The BSR can be irregular attesting to complex kinetics and slow vertical and lateral gas diffusion processes in sediments (Colin et al., 2020a). Thermodynamically stable at water depths greater than ~660 m, the position of the upper limit of the GHSZ influences the current limit of the gas flare area (**Fig. V.2, black dashed line and coloured blue lines**) (Haeckel et al., 2015; Riboulot et al., 2017). However, it is important to stress that this limit has evolved over time. Riboulot et al., (2018) demonstrated that, in response to the Holocene reconnection of the Black Sea with the Mediterranean (Soulet et al., 2011b), the recent warming of bottom water temperatures (4°C to 8.9 °C) and salt diffusion in sediments (2 psu to 22 psu) provoked an important dissociation process on the shallow GH deposits. This is supported by the modelling results of Ker et al., (2019) which highlight a shortening of the GH occurrence zone associated with a seaward migration of the GHSZ upper limit since the LGP, indicating a potential current disequilibrium of the GH system (Riboulot et al., 2017; Hillman et al., 2018a; Colin et al., 2020a). The recent study of the evolution hydrate system since the LGP (Fabre et al., submitted), based on a 2D dynamic modelling of the GHSZ, shows the GHSZ remains stable between -33.5 and -20 ka (the upper limit extended from ~[495 to 525 m water-depth) (**Fig. V.2, colored purple lines**). After -20 ka, a sudden back-and-forth movement of the GHSZ upper limit along the slope in response to a sea-level rise of $\leq +100$ m at -16 ka, before returning to its LGP position at -15 ka due to a sea-level drop episode (**Fig. V.2, colored orange lines**). This was followed by a landward extension of the GHSZ reaching its maximum extent at -9 ka, in response to the last sea-level rise (**Fig. V.2, colored yellow lines**). After -9 ka, the extension of the GHSZ drastically decreased due to the bottom water warming and re-salinization of the Black Sea. The predicted present-day GHSZ reaches its termination close to the seafloor at 660 m water (**Fig. V.2, coloured blue lines**).

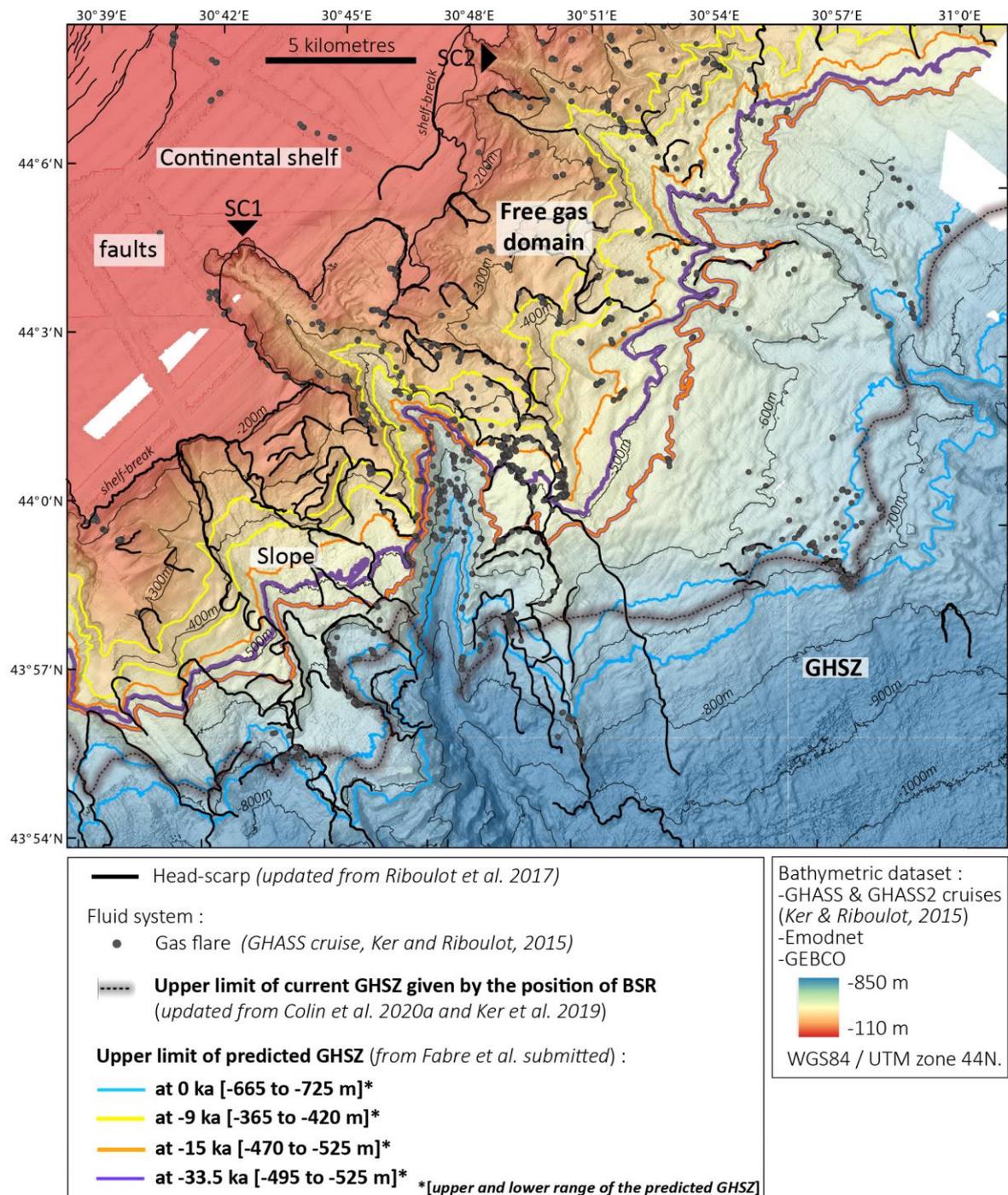


Figure V.2: Geomorphologic map of the western Romanian margin, obtained from the interpretation of bathymetric data and 2D seismic data. Grey dots represent the gas flares imaged in the water column during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). We identified canyon incisions by SC1 and SC2, and bathymetric slope head-scarps (contours in black, updated from Riboulot et al., 2017). The upper limit of the current Gas-Hydrates Stability Zone (GHSZ) (Black dashed line) has been extracted from seismic data (HR and VHR) acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015) from the position of the shallow Bottom Simulating Reflector (BSR) (updated from Colin et al, 2020 and Ker et al, 2019). The upper limits of LGP (purple, orange, and yellow lines) and current predicted GHSZ (blue lines) have been calculated by numerical modelling (Fabre et al., submitted). The position of predicted or observed upper limits of GHSZ permit to distinct the distribution of the present GHSZ, and LGP GH Destabilisation zone (GHDZ) from the free gas domain.

IV.5. Slope instability on the western Black Sea margin

Through a seismic-stratigraphy approach, Hillman et al. (2018b) show that the sedimentary system of the Danube Fan in the western Romanian margin is not only controlled by channel-levee sedimentation but also by significant slope-failure events incising the margin and removing some of the slope deposits. In the deep-sea fan, Winguth et al., (2000) and Popescu et al., (2001) identified multiple slumps, slides and debris flows, possibly due to high turbidity current discharges or levee breaching. In the upper slope and shelf break of the Romanian margin, many scarp morphologies also result from instabilities and erosion along the Viteaz Canyon headwalls. Popescu et al., (2004) suggest they formed during the last sea-level lowstand, and discuss the link with gas seepage in the upper slope, and the potential role of shallow gas in sediments as a predisposing factor for destabilisation. However, none of the above described landslides have been absolutely dated preventing definitive conclusions. Finally, Marsset et al., (2022), proposed a detailed mapping of MTDs in the study area based on GHASS and BLASON seismic data. They evidenced a set of regional massive MTDs associated with an unconformity interpreted to be the Base Neoeuxinian Sequence Boundary formed during the last major sea-level fall. The correlation with core GAS-CS01 (Martinez-Lamas et al., 2020) indicates that this unconformity is significantly older than 34 ka (Marsset et al., 2022). Finally, Marsset et al., (2022) also mapped later MTDs suggesting that sediment instability also occurred during recent sea level highstand. They did not correlate those later MTDs with core GAS-CS01. They propose that sediment pulse, seismicity, and gas hydrates dynamics play determinant roles in sediment instability through time. Those MTDs have not been absolutely dated.

In this work, we complete and detail the landslide mapping carried out by Marsset et al, (2022) over the recent period from 34 thousand years ago to the present day, adding the GHASS sub bottom profiler data and the new GHASS-2 sub-bottom profiler data acquired in 2021. This densification of data and improved resolution for recent sediments makes it possible to distinguish additional landslide phases and to correlate the main seismic reflectors with confidence with the GAS-CS01 core.

V. MATERIALS

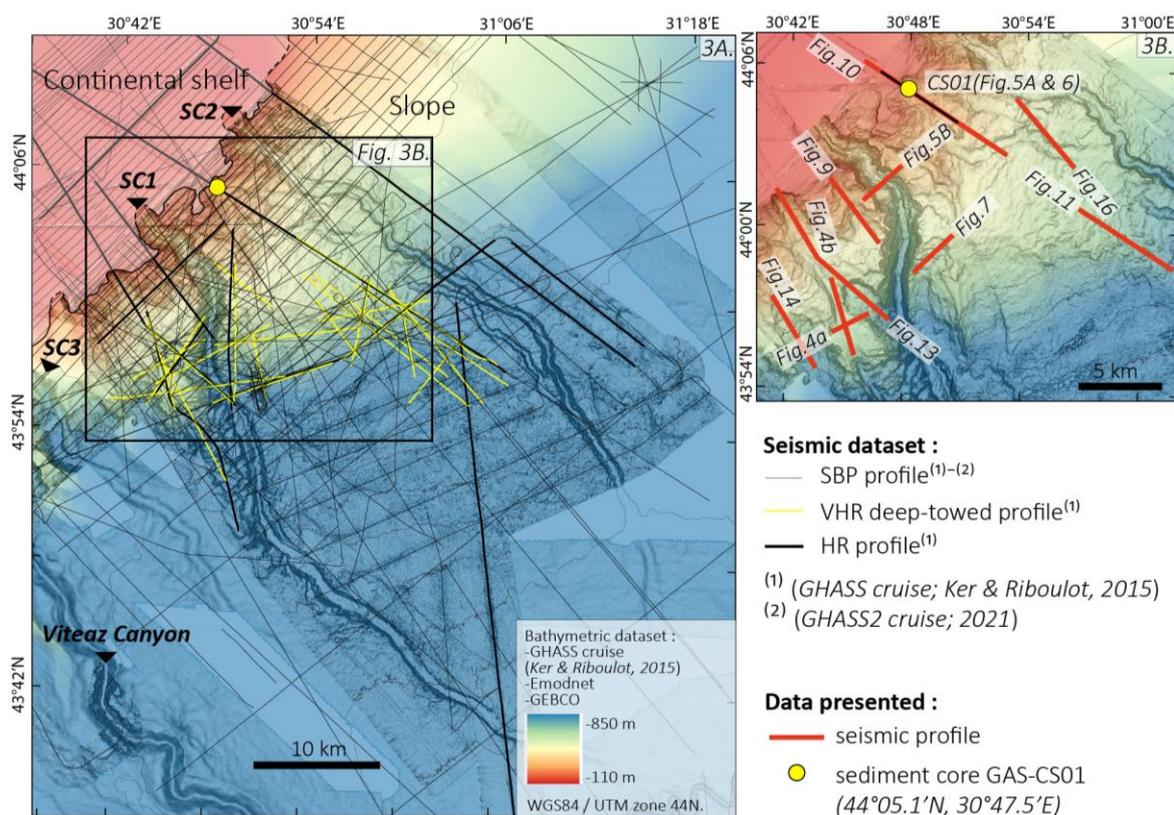


Figure V.3: 3A.: Dataset used for this study, including multi-resolution seismic data, bathymetry, and sediment core data. The black bold lines represents the high resolution seismic lines (GHASS cruise, Ker and Riboulot (2015)), yellow lines correspond to the deep-towed seismic lines (GHASS cruise, Ker and Riboulot (2015)) and light black lines the sub-bottom profiler data (GHASS (Ker and Riboulot, 2015) and GHASS-2 (2021) cruises) ; SBP: from Sub Bottom Profiler, VHR: Very-High-Resolution data from SYSIF device, HR: High-Resolution data from multichannel device. 3B.: Location of seismic profiles and core GAS-CS01 (44°05.10'N, 30°47.50'E) presented in this work appear respectively with red lines and one yellow dot.

V.1. Geophysical dataset

V.1.1. Bathymetry and water-column acoustic data

The study is based on a compiled bathymetric map (**Fig. V.1A**) including a 15-m very-high-resolution Digital Terrain Model (DTM) of the study zone (**Fig. V.1A, and 1C and Fig. V.2**) acquired with the SMF7111 (100 kHz) and SMF7150 (12 kHz/24 kHz) multi-beam sounders during the GHASS and GHASS2 oceanographic cruise (R/V Pourquoi Pas?, Ker and Riboulot, 2015), and a 250-m-resolution DTM provided from the *European Marine Observation Data Network (EMODnet) Seabed Habitats initiative* ([//www.emodnet-seabedhabitats.eu/](http://www.emodnet-seabedhabitats.eu/)) (**Fig. V.2**). The data were processed using IFREMER's Globe Software.

The multi-beam echosounder SMF7111 (100 kHz) and SMF7150 (12 kHz/24 kHz) acquired on the GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015) also identified the position of gas flares in the water

column between the shelf and slope domain, generating regional mapping of active fluid-escape distribution on the Romanian margin presented in **Figure V.2**.

V.1.2. Multi-resolution seismic reflection data

All multi-channel seismic (MCS) reflection data used in this study (**Fig. V.3**) were acquired during the GHASS cruise (Ker & Riboulot, (2015)), combining multi-resolution sources (**Table 1**) and completed with the GHASS-2 dataset (2021) for sub-bottom profiles. This dataset covers a large part of the Romanian margin from the shelf to the middle slope domain (**Fig. V.3**). Processing of High-Resolution (HR) surface and Very-High-Resolution (VHR) deep-towed seismic data was produced with the software SolidQC® (IFREMER), SeisSpace ProMAX® and MATLAB®, and QCSubop® (IFREMER) for sub-bottom profile quality control. Seismic profiles were interpreted on a workstation with KingdomSuite software®, and interpretations integrated into a Geographic Information System (QGIS platform®), together with bathymetric and water-column acoustic data.

V.1.2.1. High-resolution seismic data

Multi-channel seismic (MCS) reflection data (**Fig. V.3**) were obtained with a small airgun source (central frequency: 110 Hz) and a 96-channel streamer with 6.25-m spacing between traces. The depth of the source and the streamer were set at 1.5 and 2 m, respectively. The penetration of this acoustic signal reaches ~ 500 m below the seafloor (mbsf) with a resolution in the order of 3.5 m vertically and between 15-25 m horizontally (**Table 1**). It images the deep geometry of the slope and the BSR zone. MSC profiles were mostly obtained by applying a conventional post-stack processing sequence. For specific profiles, a pre-stack depth migration was performed after migration velocity analysis (Ker et al., 2019).

V.1.2.2. Very-High-Resolution (VHR) deep-towed seismic data

To image the sedimentary architecture in detail and investigate the GHSZ, we used VHR deep-towed seismic reflection data (**Fig. V.3**) from the IFREMER SYSIF system (Ker et al., 2014; Marsset et al., 2014). Towing both the source and streamer at 50-100 m above the seafloor provides an improved lateral resolution, lower sensitivity of 3D effects and a better signal-to-noise ratio. This system works with a very-high-resolution source (220 Hz -1050 Hz) and a 52-channel streamer with 2 m spacing and obtains seismic data with a vertical resolution of less

than 1 m, with penetration up to 200 mbsf (**Table 1**). Recent developments have allowed fine-scale velocity analysis to determine P-wave velocity distribution, down to 50-100 mbsf thanks to streamer length (Colin et al., 2020b; Marsset et al., 2018). For greater depth, the velocity field required for depth migration is defined with neighbouring HR data analysis.

V.1.2.3. Very-high-resolution sub-bottom profiles

Many sub-bottom profiles cross the shelf edge and were acquired to double HR seismic profiles (**Fig. V.3**). The CHIRP source operates at a frequency-modulated signal ranging between 1800 Hz and 5000 Hz to obtain an infra-metric vertical resolution for penetration of optimal 80 mbsf (**Table 1**) for precise correlation with long piston-core data collected in the study zone.

Acoustic specifications	Frequency range (Hz)	Vertical resolution (m)	Horizontal resolution (m)	Penetration (mbsf)	Interest for this work
MCS (HR)	45-170	3.5	15 m	500	Deep architecture of slope system
Deep-towed seismics (VHR)	220-1050	<1	2 m	150-200	Characterisation of landslides geometry
Sub bottom profiler	1800-5000	0.5	15 (for 800 m water depth)	80	Characterisation of landslides geometry Correlation with core data and dating

V.2. Sediment core

Constraining geophysical observations with core data allows to deduce the lithological succession and information on the ages of landslide units observed in the study zone.

The sedimentology information comes from the Calypso long-piston core GAS-CS01 (44°05.10N, 30°47.50E) collected during the GHASS cruise (R/V Pourquoi Pas?, Ker and Riboulot, 2015) at 240 m water depth from the shelf margin, ~40 km east of the Danube Canyon head, i.e. between northern canyons SC1 and SC2 (**Fig. V.3**).

The 32.1-m-long core GAS-CS01 records the regional lithological succession of the western Black Sea, and has been described in detail by Martinez Lamas et al. (2020). This lithological succession, observed from the western Black Sea upper slope (Bahr et al., 2005; Major et al., 2002; Soulet et al., 2011a) to the Danube deep-sea fan (Constantinescu et al., 2015), consists, at the surface, of marine Unit I (Marine Coccolith Ooze (MCO), <2720 ± 160 cal a BP) and Unit

II (sapropel, deposited from $8,080 \pm 250$ cal a BP) and below, lacustrine Unit III described by Ross and Degens (1974). Core GAS-CS01 therefore contains a very-high-resolution record of the marine and glacial lacustrine Units I, II and III (until ca. 33.5 ka) (Martinez-Lamas et al., 2020).

Through the correlation of their respective XRF-Ca records (Soulet et al., 2011a; Martinez-Lamas et al., 2020), the GAS-CS01 calendar age-depth model, between core-depth intervals 253 cmbsf to 1595 cmbsf, is based on that of core MD04-2790 (N $44^{\circ}12.8'$, E $30^{\circ}59.6'$), collected at 352 m water depth, ~ 19.6 km east of GAS-CS01 during the ASSEMBLAGE cruise (2004) (refer to Supplementary materials *Table 2* in Martinez Lamas et al., 2020). This calendar age-depth model was reconstructed with an alignment approach of TEX86-derived Lake Surface Temperature with the Hulu Cave $\delta^{18}\text{O}$ speleothem record (Wang et al., 2001). Below the depth 1595 cmbsf, chronology is based on radiocarbon age ^{14}C yr BP (Dreissena sp. and bulk organic matter) bounding back to ~ 34 ka at the base of the core (3214 cmbsf). Lastly, no dating has been published above 253 cmbsf, at the top of core GAS-CS01 (refer to Supplementary materials *Table 2* in Martinez Lamas et al., 2020). However, the identification of a 20-30-cm-thick Sapropel layer, well-documented and identified as the 'lacustrine' Unit II in the western Black Sea margin (Ross and Degens, 1974; Soulet et al., 2011a; Constantinescu et al., 2015) can be considered as a temporal reference interval for our study, deposited from $8,080 \pm 250$ cal a BP (Soulet et al., 2011a).

VI. METHODS

VI.1. Seismic stratigraphy and correlation with core GAS-CS01

Analysis of the available seismic database (**Fig. V.3**) allows to assess the very-high-resolution sedimentary architecture of the upper slope of the Romanian margin, and thus to highlight the relative chronology of the different landslides, which highly imprint the seafloor (**Fig. V.2**). Based on seismic stratigraphic principles, we firstly identified major discontinuities and depositional units derived from reflection terminations (erosional truncations, onlaps, downlaps), seismic facies and geometric analysis (Mitchum et al., 1977). This consequently led to identify successive erosional and remoulded landslide seismic units interstratified between continuous and conform sediment successions (**Fig. V.4**).

Four distinct major reflectors **R(X)**, corresponding to conformable correlative surfaces have been picked-out. They are identified in MCS and deep-towed profiles by continuous, high amplitude reflectors, and, by strong contrasts in the sub-bottom profiles, allowing to distinguish different seismic units labelled U1 to U5 (from oldest to youngest) (**Fig. V.4C**), with concordant, continuous and parallel reflectors. **R(X)** reflectors have been propagated toward core GAS-CS01 (**Fig. V.5**). In some areas, they are truncated by younger sliding units (**Fig. V.4B**). To explore landslide occurrence and study their distribution on the western upper slope, the depths of the **R(X)** reflections and respective basal surfaces of each landslide unit were checked at all tie-points and tracked interactively over the whole dataset.

VI.2. Digital terrain models of MTDs

Digitalisation of the seismic stratigraphic interpretation and particularly the top and basal surfaces allowed us to create isochron maps of the identified MTDs, which were computed by means of the “flex gridding” algorithm on the *KingdomSuite*-software toolbox. Regarding the objective of the article, DTMs were computed only for landslides that occurred since 33.5 ka (LGP to present). To calculate an extrapolated grid, the closest to the thickness information, we finally choose a convex hull method to define the calculation bounds and a smoothing of the data was required to correct the outliers of side effects. Isochron maps permit to calculate surface and thickness statistics and to represent the lateral extent of each landslide regarding the distribution of scar failures highlighted by the bathymetric data. The two-way-travel-time-to-depth conversion (Twtt in seconds to metres) was done considering a water velocity and surficial sediments of 1480 m/s provided from in-situ measurements made during the GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). It is important to notice that for failure zones initiated directly near the canyon, part of the reworked masses evacuated towards the canyon and was not systematically preserved. This consequently prevents an accurate evaluation of total removed sediment volumes.

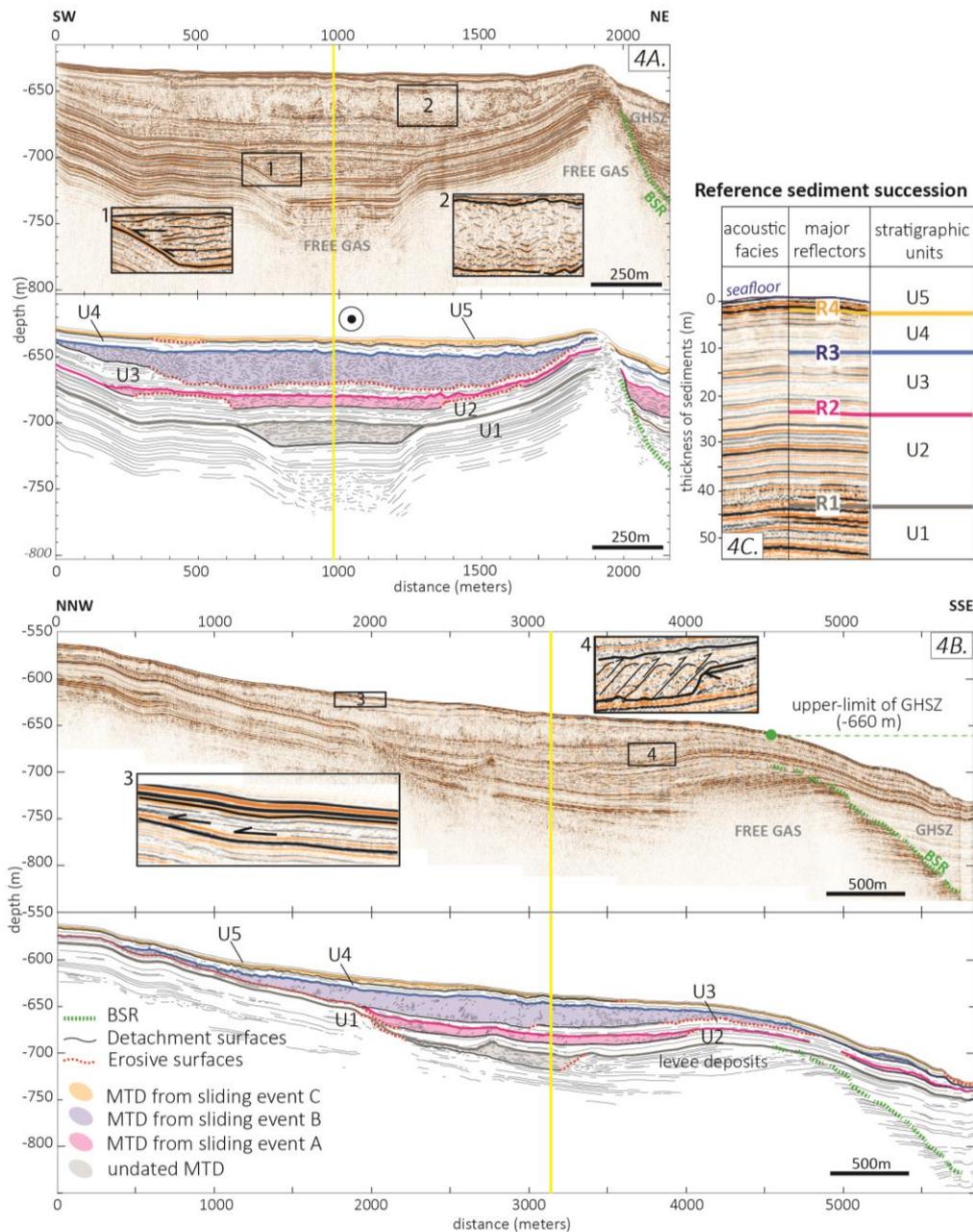


Figure V.4: Presentation and interpretation of seismic very-high-resolution deep-towed profiles to describe different sliding events on the upper slope of the study zone (4A.: PR01PL06 for transversal point of view and 4B.: PL01PR02 for longitudinal point of view). 4C.: Stratigraphic reference profile (PL03PR02). All lines were acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). Profile presented on Figure V.4A. crosses over the profile in Figure V.4B. (yellow line). The MTDs, identified by seismic chaotic to transparent units with low amplitude and discontinuous reflectors have been coloured. The inserts 1 to 4 show the detail of the acoustic characteristics of the different MTDs and their internal organisation. They erode and contrast with conformed units highlighted by line drawing. Details of unit U(X) typology, positions and ages of reflector R(X) are presented on the Figure V.4C.: Stratigraphic reference profile (PL03PR02). The dashed green line marks the position of the Bottom Simulating Reflector (BSR), which cross-cuts the stratigraphy at the top of enhanced reflectors with high amplitude, and represents the interface between free gas and the hydrate reservoir. Seismic data shows that MTDs generally extend above the upper limit of actual GHSZ (pinch-out at -660m), and their slide plans are very superficial in comparison with the present-day BSR. Line location reported in Figure V.3B.

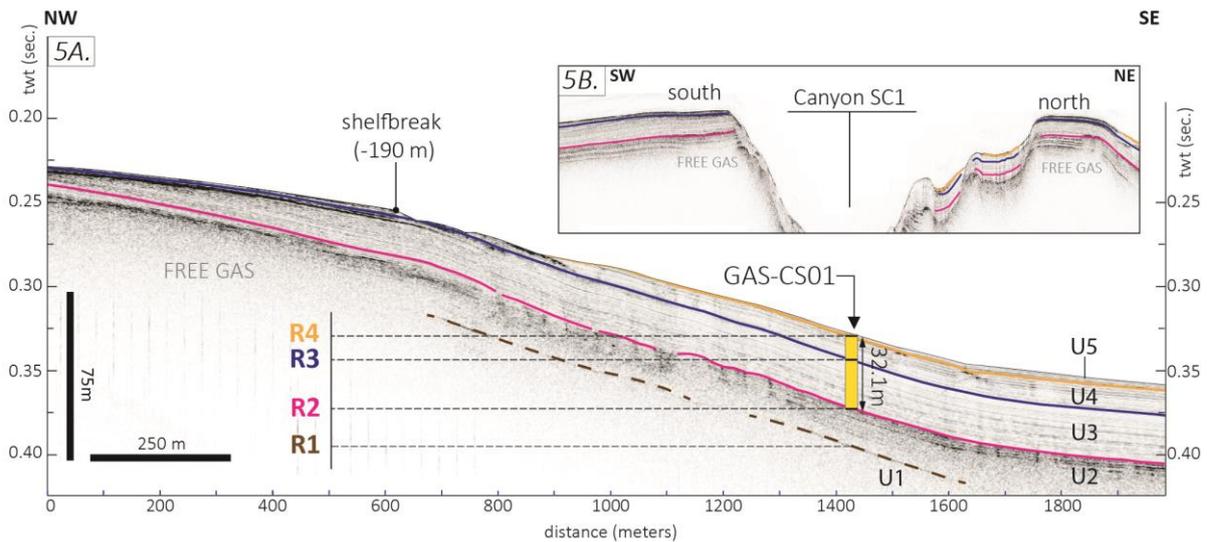


Figure V.5: 5A.: Propagation of the regional reflectors R1, R2, R3 and R4 (Fig. V.4), from sliding zone to the VHR sub-bottom profile GAS-SDS031b (Fig. V.3), and correlation with the 32.1 m long core GAS-CS01 (GHASS cruise, Ker and Riboulot (2015)). The core GAS-CS01 is positioned on the northern side of the SC1 (Fig. V.3). As showed in 5B., (profile GAS-SDS-0015) the correlation from profile to profile required the propagation of seismic reflectors on both sides of the SC1 though different crossing points. SBP n° GAS-SDS-0031b (5A) and GAS-SDS-0015 (5B) locations are reported in Figure V.3B.. They have been acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015).

VII. RESULTS

Bathymetric data is the first source in identifying recent deformations and instabilities, as these typically have a strong geomorphological imprint on the seabed (Fig. V.2). Nevertheless, landslide head-scarps on bathymetry does not imply recent instability. It was therefore necessary to combine the morphology and stratigraphy approaches.

All landslide units are characterised by the same general geometry and acoustic signature. However, they can present some differences as shown inside inserts in figure V.4. Globally, they are represented by lenticular geometries of varied size (Fig. V.4), and interstratified between continuous and conform reflection packages (Fig. V.4). In MCS and deep-towed data, these units are typified by low-amplitude chaotic facies, discontinuous and hummocky reflectors (Fig. V.4 inserts 1, 2, 3) and by transparent facies in sub-bottom profiles. It is possible to identify some internal reverse faults (see insert 4 in Fig. V.4), which suggest gravitational contraction, generally at the distal part of the MTDs. Their basal surface is generally erosional passing laterally to conformal.

We distinguished different sliding events (events A, B, C) characterized by stacked MTDs (Fig. V.4).

VII.1. Dating of MTDs

When dating MTDs, we considered that sliding events occurred during a time lapse bounded between the youngest truncated seismic reflector by the corresponding slide unit and the first overlying deposits. Dating MTDs with calibrated ages equates to correlating seismic observations with dating information extracted from the 32.1 m long Calypso piston core GAS-CS01 (**Fig. V.5**), positioned on the northern side of the canyon SC1 (**Fig. V.3**), in a sector where strata are preserved from erosive/landslide surface processes (**Fig. V.5**).

Propagating and comparing seismic observations on both sides of the canyon SC1 through different crossing points (from profile to profile), makes the correlation strategy robust (**Fig. V.5B**). Consequently, throughout the dense seismic data cover acquired on the shelf and slope domain (**Fig. V.3**), the propagation of reflections **R(X)** has been achieved towards the core GAS-CS01 (**Figs. V.5 and 6**). To strengthen the vertical correlation between seismic and core data, we correlated the P-wave velocity profile measured on core GAS-CS01 with the sub-bottom profiler section shown in Figure V.5 (applying a velocity of 1480 m/s) (**Fig. V.6**). After that, we correlated for each landslide the youngest eroded reflector and top MTD surfaces with the synthetic vertical log representing described lithological facies and the published age-model from Martinez-Lamas et al. (2020).

As a result, numerous buried sliding events could not be dated absolutely, that were not reached by GAS-CS01 (**Fig. V.5**). In turn, sliding event A, sealed by **R2** was dated at a minimum age of 33,500 cal a BP (**Figs. V.4 and 6**). Sliding event B, sealed by **R3**, was dated between 26,600 and 25200 cal a BP (**Figs. V.4 and 6**). Finally, **R4** seals sliding event C. Since **R4** corresponds to the top of the Sapropel unit observed on GASCS01 and dated at 8,080 cal a BP by Soulet et al. (2011a), we associated sliding event C to the period included between 15,800 cal a BP and 8,080 cal a BP (**R4**) (**Figs. V.4 and 6**).

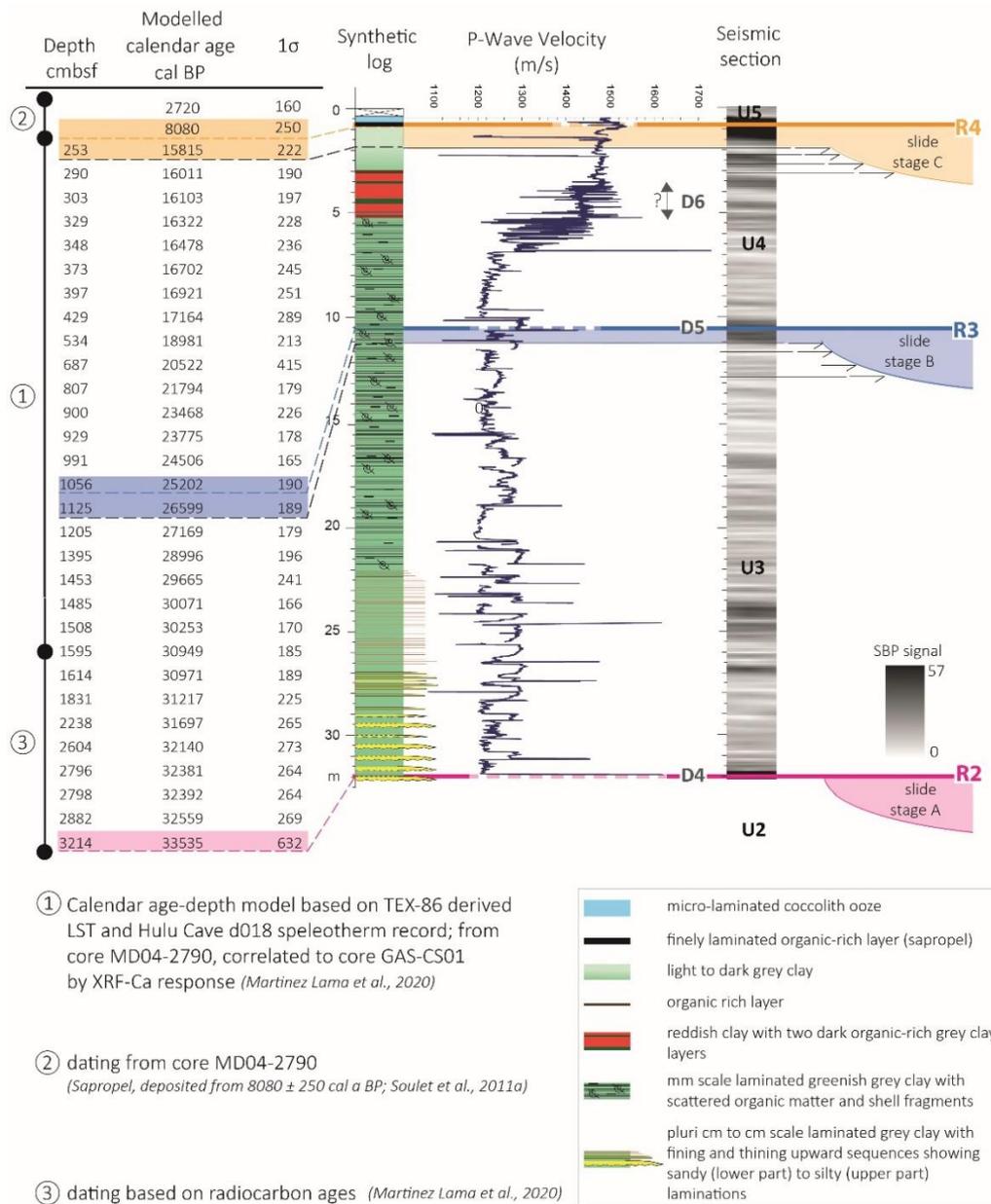


Figure V.6: Regional lithological succession, given by core GAS-CS01 (Fig. V.3). Core chronologies from core GAS-CS01 are presented and compared with the very-high-resolution sub-bottom profile (SBP) GAS-SDS031b presented in Figure V.5. ① Between 253 cmbsf until the depth 1595 cmbsf, the GAS-CS01 calendar age-depth model provided from Martinez-Lamas et al., 2020, with standard deviation 1σ . It is based on a correlation with the calendar age-depth model of core MD04-2790 (N 44°12.8', E 30°59.6') established by Soulet et al., 2011a, (collected ~19.6 km east of GAS-CS01 during ASSEMBLAGE cruise (Lericolais, 2004)), reconstructed with alignment approach of TEX86-derived Lake Surface Temperature with the Hulu Cave $\delta^{18}O$ speleotherm record (Wang et al., 2001). ② No published dating have been established above 253 cmbsf; however, the 20-30 cm thick Sapropel layer, identified as the 'lacustrine' Unit II in western Black Sea margin is deposited from 8,080 ± 250 cal a BP, derived from core MD04-2790 by Soulet et al., 2011a. ③ Below the depth 1595 cmbsf, the chronology is based on radiocarbon age ^{14}C yr BP (*Dreissena* sp. and bulk organic matter) bounding back to ~ 33,500 cal a BP at the base of the core (3214 cmbsf) (Martinez-Lamas et al., 2020). Chronological constraints from core GAS-CS01 are compared with the P-wave velocity profile recorded along the core, and with the synthetic vertical log representing described lithological facies. On the right, a simplified sketch which explains the method used to date landslides considering dated regional reflectors R(X) as sealing the chaotic units and representing the first deposits none-affected by the deformation. Thus, assigning them a calendar age provides data on the maximum age of slide events A, B and C. The locations of SBP profile and core GAS-CS01 are presented in Figure V.3B. in the study zone; The entire SBP profile is presented in figure V.5.

VII.2. Undated buried MTDs

A series of buried MTDs are positioned below **R2**, thus older than -33,500 cal a BP (**Figs. V.6 and 7**). They are all sealed by a ~ 80 m thick bedded sedimentary strata (**Fig. V.7**) characterised by low to high amplitude reflectors interrupted by thin landslides (example in Figure V.7, in yellow, a buried MTD, in pink, a younger MTD). Their thicknesses vary between ~40 and 110 m and their basal surfaces are erosive and truncate deeper units. Younger sediments and MTD units overlay these MTDs without completely filling the head-scarps therefore still very expressed on bathymetry (**Fig. V.8, associated headscarps underlined in black on bathymetry**).

Buried MTDs and associated headscarps are located along the head-walls of canyons SC1, SC3 and SC2 between 190 m to >1500 m water depth (**Fig. V.8**). They result in around twenty head-scarps, 1.5 to 3 km wide, easily perceptible on seafloor morphology, and account for 80% of the present-day scar-failures identified in bathymetry. For example, a major head-scarp along the south SC1 canyon edge located below 560 m water depth, presents a well-defined circular shape, ~2.5 km wide and more than 3 km long, creating a negative offset/incision 80 m high (**Fig. V.8, black box, studied by Hillman et al., 2018b**). These events are clearly identified on some MSC and deep-towed seismic profiles, labelled as ‘regional MTD’ but are not detailed in this article.

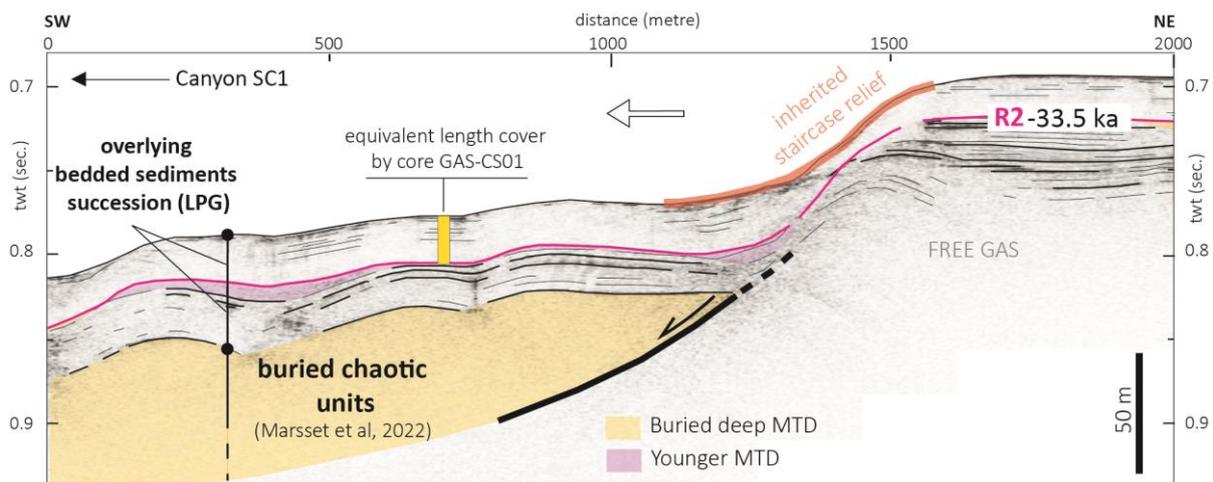


Figure V.7: Geometry of buried chaotic slides identified in the SC1 canyon edge. Buried chaotic units are generally characterised by lenticular units. Their basal surfaces are erosive and truncate deeper units. In sub-bottom profiler data, they appear as transparent acoustic bodies. Those buried slide units are sealed by younger sediments. Additional small remobilized units that occurred after -34 ka, presented in this study, are interbedded (MTDs coloured in pink) within this draping cover. Note that post-bedded sediments and recent MTDs units overlay the buried MTDs without completely filling the head-scarps. The length of core-GAS-CS01 have been added in the SBP section to show the depth investigated for dating in this study (Fig. V.6). SBP location is reported in Figure V.3B. SBP n° GAS-SDS-0010 have been acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015).

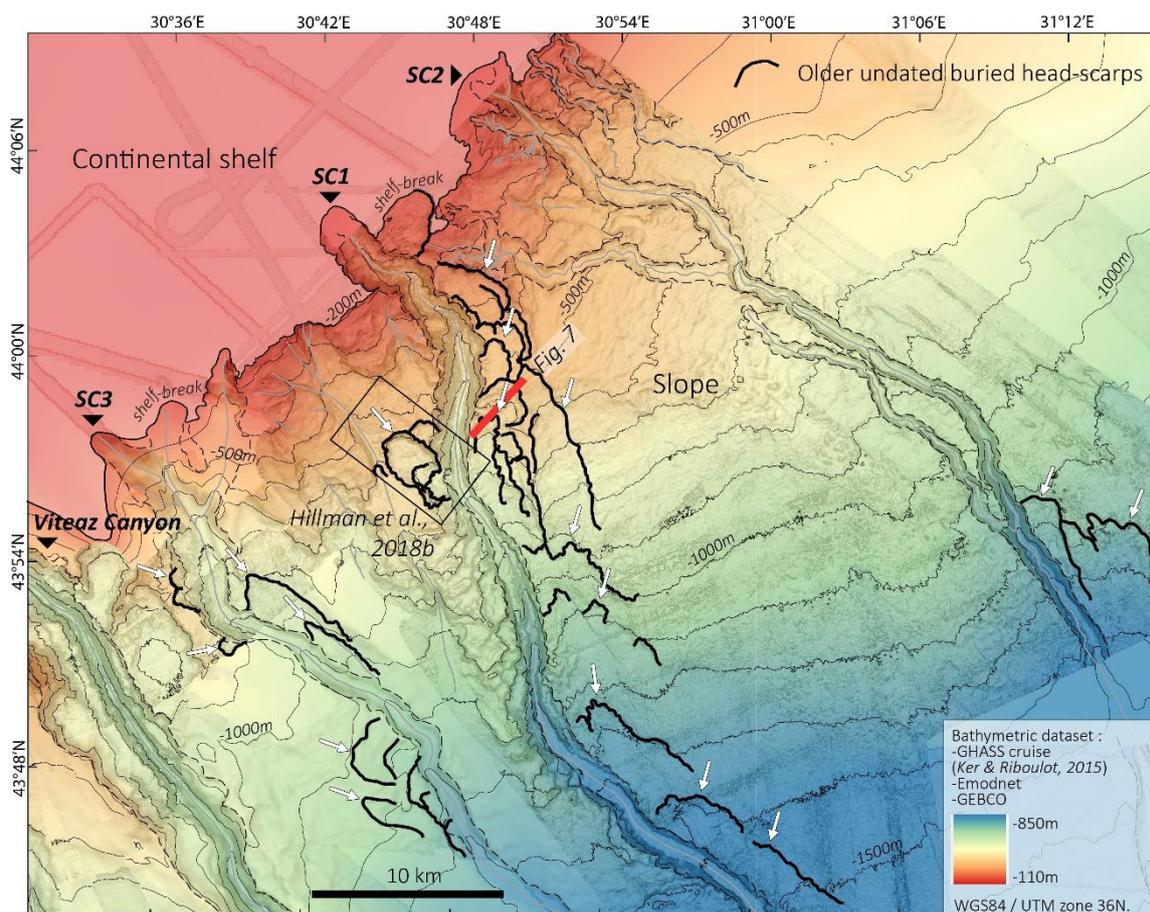


Figure V.8: Distribution of buried head-scarps (black lines) that activated before -34 ka (Fig. V.7A.). Note that they generally extend in the north and south SC1 canyon edge, between the shelf break domain at -190 m and -1500 m. No head-scarps related to this older stage have been identified along the canyon SC2 edge. The orientation of destabilized sediments (white arrows) discharged directly in the canyon incision.

VII.3. 'Surficial' landslides initiated after -34 ka

VII.3.1. Sliding stage A

VII.3.1.1. Main characteristics on seismic and sub-bottom profiler data

The sliding event A, sealed by **R2 (Fig. V.4 and 6)**, is composed of several synchronous slides that activated at 33,500 cal a BP during the LGP. As shown in **figure V.4**, MTD-A is mostly characterised on MCS and deep-towed data by a transparent to chaotic seismic facies, with low to medium amplitude and discontinuous hummocky reflectors. On sub-bottom profiles, they usually appear with transparent acoustic facies (**Fig. V.9**). The basal surfaces of MTDs-A are represented in seismic data by irregular surfaces and unconformities (**Figs. V.4B, 9, and 10A**). In head-scarp zones, they generally incise **U2 (Figs. V.4, 9, and 10A)**, locally **U1**, and older deep sediments in the north part (**Fig. V.10A**). In many cases, the basal surface of MTD-A is

not clearly identified in the failure area because of signal perturbation due to free gas at the shelf break (**Fig. V.10**). However, we highlight that this major event in the north part of the study zone has truncated sediments up to ~ 80 m and remoulded large amount of sediments seaward, down to 1500 m water depth (**Figs. V.10 and 11B**). Going downslope, MTD-A units evolve in lenticular units that are characterised by transparent acoustic facies, without internal coherent organisation of sediments. These lenticular units show erosional or conformal bases (**Fig. V.10C**).

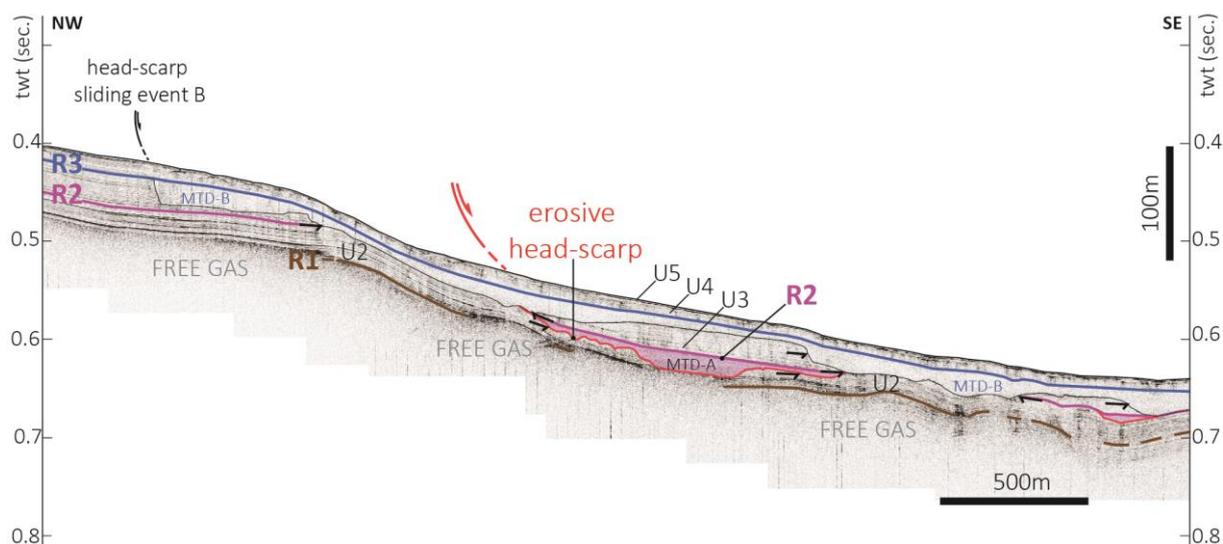


Figure V.9: Typical upslope to downslope evolution related to sliding stage A at 33,500 cal a BP, on a sub-bottom-profiler (SBP) profile n° GAS-SDS-038, acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). SBP location is reported in Figure V.3B.. Upslope, this MTD is characterised by an erosional basal surface connecting to an erosive failure zone (roughly located as “erosive head-scarp”) that initiated in the south SC1 canyon edge (zone (1) in Fig. V.12A.). Erosional truncations are represented by black arrows. Downslope, the associated MTD (coloured in pink) basal surface evolves towards a less erosional system, correlating with a stratigraphic detachment layer characterised by a conform and continuous reflector. Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in figure V.4C..

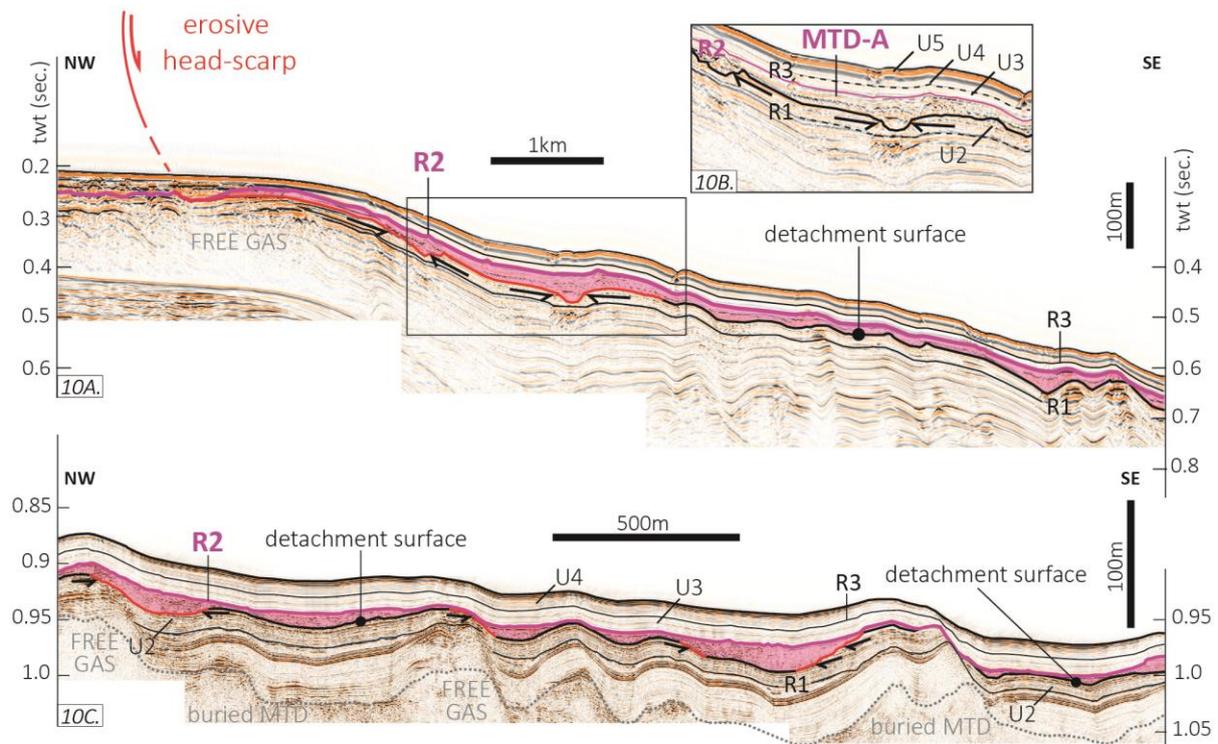


Figure V.10: Typical upslope to downslope evolution related to sliding stage A at 33,500 cal a BP, 10A. and 10B.: on a MCS line n° mig031, and 10C.: on a VHR deep-towed seismic line n° PL03PR07, both acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). MCS and VHR deep-towed seismic lines locations are reported in Figure V.3B.. 10.A: Upslope, this MTD is characterised by an erosive failure zone (erosion domains underlined in red, erosional truncations represented by black arrows) that resulted in a massive MTD (coloured in pink) that extended between -190 m and -1500 m (zone (3) in Fig. V.12A.). This MTD unit is characterised by chaotic facies in comparison with non-affected bedded sediment succession, as showed in 10B. 10C.: Going downslope, the basal MTD surface evolves toward a stratigraphic detachment layer, characterised by a conform and continuous reflector (detachment layer underlined in black). Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in figure V.4C.

VII.3.1.2. Spatial distribution and thicknesses

Sliding stage A consist in several MTDs, which differ in their location and size (**location and extension in Fig. V.11A**). They mostly initiate along the shelf-break edge and along SC1 and Viteaz canyons (**Fig. V.11A**). These MTDs-A represent a cumulative destabilised surface up to $\sim 910 \text{ km}^2$ with thicknesses $\sim 7 \text{ m}$ thick on average, reaching $\sim 105 \text{ m}$ in the norther part (**Fig. V.11B**).

We observed a lateral evolution of the MTDs from west to east (**Fig. V.11B**): in **zone (1)** near the head of the Viteaz Canyon. Large MTDs initiated along the flanks of the canyon axial talweg; in **zone (2)**, along the western side of canyon SC1. Small MTDs initiated along the canyon edge forming new elongated head-scarps associated with transported lobate deposits. Their mean thickness is $\sim 5 \text{ m}$ with a maximum of $\sim 26 \text{ m}$ (**Fig. V.11B**). In **zone (3)**, along the eastern side of canyon SC1, MTDs initiated along the canyon edge, reactivating older head-

scarp incisions (**Fig. V.8**). In these areas, MTDs-A represents 60 km² of the MTD-A total surface and are characterised by low mean thicknesses of ~6 m with a maximum of ~28 m (**Fig. V.11B**). The sediment movements of MTDs-A in **zones (2)** and **(3)** show two major flow directions: a north-west/south-east flow on the western-headwall of canyon SC1 and a north-east/south-west flow on the eastern headwall of canyon SC1. Finally, in **zone (4)**, along canyon SC2, a major MTD related to sliding stage A (**Fig. V.11A**) has been mapped on both sides of the canyon. It seems to initiate along the shelf-break edge. This MTD represents more than 80% of the total MTD-A surface with a regional extent of 760 km². It is 45 km long, and 23 km wide, it is bounded at the south by canyon SC1 levees and progressively disappears northward (**Fig. V.11A**). MTD-A can be subdivided (**Fig. V.11B**) into different sediment distribution areas: upslope, starting from the shelf break at -190 m, MTD-A display large thickness patches with may correspond to first accumulation zones (**Fig. V.11B**, in yellow). More downslope, accumulation zones consist in thinner lenticular units, infilling pre-existing depression morphologies inherited from an underlying regional MTD (described by Marsset et al., 2022) (**Fig. V.10C**). Seaward, the accumulation decreases between -700 m and -1200 m, thinning drastically between -1200 m and -1500 m, and totally disappearing under 1500 m water depth (**Fig. V.11B**).

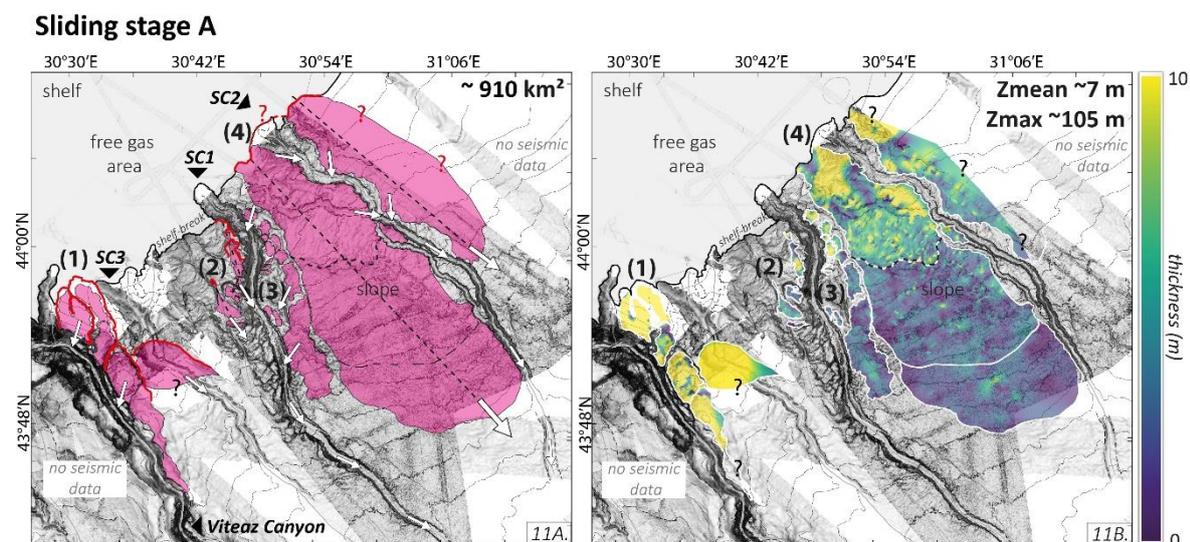


Figure V.11: 11A. Spatial distribution of MTDs related to sliding event A (coloured in pink). The major head-scarps are digitalized in red (bold lines). Dashed black lines and white arrows represent respectively major and local directions of mass wasting. 11B. Isochron map of MTDs-A obtained by subtracting the basal surface and the top of MTDs-A units. The thickness colour-scale is in metres. Twtt has been converted in depth considering a water velocity of 1480 m/s provided from in-situ measurements in GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). White lines in Figure V.11B. represent the limits of lateral extension of MTDs-A defined by the Figure V.11A.. Information about interpolation calculation are detailed in the manuscript (3.3.2. Digital terrain models of landslides).

VII.3.2. Sliding stage B

VII.3.2.1. Main characteristics on seismic and sub-bottom profiler data

Sliding event B also consists of several synchronous MTDs that occurred during the LGP, between 26,600 and 25,200 cal a BP, sealed by R3 (**Fig. V.6**). MTDs-B are characterised by discontinuous and low-amplitude reflectors with chaotic configuration in MSC and deep-towed data (**Figs. V.4 and 12**), and by transparent responses in the sub-bottom profiler (**Fig. V.13**). The basal surfaces of these MTDs (**Fig. V.4**) incise **U3**, and **U2** as attested by the presence of erosional truncations in the head-scarp zone (**Figs. V.12 and 13**). The top of those MTDs can be irregular as shown in **Figure V.12**.

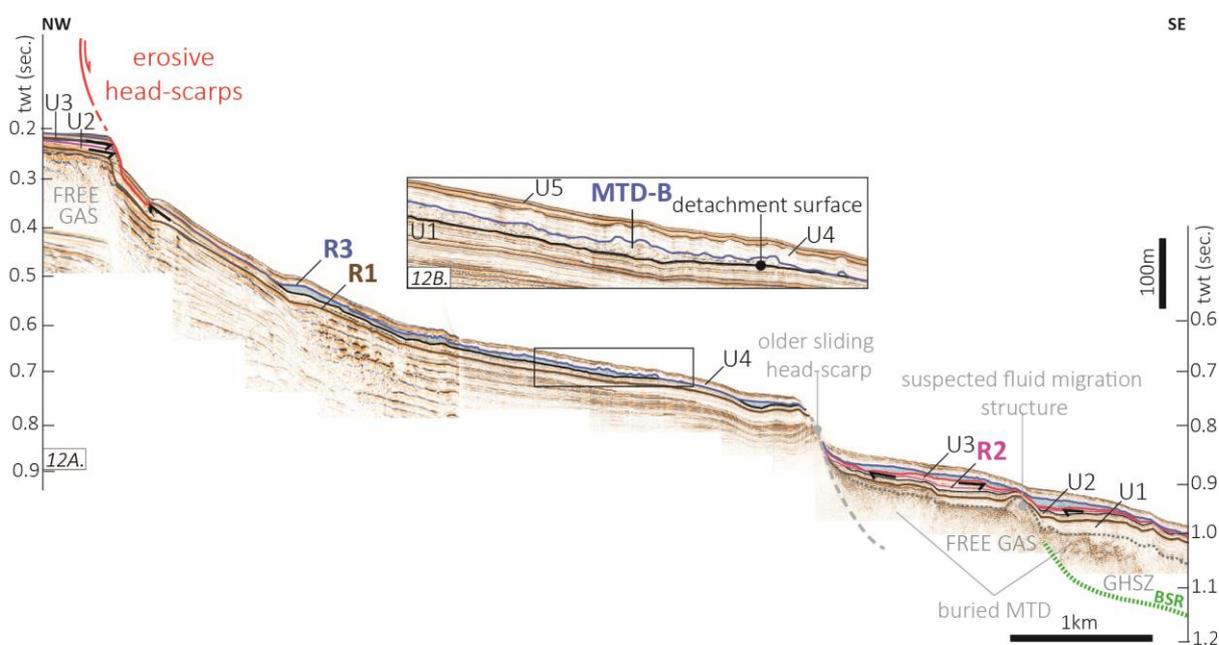


Figure V.12: Typical upslope to downslope evolution, related to sliding stage B, that occurred between 26,600 and 25,200 cal a BP, on a MCS line n° mig033b and a VHR deep-towed seismic line n° PL01PR03, both acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). MCS and VHR deep-towed seismic lines locations are reported in Figure V.3B. 12A.: Upslope, near the shelf-edge and downslope, near inherited head-scarps, the base of MTD-B is erosive (underlined in red, erosional truncations represented by black arrows). Laterally, the basal surface of MTD-B evolves to a stratigraphic detachment layer, characterised by a conform and continuous reflector (basal surface underlined in black). This MTD unit is characterised by chaotic facies in comparison with non-affected bedded sediment succession, as showed in the insert 12B.. Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in Figure V.4C.. Line location is reported in Figure V.3B.. Mixed MCS n° mig033b and deep-towed profile n° PL01PR03 have been acquired during GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015).

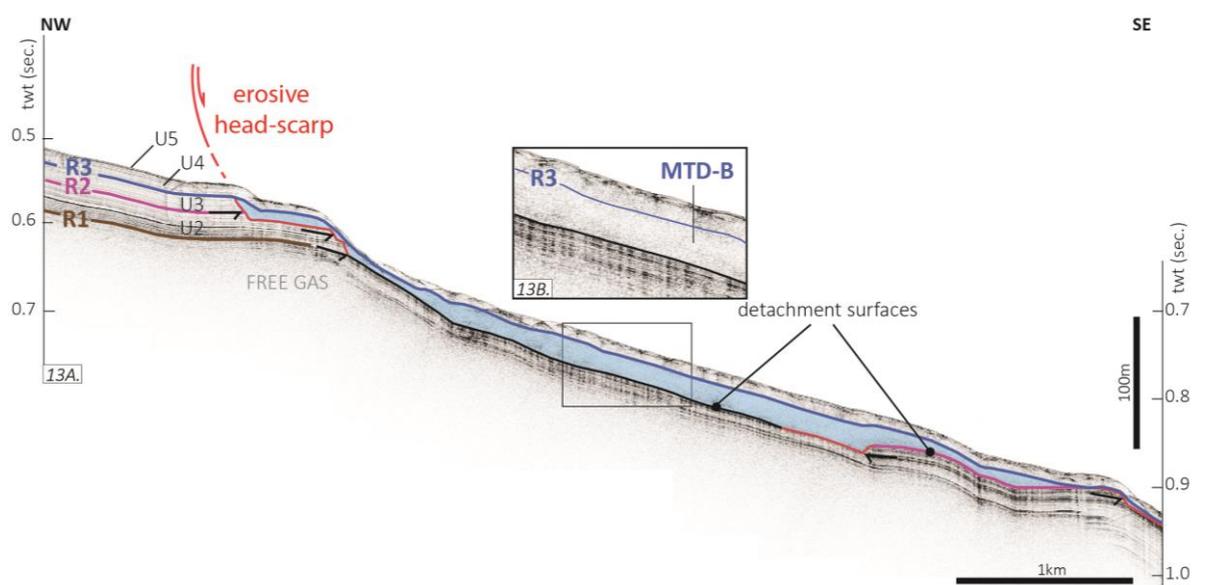


Figure V.13: Typical upslope to downslope evolution, related to sliding stage B, that occurred between 26,600 and 25,200 cal a BP, on a VHR sub-bottom profile (SBP) n° GH2-SDS-028B, acquired during GHASS-2 cruise (2021). SBP location is reported in Figure V.3B . Upslope, near the shelf edge and downslope, near inherited highs, the base of MTD-B is erosive (underlined in red, erosional truncations represented by black arrows). Laterally, the basal surface of MTD-B evolves to a stratigraphic detachment layer, characterised by a conform and continuous reflector (basal surface underlined in black). This MTD unit is characterised by transparent facies in comparison with non-affected bedded sediment succession, as showed in the insert 13B.. Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in Figure V.4C.

VII.3.2.2. Spatial distribution and thicknesses

MTDs-B are generally located in the upper slope domain between 200 m and 700 m water depth and represent a cumulative surface of $\sim 145 \text{ km}^2$ of reworked sediments (**location and extension in Fig. V.14A**). Most of them initiate along the shelf break edge or the very upper slope. Some of them initiate along SC1 and Viteaz canyons. A very few parts of them (labelled **(5)** in **Figure V.14A**) initiate in the middle slope domain. In most cases, they form a series of individual landslides, the upper part of which is narrow and evolves into a lobed landslide mass. The associated MTDs are $\sim 6 \text{ m}$ thick on average, reaching 48 m locally (**Fig. V.14B**). Close to 90% of the MTDs-B total surface are situated along the Viteaz, SC1, SC3 canyon edges (**zones (1), (2) and (3) in Figure V.14A**). They consist of 125 km^2 of reworked sediments, 5 m thick on average, and result either in individual neo-formed head-scarps, that highly incised the seafloor between 200 m and 450 m water depth (**zones (2) in Fig. V.14A**), or destabilisations inside large inherited head-scarps located on the north Viteaz-Canyon flank (**zone (1) in Fig. V.14A**) (**Figs. V.12 and 13**). In the north of SC1 canyon edge, sliding event B did not generate massive MTDs-B contrary to sliding event A.

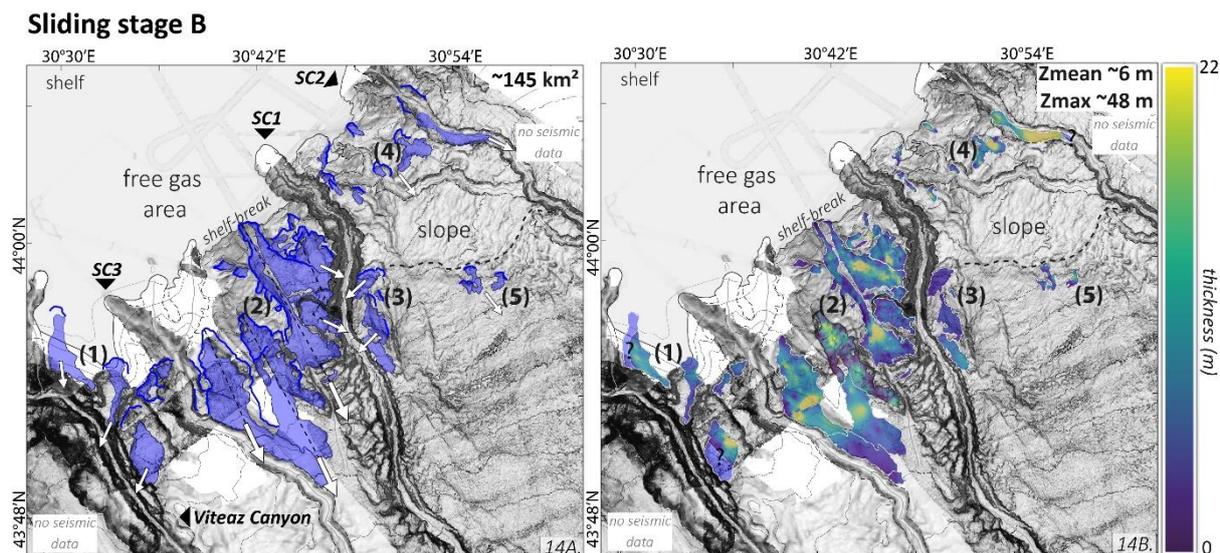


Figure V.14: 14A. Spatial distribution of MTDs related to sliding event C (coloured in blue). The major head-scarps are digitalized in blue (bold lines). Dashed black lines and white arrows represent respectively major and local directions of mass wasting. 14B. : Isochron map of MTDs-B obtained by subtracting the basal surface and the top of MTDs-B units. The thickness colour-scale is in metres. Twtt has been converted in depth considering a water velocity of 1480 m/s provided from in-situ measurements in GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). White lines in Figure V.14B. represent the limits of lateral extension of MTDs-B defined by the Figure V.14A.. Information about interpolation calculation are detailed in the manuscript (3.3.2. Digital terrain models of landslides).

VII.3.3. Sliding stage C

VI.3.3.1. Main characteristics on seismic and sub-bottom profiler data

Sliding event C is the last occurring in the study zone, between 15,800 cal a BP and 8,080 cal a BP (**Fig. V.6**). It resulted in several synchronous very thin MTDs that truncated surficial sediment layers (**Figs. V.4 and 15**). MTDs-C, related to sliding event C, are overlain by the thin bedded unit **U5** (0-0.4 mbsf) (**Fig. V.15**), which constituted the last and more recent deposits in the study zone (Soulet et al., 2011a; Martinez Lamas et al., 2020), equivalent to marine Unit I described by Ross and Degens, (1974). MTDs-C are sealed by reflector **R4**, (**Figs. V.4 and 15**) a strong and enhanced reflector in the sub-bottom profiler (**Fig. V.15**), which corresponds to Sapropel deposits (Unit II from Ross and Degens, 1974) dated to $8,080 \pm 250$ cal a BP (Soulet et al., 2011a) (**Fig. V.6**).

Seismic data show that MTDs-C consist of sliding events of very low thickness. Their basal surfaces is erosional, as attested by the presence of erosive truncations incising **U4** (**Fig. V.15**).

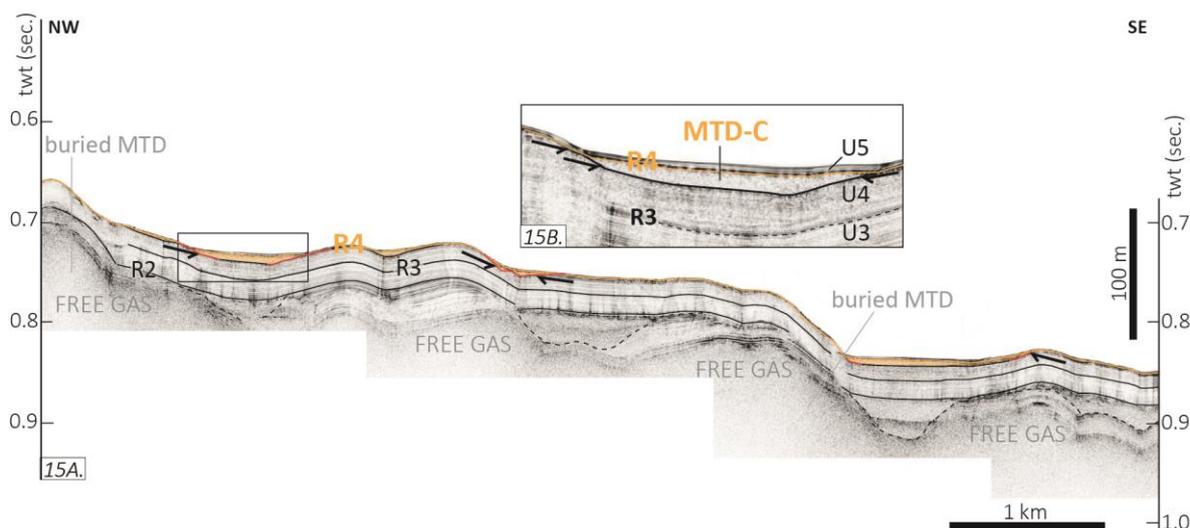


Figure V.15: Typical upslope to downslope evolution, related to sliding stage C that occurred between 15,800 and 8,080 cal a BP, on a VHR sub-bottom profile (SBP) n° GH2-SDS-047A, acquired during GHASS-2 cruise (2021). SBP location is reported in Figure V.3B. 15A.: The base of MTD-C is, depending on areas either erosive (underlined in red, erosional truncations represented by black arrows), either it evolves to a stratigraphic detachment layer, characterised by a conform and continuous reflector (basal surface underlined in black). MTDs unit are characterised by transparent facies in comparison with non-affected bedded sediment succession, as shown in the insert 15B.. Notice that this MTD is the thinnest that we mapped (3 m in average). It is only visible on SBP data. Seismic units and regional reflectors are labelled U(X) and R(X) respectively, according to the typology defined in Figure V.4C.

VI.3.3.2. Spatial distribution and thicknesses

The major part of scar failures associated with MTDs-C occurred between the shelf break and ~700 m water depth for the deepest (**Fig. V.16A**). They are associated to elongated MTDs, some of them following canyon paths (along SC2, SC3 and canyons imprinted in bathymetry between SC1 and SC2) (**Fig. V.16A**). In many cases, MTD-C slope failures reactivate older ones. No major MTD related to this stage have been identified directly on the flank of the Danube-Viteaz Canyon contrary to MTD-A and MTD-B sliding events (**Figs. V.11 and 14**). MTDs-C represent a total surface of ~148 km² (**location and extension in Fig. V.16A.**), with a thickness of ~ 3 m on average, reaching ~30 m in the south SC1 canyon edge (**Fig. V.16B**).

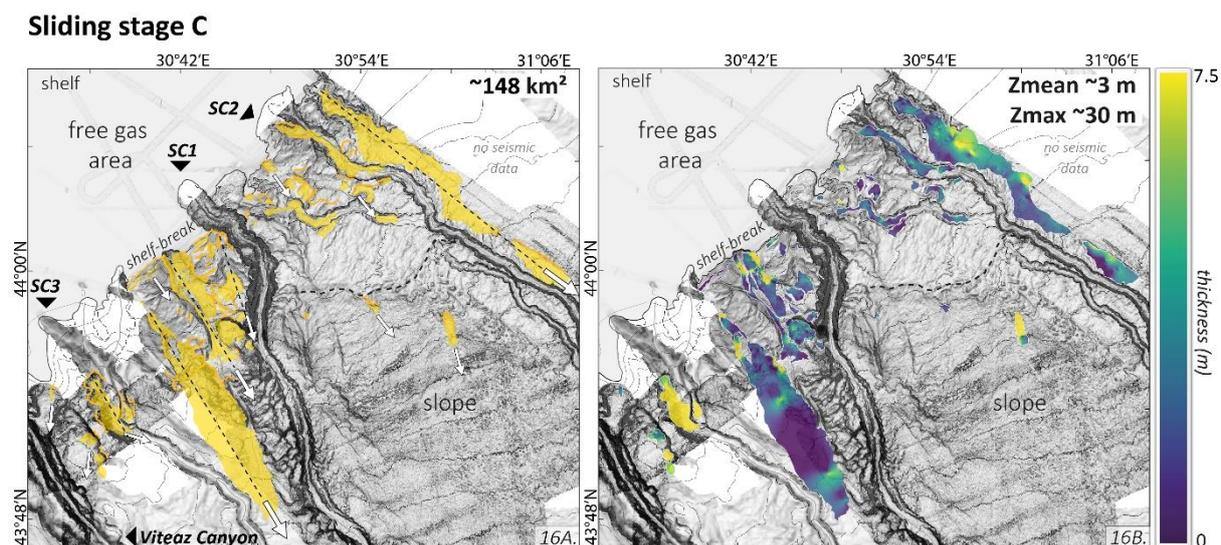


Figure V.16: 16A. Spatial distribution of MTDs related to sliding event C (coloured in yellow). The major head-scarps are digitalized in yellow (bold lines). Dashed black lines and white arrows represent respectively major and local directions of mass wasting. Major sliding axes are represented in dashed black lines. 16B. : Isochron map of MTDs-D obtained by subtracting the basal surface and the top of MTDs-C units. The thickness colour-scale is in metres. Twtt has been converted in depth considering a water velocity of 1480 m/s provided from in-situ measurements in GHASS cruise (Ker and Riboulot, 2015). White lines in Figure V.16B. represent the limits of lateral extension of MTDs-C defined by the Figure V.16A.. Information about interpolation calculation are detailed in the manuscript (3.3.2. Digital terrain models of landslides).

VII.4. Characterising MTD basal surfaces

MTD basal surfaces evolve laterally for all MTDs. Indeed, except for the failure zones where erosional truncations of underlying sediments are clearly discernible (**Erosive head-scarps in Figs. V.9, 10A, 12, 13 and 15**), the MTDs basal surfaces, always evolve in a conform surface along specific stratigraphic plans. In seismic data, they correspond to continuous high-amplitude reflections (**Figs. V.9, 10B, 12, 13, and 15**). Six major MTD basal surfaces have been identified, and their extension has been tracked in the study zone; they are labelled **D1, D2, D3, D4, D5 to D6** as represented in **Figure V.17** along a synthetic seismic profile. The deepest, **D1** served as a detachment layer during sliding event B (**Fig. V.17**). **D2** and **D3** acted as detachment layers for sliding events MTDs-A and MTDs-B. **D4** (i.e. **R2**) and **D5** (i.e. **R3**) was activated respectively by the sliding events of MTD-B and MTD-C. Finally, **D6** was used as a detachment layer for the surficial sliding event C (**Fig. V.17**). Regarding coring information (**Fig. V.6**), **D1, D2** and **D3** were not reached by GAS-CS01 core. **D4** corresponds to **R2**, located at 0.045 s Twtt on the seismic section (**Fig. V.5**); it seems to correspond to the top of a pluri-centimetre scale sandy layer, at the interface with a grey-clay sequence, that is to say a high permeability layer below a lower permeability layer. **D5** corresponds to **R3** collected at 0.014

s Twtt (i.e. 10.5 mbsf) which seems to be associated with millimetre-scale laminated greenish-grey clay facies with scattered organic matter and shell fragments. Finally, **D6** is located in the Red Layer interval (**Fig. V.6**) between 0.33 s Twtt and 0.328 s Twtt (i.e. between 3.5 to 5.2 mbsf) which corresponds to a series of four individualised intervals of reddish-brown clays and are thought to represent the sedimentary imprints of the meltwater inputs that occurred during Heinrich Stadial 1 (HS1) (Soulet et al., 2013).

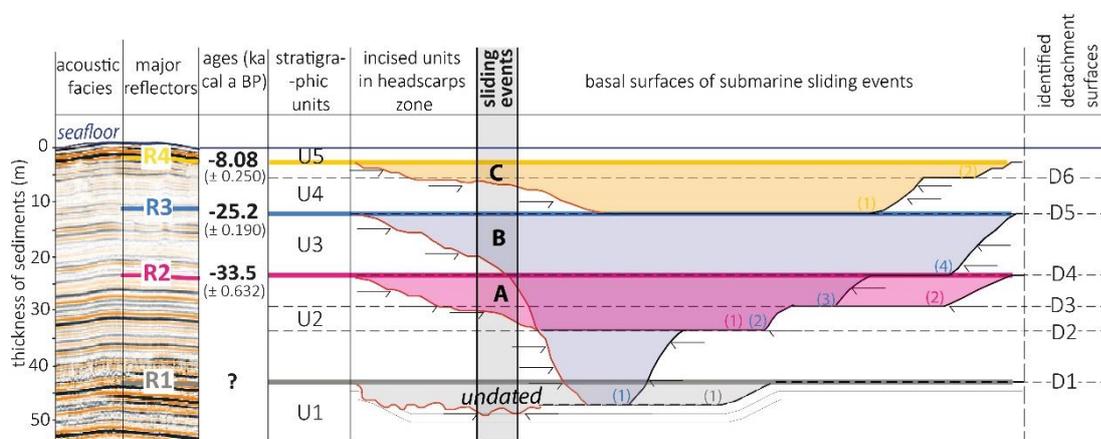


Figure V.17: Diagram representing the chronology of the different sliding events in the study zone and details of units and basal stratigraphic detachment surfaces identified on seismic data. Note that it's a schematic view of the entire study zone. Reflectors R(X) correspond to the first deposits non-affected by successive landslides and give the maximum age of the sliding event (i.e. Figs. V.4 and 6). Basal surfaces are represented by erosive surfaces in the failure areas which cross-cut the seismic units U(X). Identified reflectors D(X) act as detachment surfaces along stratigraphic plans, and may have activated several times for different sliding events; In this case, orders (small numbers) are assigned for each detachment plan with corresponding slide colour. For example, D2 can be used as detachment plan firstly during the sliding event A (1) and later somewhere else by sliding event B (2). Six major stratigraphic detachment plans have been identified on the study zone. Note that some of them as D4 and D5 correspond to equivalent R(2) and R(3). The ages correspond to the dating of R2, R3, R4 extracted from core GAS-CS01 (Fig. V.6).

VIII. INTERPRETATION

We identified three instability periods since -33,5 ka in the study area (stages A, B and C in the 3.Results section). All of the MTDs we identified initiate along arcuate to linear headscarps eroding stable units. They are associated with transparent to chaotic remobilized units. Those MTDs systematically erode older units as demonstrated by numerous truncations on seismic and sub-bottom profiler data. Distally, their basal shear surfaces frequently evolve in conform surfaces along specific stratigraphic plans that we have interpreted as possible detachment layers (**D1** to **D6**). Each stage (A, B, C) is made up of numerous individual but synchronous landslides, mostly affecting the shelf edge, the edges of canyons or the upper part of the slope

with the steepest gradients (**Fig. V.18**). We therefore believe that each of those instability stages are associated to a common regional triggering factor (see discussion).

In the detail, we identified first buried MTDs, older than -33,5 ka. Those still highly imprint present-day bathymetry (**Fig. V.8**) especially along their associated head-walls. Marsset et al., (2022) did a complete mapping of those features and evidenced the presence of a deep massive MTD, characterised by a regional extent overlain by the SC1 and SC2 canyons channelized deposit system. This regional MTD is responsible for the rugged present-day morphology of most of the seafloor (Marsset et al., 2022). It could not be dated but Marsset et al., (2022) consider that “it is significantly older than 34 ka”.

After that, much thinner MTDs emplaced following three different stages (see **Fig. V.7**):

- (1) MTDs-A ($33,500 \pm 632$ cal a BP) are the result of the first and most massive sliding event in the study area since the 32 ka. It extends between the shelf break (-190 m) and ~1500 m water depth, and covers the upper and middle slope domain, from the north Viteaz Canyon edge to the zone previously incised by canyons SC1 and SC2 (**Fig. V.11**). It remobilizes the slope on an area of ~910 km² with maximum thicknesses of 105 m. Those MTDs mostly initiate along the shelf edge suggesting that the effect of slope gradients and sedimentary overload could have been compulsory pre-conditioning factors. A part of the reworked masses seems to have evacuated towards the canyons preventing calculations of the completely remobilized volumes (**Fig. V.11**).
- (2) MTDs-B ($26,600 \pm 189$ to $25,200 \pm 190$ cal a BP) show a much patchier distribution especially of the related slope failure headscarps. They remobilized less sediments (surface of ~145 km², max thickness, 48 m). Their location seems to be controlled by canyon incisions with sediments evacuated towards them. Again, this process prevented calculations of the whole remobilized volumes (**Fig. V.14**). For this slide event, the canyon incisions creating steep slopes (**Fig 18**) may be an important factor pre-conditioning instability.
- (3) Finally, MTDs-C ($15,800 \pm 222$ and $8,080 \pm 250$ cal a BP) corresponds to the thinnest and most recent MTDs observed in the study area (max thickness, 30 m, 148 km² total extension). They reactivate older slope failure headscarps and remobilized sediments are clearly channelized by canyons. Again, since a part of remobilized sediments were evacuated towards canyons, we have significantly underestimated the overall volume of remobilised sediment.

Regarding the relation between those slope failures and the fluid system in the western Black Sea margin: nearly all landslides initiated above the present-day GHSZ (Figs. V.11, 14, 16). We also observed that the basal shear surfaces are particularly surficial and activated along stratigraphic intervals located above the top of the free gas domain, well identified in seismic data by an extended acoustic blanking zone (*free gas* in Figs. V.9, 10A, 12, 13 and 15).

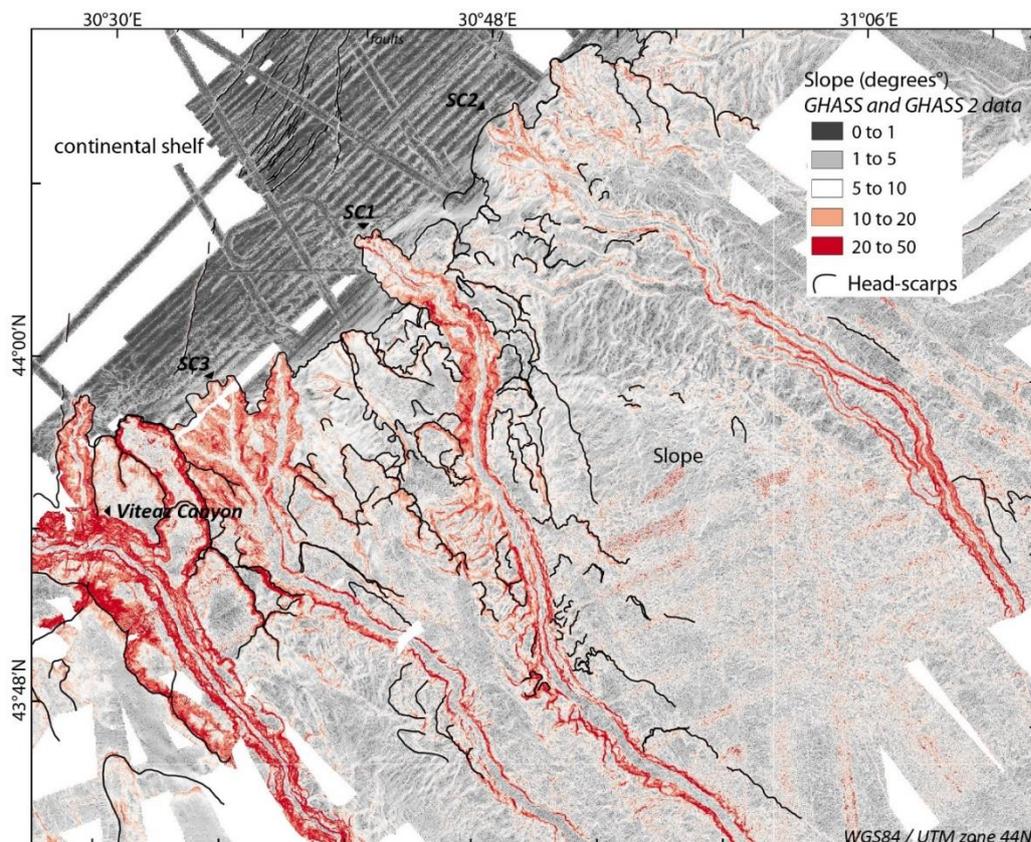


Figure V.18 : Slope map of the north-western Black Sea margin, highlighting high slope angle along the different canyons incisions. We can note the local high value left by the sliding head-scarps. The location of the head-scarps are represented with black lines.

IX. DISCUSSION

IX.1. Sliding age model

The sliding age model presented in this study considers well-constrained dating established on core GAS-CS01 by Martinez-Lamas et al., (2020). We have taken account of the uncertainties that may persist due to the vertical correlation between geophysical data (plurimetric for MCS to sub-metric resolution for deep-towed and sub-bottom profiler data) and sediment coring data (millimetre resolution) and we cannot exclude small shifts in our correlation (max 50 cm, which is the vertical resolution of sub-bottom profiler data). However,

we are quite confident in the correlation we propose since that the enhanced acoustic response of reflectors **R2**, **R3**, and **R4**, which sealed and dated the successive MTDs (**Fig. V.4**), seems to be correlated with sediment lithological changes provided by the lithofacies log (**Fig. V.6**), and P-wave velocity changes and even inversions, well identified on core GAS-CS01 (**Fig. V.6**). We considered a maximum error of 50 cm and thus ~150 yr for the age of MTD-A, <500 yr for the age of MTD-B. The age of MTD-C is given by the absolute age of Sapropel.

Overall, those minimum and extended time frames give enough information to consider the possible links between GH dissociation and slope failure stages (next section). Indeed, MTDs-A and B clearly occurred during the low sea level stage associated with LGP (**Fig. V.19**) and MTDs-C occurred during the complex phase of reconnexion between Black Sea and Mediterranean Sea (**Fig. V.19**).

IX.2. Predisposing factors

IX.2.1. Role of thin permeable layer in gas storage

The distribution of gas flares observed in the water column of the study area is generally in agreement with the extension of free gas areas as deduced from seismic interpretation; i.e. outside the GHSZ, (Popescu et al., 2007 and Riboulot et al., 2017), between the shelf domain and the upper slope down to 660 water depth (**Free gas domain in Fig. V.2**). On the bathymetry, free gas occurrence is frequent along discontinuities and deformation areas, especially along canyon incisions and older heads-scarp incisions (Riboulot et al., 2017, Hillman et al., 2018b) (**Fig. V.2**). On the presented seismic data (**Figs. V.9, 10, 12, 13, and 15**), the gas, particularly highly expressed on the shelf and upper slope domain, has already been partially described by Hillman et al. (2018b), Riboulot et al. (2017) and characterised by Ker et al. (2019) and is easily traceable, marked by the presence of vast acoustic blanking (**Figs. V.9, 10A, 12, 13, and 15**), vertical gas migration structures (Hillman et al., 2018b), or seismic disturbed zones associated with a deep buried landslide deposits (**Figs. V.10C, 12 and 15**).

This study highlighted the existence of three different sliding stages, which affected very surficial sediments on the slope of the western Black Sea margin since ~- 34 ka (**Fig. V.4**). As mentioned previously, the basal shear surfaces of these 3 MTD events frequently evolve in conform surfaces along specific stratigraphic plans on the slope. These possible detachment surfaces, i.e. thin permeable silty/sandy layers between two very low permeability layers,

could act as gas reservoir or preferential fluid conduit showed by Locat et al. (2014) and Sultan et al. (2011). The formation of transient gas reservoirs in mud-confined and coarse-grained units has been described in different analogues as a factor favouring submarine instabilities or sediment softening in pockmark fields, as investigated in the Norwegian margin (Plaza-Faverola et al., 2010), in the South China Sea (Sun et al., 2012), and the Nigerian margin (Riboulot et al., 2013).

Based on seismic data and sediment core information, we were able to define several possible transient gas-storage zones in the study area, characterised in seismic data by very reflective surfaces (with contrasted P-wave velocities, **Fig.6**), and positioned along conform and stratigraphic plans (**Figs. V.9, 10, 12, 13 and 15**). Given the position of the identified MTDs detachment plans **D4** (i.e. R2) **D5** (i.e. R3), and **D6** (**Figs. V.6 and 17**), the potential gas-storage zone in core succession corresponds either: to sandy layers at the base of the core (interval between 29 to 32 mbsf), along beds with shell fragments (interval between 5 to 22 mbsf), or, to organic matter-rich layers trapped within the reddish-brown clays (interval between 3.5 to 5.2 mbsf) (Soulet et al. 2013) (**Fig. V.6**). These layers are generally localised between clay-rich less permeable layers, that possibly played the role of impermeable caprock and trapped quantities of free gas, as already proposed for the Black Sea sediments by Dugan (2012) and Chatterjee et al. (2014), and elsewhere by Plaza-Faverola et al. (2010), Sun et al. (2012), and Riboulot et al. (2013).

IX.2.2. Climate forcing and sediment overloading

Correlating the initiation time of the three sliding stages with the regional sea-level curve (Soulet et al., 2011a; Constantinescu et al., 2015) (**Fig. V.19A**) has allowed us to reconstitute the chronology of the sliding events with regard to the evolution of Black Sea environmental conditions.

Sliding events A and B, dated to [33,500 ±632 cal a BP] and [26,600 ±189 cal a BP to 25,200 ±190 cal a BP] respectively, occurred during the LGP (Constantinescu et al., 2015), when the Black Sea was a giant freshwater lake, and lowstand conditions dominated with a lake-level ~100 m to 150 m below the present one (Deuser 1972; Lericolais et al., 2011) (**Fig. V.19A**). Identification of rhythmic layering throughout the core GAS-CS01, established in previous investigations (Martinez-Lamas et al., 2020) have provided insights into the flood record in the western Black Sea over the ca. 33.5-15 ka interval. The authors indicate the main periods of

increase in the frequency of hyperpycnal turbidite deposits (hyp.250 yr⁻¹), each of 1.5-3 ka duration (Martinez-Lamas et al, 2020), and indicate enhanced surface melting of the Alpine Ice-Sheet during Heinrich Stadial 3 (ca. 32-29 ka), Greenland Stadial 4, and during HS2 (ca. 26-23.5 ka), when severely cold winters and the rapid expansion of sea ice prevailed in the North Atlantic during LGP (Martinez-Lamas, et al., 2020).

Sliding events B and C [15,800 ±222 and 8,080 ±250 cal a BP] seem to occur right after successive acceleration of flood frequency, recorded in the western Black Sea Basin ("**F1, F2, F3, F4, F5**" in Fig. V.19B). These flooding processes result from the increase in the frequency of hyperpycnal flows generated at the Danube River mouth. They occurred preferentially during the LG lowstand period (Deuser, 1972, Soulet et al. 2010; Wegwerth et al., 2016) when the sea-level was ~ 90-150 m below the current one, reducing significantly the Danube River mouth distance to the shelf edge. This flooding episode suggests an increasing Danube sediment discharge and could be considered as a climate forcing event to explain rapid sedimentation on the shelf edge. An increase in sediment supply on the upper slope domain is supported by a significant sediment rate, estimated at ~ 340 cm/ka at the base of Core GAS-CS01 between 33,500 and 29,000 cal a BP, which evolved up to its maximum at 31,000 cal a BP, reaching 900 cm/ka (Fig. V.S1 in Supplementary Data). The sliding event B occurred 900 yrs after the end of the flooding event (F4) (ca. 29-27.5 ka) which recorded >50 hyp.250 yr⁻¹ by the Danube River, just before the start of the flooding episode (F3) (25.3 ka - 23.8 ka) (Martinez-Lamas et al., 2020).

In this context, the massive sediment loading related to an increase in flooding frequency at the shelf edge over a relatively short period of time leads to sediment overloading during a stage of shelf progradation, resulting in a large accumulation of under-consolidated sediments. It can constitute a predisposing factor to sliding just before the initiation of the sliding event B where numerous MTDs are localised close to the shelf break at -190 m water depth, from the north Viteaz Canyon flanks.

Noted, the regional extent of MTD-A (910 km²), combined with a significant deposit thickness accumulation (~ 7 m on average) (Fig. V.11B) attests to large quantities of remoulded sediments from the shelf edge domain to the basin (Fig. V.11). However, we do not have information about the sedimentation before this stage.

After the sliding event B, the sediment succession recorded in core GAS-CS01 indicates relatively low sediment rates on the upper slope at this period (between 1,40 m/ka and

<1m/ka) (Fig. V.S1 in Supplementary Data), suggesting lower sediment accumulation at the shelf edge (Fig. V.14). After 15.7 ka, the disconnection of the Danube River mouth and the Viteaz Canyon, in response to the sea-level rise, led to displacement of sediments landward on the shelf, which resulted in a decrease of sediment supply on the upper slope (Constantinescu et al., 2015). The sediment accumulation rate recorded after 15,800 cal a BP at site GAS-CS01 (< 30 cm /ka) is very low. This could explain the relatively smaller thickness of the individual MTDs (Fig. V.16A) in comparison with massive MTDs that occurred during sliding stages A and B.

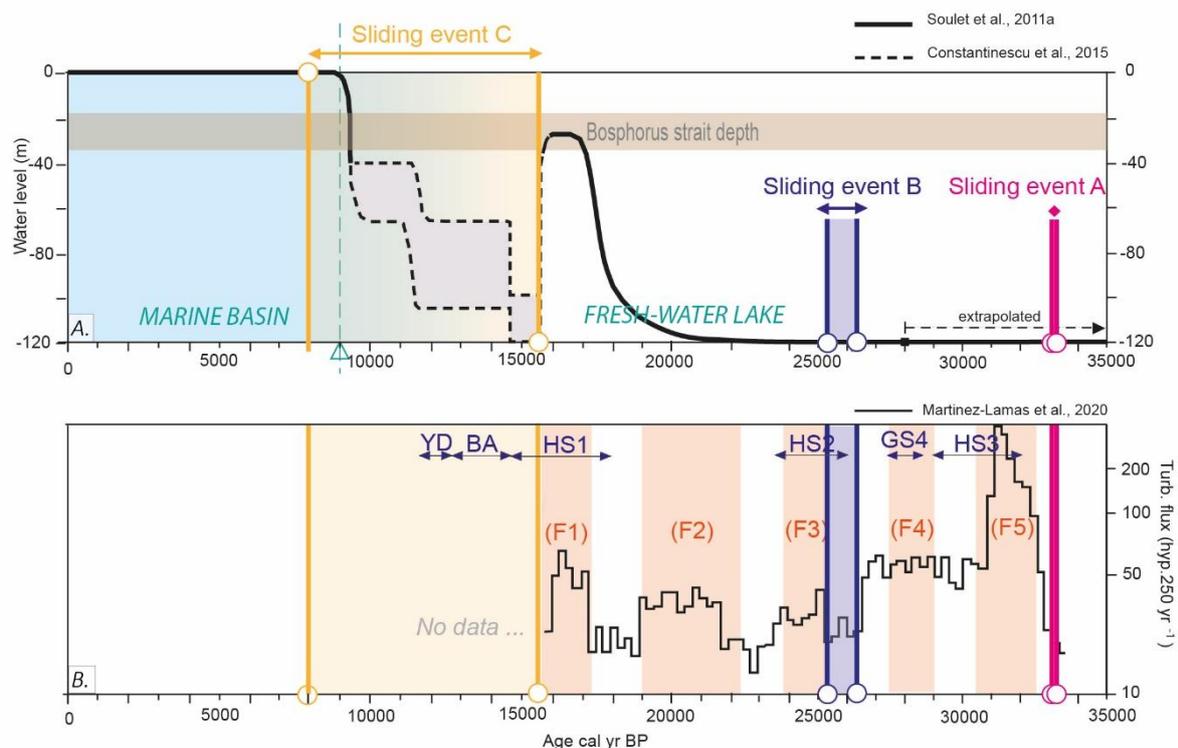


Figure V.19: 19A. The timing of sliding event activation in comparison with the Black Sea-level curve since the LGP; the sea-level curve is provided by Constantinescu et al. (2015), modified by Soulet et al. (2011a). They define the lowstand period between -28 ka and -20 ka, with a sea-level of ~120 m below the present-day level. Sea-level rise episode related to the Fennoscandian glaciers melting discharge between -17.2 ka and -15.7 ka (Soulet et al., 2013; Constantinescu et al., 2015; Toucanne et al., 2009), followed by an important evaporation stage with a possible last sea-level fall between -100 m and -120 m (Matsoukas et al., 2007, Soulet et al., 2011, Constantinescu et al., 2015). Finally, the last sea-level rise in response to the last global interglacial warming occurred in the upper Pleistocene and Holocene, induced by the reconnection of the Black Sea with the Mediterranean Sea. Sliding event B and sliding event C occurred during the lowstand period. Sliding event D, the youngest, is synchronous with the lake-to-marine transition due to the last sea-level rise, when the Black Sea freshwater lake evolved to an open marine basin environment through flooding of the Bosphorus strait. 19B. : The flood frequency (Black indented curve), measured in previous study along the Core GAS-CS01 (Martinez-Lamas et al., 2020) is based on both the flood frequency and the Sediment Accumulation Rate (SAR) of the Danube River (Figure V.S1 in Supplementary Data) interpreted as periods of enhanced flux of sediment-laden meltwater on the northwest Black Sea margin. The vertical light orange bars highlight the timing for the F5 (32,500 to 30,500 cal a BP), F4 (29,000 to 27,500 cal a BP), F3 (25,300 to 23,800 cal a BP), F2 (22,300 to 19,000 cal a BP) and F1 (17,200 to 15,700 cal a BP) flood events, already investigated by Martinez-Lamas et al., (2020). HS refers to Heinrich Stadials; YD refers to the Younger Dryas cold event; BA refers to the Bølling-Allerød Interstadial; GS refers to the Greenland Stadials.

IX.2.3. The effect of erosion through canyon incisions

Areas with steep slopes, caused, e.g. by submarine channels such as those encountered in the Danube deep-sea fan, are more susceptible to slope failure than the surrounding areas (Kvalstad, 2007). Four canyons, including the Viteaz Canyon, SC1, SC2 and SC3 have deeply incised the seafloor along a north-west/south-east direction. With new chronological constraints, we firstly show that the deeper head-scarps, which have mostly incised present-day seafloor morphology along the SC1, SC2, SC3 canyon edges (**Fig. V.7**), are older than 33,500 cal BP. Supported by the fact that numerous head-scarps are located close to the canyon headwalls and the shelfbreak, the effect of erosive processes and slope oversteepening should be significant on the initiation of landslides along the upper slope (**Fig. V.18**). The slope value of the canyon flanks locally reaches 25° between 200 m and 900 m water depths, where the axial incision is the most developed (Riboulot et al., 2017). Local high-inclination values, combined with the erosive flows generated at river mouths when sedimentation rates increase with intensification of river supplies (Mulder and Cochonat 1996), could favour the collapse of levees along canyon edges. Buried sliding events mapped in this study (**Fig. V.7**) have already been assigned to slumping processes (Hillman et al., 2018b), due to erosive action of turbidity currents during the SC1, SC2 or SC3 canyon activity periods (Marsset et al., 2022). Popescu et al. (2004) suggest retrogressive slides along the western Black Sea submarine canyon edges, induced by successive slope destabilisation on the flanks.

Moreover, Miramontes et al. (2018) demonstrate that in the eastern margin of the Corsica Trough, affected by submarine instabilities, incision at the foot of the slope (canyon incision in our case) highly favours the reduction of shear strength in sedimentary layers of canyon flanks. The authors also indicate that increasing erosion at the foot of the slope induces lateral propagation and lengthening of the shear zone along a specific layer; in our case, SC1, SC2, and SC3 probably acted as active sediment pathways and were associated with increased bottom hyperpycnal current intensities (Martinez-Lamas et al., 2020) during the LGP.

IX.3. Triggering factors

IX.3.1. The role of gas hydrate dissociation on slope instability

GH systems are very sensitive to environmental changes (Kayen and Lee 1991; Dickens 2003; Clennell et al., 1999; X. Liu and Flemings, 2009; Phrampus and Hornbach, 2012; Ferré et al., 2012; Davies et al., 2021). Recent evolution of Black Sea pressure-temperature-salinity conditions has been demonstrated as a trigger of GH decomposition by reducing the GHSZ since LGP (Fabre et al., submitted), particularly in response to sea-level variations, temperature warming (Popescu et al., 2006; Pape et al., 2011; Zander et al., 2017; Hillman et al., 2018a; Ker et al., 2019; Colin et al., 2020a), and salinity changes (Riboulot et al., 2018). Additionally, Riboulot et al. (2018) show that recent salinization of the Black Sea since the last reconnection with the Mediterranean Sea at -9 ka (Soulet et al., 2011a) has contributed to an important GH dissociation phase, still in progress. It is important to notice that salinity values dramatically changed between the fresh-water lake stage and the marine stage basin at -9 ka from 2 psu to 22 psu (Soulet et al., 2011a; Riboulot et al., 2018).

It is well accepted today that high excess pore pressure due to GH dissociation affects in-situ mechanical properties of sediments and therefore promotes its instability (Kayen and Lee 1991; Dugan and Flemings, 2000; Mienert et al., 2005, Talling et al., 2014; Elger et al., 2018; Liu et al., 2020). Geotechnical experiments, conducted to characterise sediment behaviour in the context of GH decomposition (Sultan et al., 2004 and 2007), show that excess fluid pressures increase sediment compressibility significantly reducing sediment permeability and decrease effective in-situ shear strength (Wheeler, 1988; Vanoudheusden et al., 2004; Sultan et al., 2004; 2007).

Since the LGP, GH dissociation has resulted in the seaward migration of the upper-termination of the GHSZ from its LGP position, between - 495 m and - 525 m water-depth, to its current position, -660 m and -725 m water depth (Fabre et al., submitted and **Fig. V.2**). To better understand the possible effects of GH dissociation on slope failure in the area, **Figure V.19** shows our sliding event estimated ages in comparison with the evolution of the sea level of the Black Sea since the LGP (Constantinescu et al., 2015).

We have thus attempted to compare the zones where successive slides occurred with the predicted paleo and current positions of the GHSZ. During LGP, when lowstand conditions prevailed, the major head-scarps initiated on or above the pinch-out of the predicted GHSZ,

(Fig. V.20), except for the three smallest MTDs (~0.5 to 3 km² each) which are associated with sliding stage B at -750 m water depth along a regional scarp (Fig. V.14A). This implies that sliding events A and B initiated outside the GHSZ at LGP, on the upper slope where free gas prevailed in bearing sediments (Fig. V.20). During the sea level rise period (-15 and -9 ka), sliding event C occurred above or between the GHSZ upper limit at LGP and the current one (-660 m) (Fig. V.20). This reveals that a major part of failure initiation connected with the extent of the GH destabilisation zone, leading us to question the impact of GH dissociation on the triggering of slope instability at the end of the LGP.

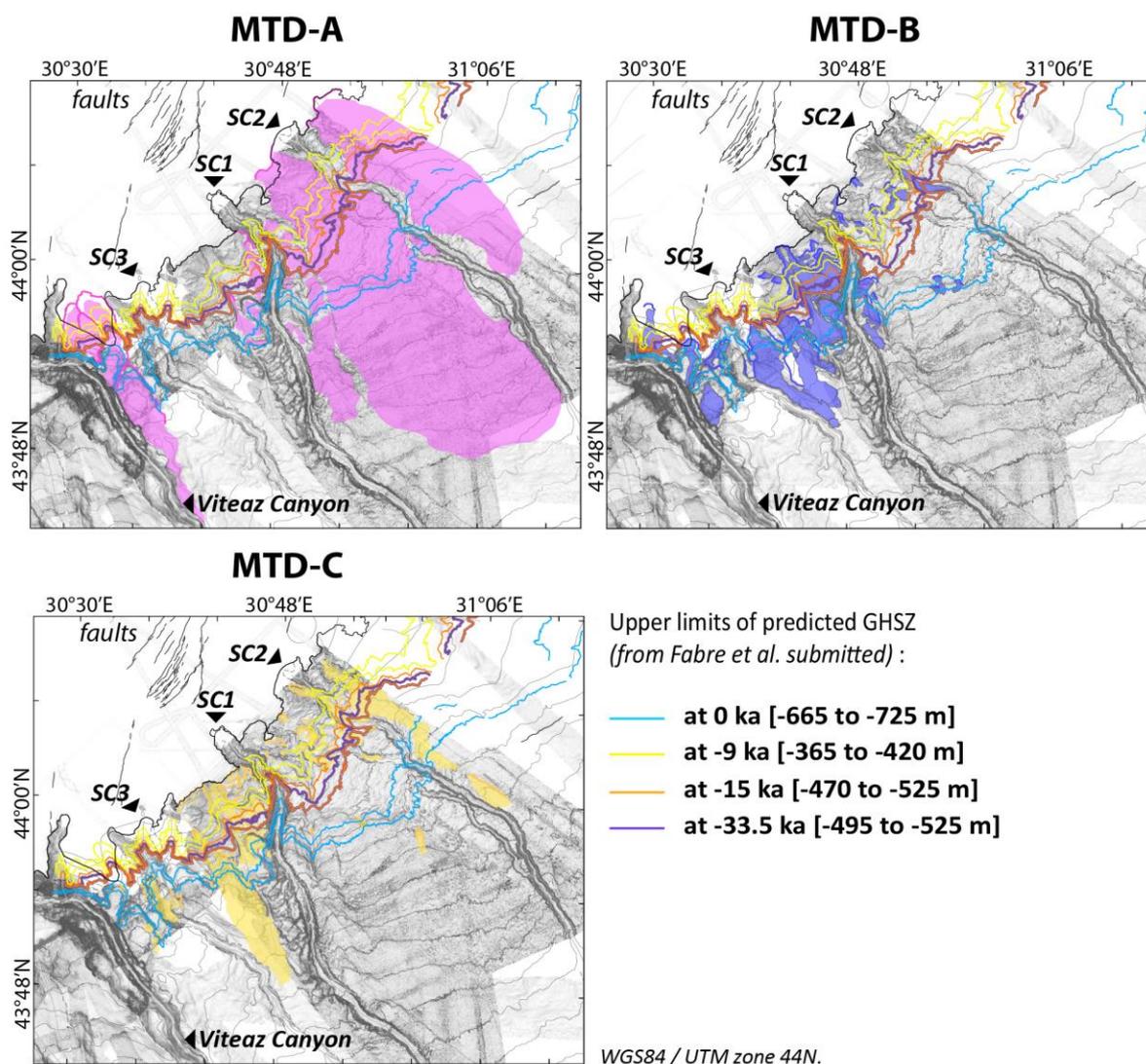


Figure V.20: Synthetic representation of the extent of slides related to sliding event A (pink), B (blue), and C (yellow). The GH destabilisation zone (GHDZ) defined between the upper limits of GHSZ predicted for LGP (transparent black zone) and present-day (bold black line) is shown in white. The upper limits of predicted GHSZ, provide from Fabre et al. (submitted) modelling, have been projected on the bathymetry. The map indicates that excluding isolated landslides located along a regional scarp at ~700 and 800 mbsl, all sliding events activated at least above the upper limits of the predicted GHSZ, and inside the GHDZ defined between the LGP and the present-day.

Finally, more recently, Fabre et al. (submitted) modelled more completely the evolution of the GHSZ from -33.5 ka to present-day in the study area using a dynamic 2D multi-parametric GH stability model developed by Sultan et al. (2010). These results combined with our landslide mapping (**Fig. V.21**) show that (1) GH were stable during the LGP from -33.5 to -20 ka, i.e. during the initiation of stages A and B, (2) MTDs-A and MTDs-B mostly initiated in the free gas domain and when occurring within the GHSZ, are extremely surficial in comparison with the depth of the BGHSZ (**Fig. V.21**). Linking those MTDs to gas hydrate dissociation is thus not a convincing possibility. This modelling also shows that MTDs-C initiate during a complex period of balancing of the GHSZ associated with the sea-level variations that occurred after -20 ka and the final reconnection of the Black Sea with the Mediterranean at -9 ka (**Fig. V.21**). Consequently, this stage C could be related to GH dissociation phases particularly the most dramatic one related to the resalinisation of the Black Sea, but the large uncertainty in the exact timing of this last event prevents any definitive conclusion in terms of cause and effect. By the way, MTDs-C are the thinnest MTDs that we observed, rooted well above the successive modelled BGHSZ (**Fig. V.21**). This observation allows us to definitively set aside a catastrophic scenario that we might have envisaged for this period of major environmental change and leads us to minimize the catastrophic *Clathrate gun* hypothesis (Kennett et al., 2003), which argues a massive gas emission directly in the ocean, and a predisposition of slope sediment instabilities.

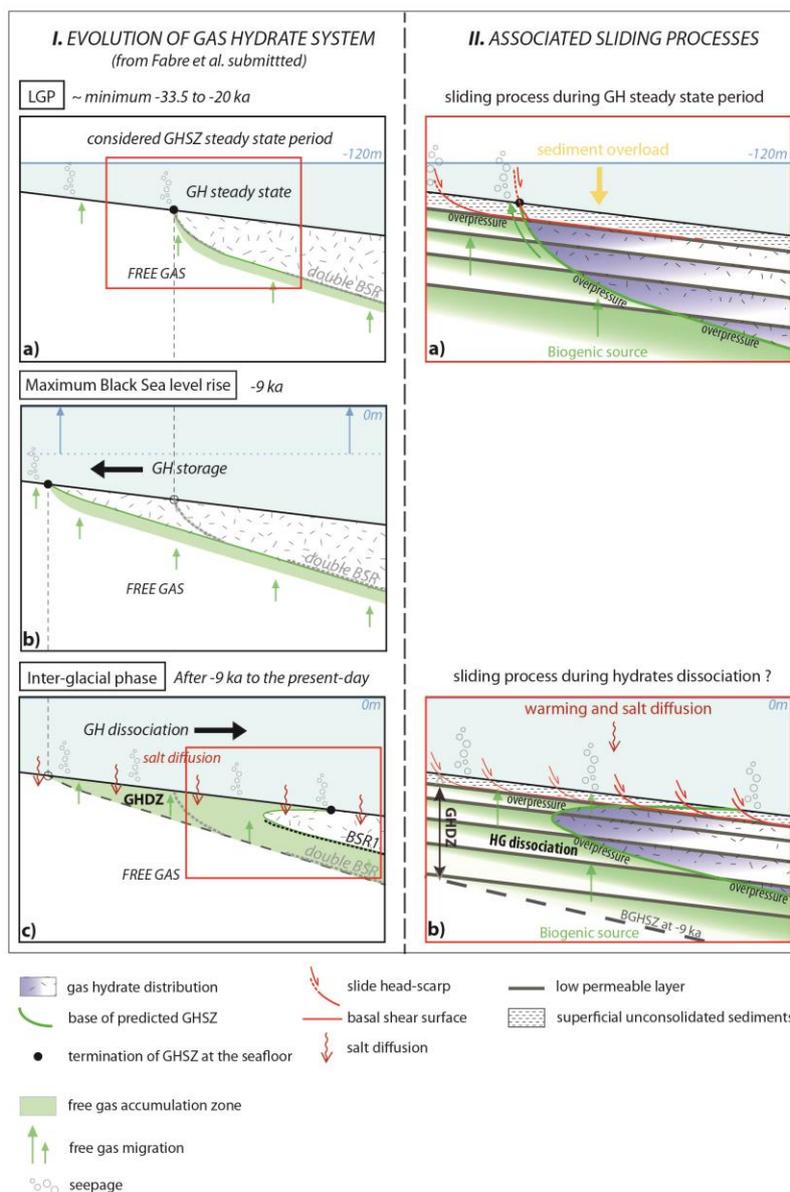


Figure V.21: Conceptual model representing the evolution of the GHSZ since the last glacial period given by the position of a double BSR (from Fabre et al., submitted), and proposition of sliding mechanisms to explain the sliding stages A, B (II.a) and C (II.b).

IX.3.2. The effect of free gas

An increase in fluid overpressure in gas-hosting sediments can be a triggering factor of sediment deformations leading to sliding initiation (Flemings et al., 2008; Lafuerza et al., 2003, 2012; Plaza-Faverola et al., 2011; Talukder, 2012 ; Berndt et al., 2012 ; Riboulot et al., 2013). Excess pore pressure generation can originate from different external factors, related to: 1) an increase in hydrostatic pressure in response to a sea-level rise; 2) rapid sedimentation especially during lowstand periods when sediment overload can compact gas-hosting sediments; 3) relative sea-level changes, during which the modification of hydrostatic

pressure significantly affects the timing and periodicity of gas emissions (Sultan et al., 2020), particularly through the exsolution process which favours gas expulsion from sediments during the stages of sea-level fall. An increase in the gas volumes of fluid reservoirs and the formation of gas bubbles may have induced a local fluid pore pressure increase with possible consequences on surficial sediment softening (Lafuerza et al., 2009, 2012; Riboulot et al., 2013, 2019).

As gas exsolution following a drastic sea-level drop may have occurred between -17.2 ka and -15.7 ka (Soulet et al., 2013) (**Fig. V.19A**), it is expected to have played a role in the latest sliding stage C. Excess pore pressure generation must also be considered as a triggering factor for slides A and B which occurred during an acceleration of sediment accumulation rate (**Fig. V.19B and Fig. V.S1 in Supplementary Data**) particularly on the shelf edge and along canyon flanks during the supposed connection of the Viteaz Canyon with the Danube River.

Lastly, instabilities on canyon flanks may be facilitated by the high content of shallow gas as suggested by Riedel et al. (2021). In the study area, gas emissions are ubiquitous within a sector extending between 200 m and 1000 m water depths and reach a maximum density of acoustic anomalies observed along the canyon paths (**Fig. V.2**). This configuration questions the influence of combined canyon incision and fluid overpressure on the triggering of slope instability on the canyon flanks as already demonstrated by Lacoste et al. (2012) through experimental and analytical modelling.

IX.3.3. Possible tectonic controls

Firstly, active tectonics and the release of seismic energy during earthquakes can cause slope instability (Pope et al., 2017). Based on an earthquake catalogue compilation by USGS (*United States Geological Survey* <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>), and SHARE (<http://www.share-eu.org>), we note that some earthquakes occurred in vicinity of the study area during the 1000-2022 period. Lower magnitude earthquakes ($M=2.8$ to 4) were recorded closer to the shelf break on the Romanian outer shelf at a minimum distance of 20 km from the initiation zones. One event ($M=4.4$) was recorded in the study zone, on the slope domain, at 1400 m water depth, 20 km from the initiation zone. Moderate earthquakes ($M=3.7$, 4.4 and 4.6) occurred offshore the study area, in the lower slope at a minimum distance of 60 km from the initiation area. Additional higher magnitude events ($M=4$ to 5.5) were recorded in the western Black Sea, particularly offshore Bulgaria and Ukraine, localised more than 100 km

from the study zone. Therefore, paleo-seismic activity can be considered as a possible triggering factor for the slides observed that could explain the synchronicity of sliding during the same event.

Secondly, gravity tectonics affected the study area. Pre-Oligocene gravity-driven faults described by Dinu et al. (2002, 2005), Tambrea et al. (2000), Konerding et al. (2010), Munteanu et al. (2011), Matenco et al. (2016) and evidenced by new geophysical data acquired during the GHASS-2 cruise (2021), intersect the seafloor. The extension of these faults on the western Black Sea outer shelf are very close to the identified MTD initiation zones (a few kilometres) (**Fig. V.2**). They correspond to a very well-expressed set of SW-NE normal faults clearly visible on bathymetry and affecting recent sediments with vertical offsets in the order of a few metres to tens of metres. Gravity tectonics and associated block re-adjustments and oversteepening have been proposed to control the location of MTDs in many areas (Loncke et al., 2009; Reis et al., 2010; Brothers et al., 2013). In our case, the MTD initiation areas are not strictly located along those faults, some of the landslides are close to faults, but others are much further away. With these considerations alone, it is very difficult to draw conclusions on the role of paleo-seismicity combined with tectonic activity on slope instabilities.

IX.4. Discussion summary

This study clearly highlights that, despite robust environmental and age models of sliding events since the LGP, identifying slide-controlling factors remains difficult; in many cases, different initiation factors may interact.

Firstly, external factors, such as climate forcing and sea-level fluctuations in the investigated period ranging between the end of the last lowstand period and the beginning of the interglacial period, have led to significant hydrologic implications. During the glacial period, sediment overload from the large drainage of the Danube River watershed (Jipa and Panin 2020), enhanced during the successive HS3 and HS2 North-Atlantic events and the GS4 Greenland Stadial, can lead to slope instability near the shelf edge and particularly for the two most massive sliding events (A and B).

Secondly, in response to rapid sedimentation, we suggest that under-consolidate sediment combined with the presence of dissolved and free gas content along stratigraphic transient reservoirs in surficial sediments, may have favoured overpressure generation below the future shear-basal surfaces of slides A and B.

Thirdly, canyon incision could account for a supplementary predisposing factor in generating large MTDs along the north canyons (**Figs. V.11A and 14A**).

Finally, the sliding stage C occurred either, 1) during the lake-to-marine environment transition, implying a sea-level rise of around 120 m or 2) just following the drastic back-and-forth (2.5 ka long) Black Sea-levels (17,200 and 15,700 ± 300 cal a BP). A conjunction of several factors could have been active and explain this latest slide event. Of the most likely, a re-adjustment of the margin, during sea-level variations, implying re-activation of gravity-driven faults, along active structures largely observed on the shelf (Dinu et al., 2002, 2005; Konerding et al., 2010; Munteanu et al., 2011; Matenco et al., 2016), or gas exsolution following the rapid sea-level fall, leading the free gas contained in sediments to be expelled to the seafloor, generating softening and destabilisation of very surficial layers. The area affected by hydrate dissociation since the LGP is far from the landslide initiation zones, and the mechanism takes place at much greater depth. We do not believe that hydrates can be a factor in this last stage of sliding.

In all the cases, the heterogeneity of sediment succession is probably also a key predisposing factor that controls the formation of gas-transient reservoirs in buried sediments. We propose that gas is stored preferentially inside coarse-grain layers with relatively high permeability properties, explaining the systematic activation of sliding events along very surficial and specific layers.

X. CONCLUSION

Analysis of multiresolution geophysical data (GHASS and GHASS2 cruises) acquired in 2015 and 2021 correlated with published core-derived age model establish the first high resolution mapping and dating of the MTDs that occurred on the upper slope of Romanian Black Sea margin since the LGP. Many slope failures occur near the Danube-related canyons, in a domain where gas escapes and GH dissociation are very active, arguing the link between both processes and eventual associated risks.

Our chronostratigraphic study of the Pleistocene-Holocene landslides demonstrates that the response of sediments to GH decomposition is far from being straightforward. We show that the two major sliding events occurred during a fresh-water lake lowstand period close to the gas hydrate occurrence zone but during a steady state GH stability conditions. The cumulative

effects of sediment overload, excess pore pressure, canyon erosion and potentially tectonic effect may cause them. Slope over steepening along reactivated canyons may also play a local role. During this period, the effect of free gas could relate to fluid overpressure in transient stratigraphic reservoirs allowing the development of the observed stratigraphic detachment planes.

The last instability stage age range between 15,800 and 8,080 cal BP, a period that underwent severe environmental changes, with a short and abrupt drainage cycle of the Fennoscandian Ice Sheet into the Black Sea watershed (17,200 - 15,700 ± 300 cal a BP) was immediately followed by a sea-level drop and a more definitive reconnection and salinization at -9 ka (Soulet et al., 2011b). A plausible mechanism at the origin of the landslide could be the presence of free and dissolved gas in the identified coarse-grain layers. We also cannot exclude that reactivation of tectonic trends due to dramatic changes in water-mass body load could have promoted the observed slope instabilities.

We show that as opposed to many models predicting sliding along the BGHSZ, the basal shear surfaces of the landslides are very surficial inside and especially outside the GHSZ. The free gas/hydrate interface do not acted as a failure surface. The correlation of our chrono-stratigraphic study with the spatio-temporal dynamic modelling of the evolution of the GHSZ since the LGP was the key to better understanding the role of GHs on submarine marine instability along the slope of the Romanian margin.

Acknowledgments

The support of the officers and crew during the GHASS (2015) and GHASS-2 (2021) cruises on board R/V Pourquoi Pas? was greatly appreciated, as was the dedication of the Genavir and Ifremer technical staff during the cruise. We are grateful to the seismic data processing team Y. Thomas, P. Dupont, E. Thereau, B. Marsset, at the IFREMER Research Institute; We thank N. Sultan for providing insightful comments on fluid migration processes. We thank R. Jatiaux, G. Ballas for invaluable discussions at various stages of this work; We thank members of CEFREM laboratory from the University of Perpignan for our multiple scientific discussions. We thank G. Soulet and S. Toucanne for discussion about the core GAS-CS01 description and model-age information. We thank A. Chalm for revision of the English language and anonymous reviewers for their helpful comments, which greatly helped to improve the manuscript. This work was funded by the BLAME project sponsored by the French National

Research Agency (ANR-18-CE01-0007) and supported by the CEFREM laboratory of University of Perpignan Via Domitia, and by the scientific consortium Geo-Ocean UMR6538 CNRS-Ifremer-UBO-UBS.

XI. SUPPLEMENTAL DATA

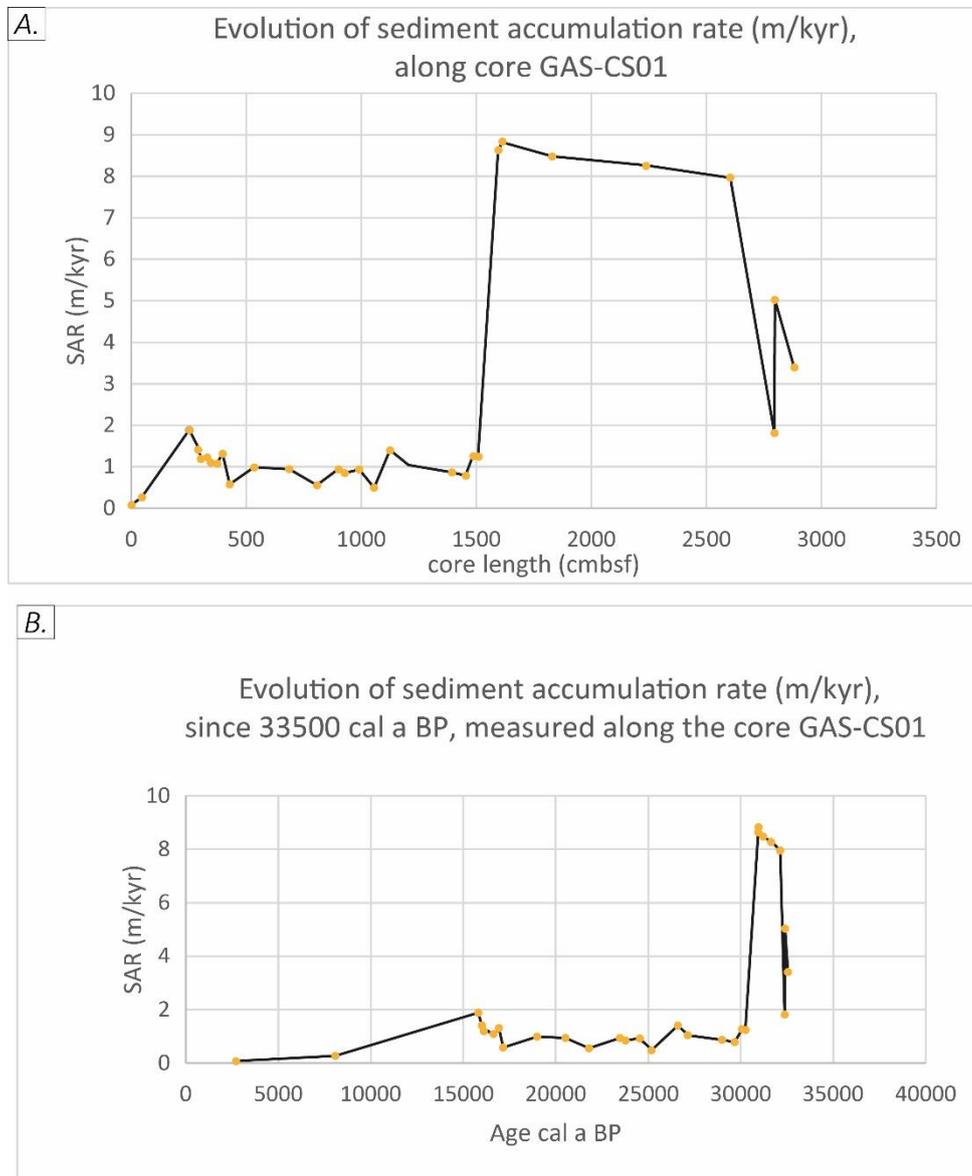


Figure V.S1: A.: Evolution of sediment accumulation rates (SAR) (m/kyr) at site GAS-CS01, measured along the core GAS-CS01. B. Evolution of sediment accumulation rates (SAR) (m/kyr) at site GAS-CS01, estimated since the last 33,500 years.

XII. CONCLUSION DE L'ARTICLE

La mise à disposition de données de **sismique réflexion multi-résolution** acquises sur la zone roumaine de la mer Noire (données GHASS et GHASS 2), permettent de mettre en évidence la forte **réurrence d'unités de masses glissés intercalées dans les séries sédimentaires litées**. Dans l'objectif de rendre compte de l'étendue de ce type de dépôts et de tenter de comprendre la cause de leur présence, j'ai entrepris une **cartographie haute résolution des évènements glissés les plus superficiels**.

-**La corrélation des données géophysiques avec une carotte sédimentaire** (GAS-CS01) collectée sur le rebord de plateau a révélé que l'ensemble des glissements superficiels étaient issus de **3 stades de glissements survenus depuis les 33 500 dernières années** (Martinez-Lamas et al., 2020) : un premier stade A daté à -33.5 ka, un second stade B daté entre [-26.6 ka et -25.2 ka] et un troisième stade C daté entre [-15.8 et -8 ka].

- **La modélisation de la Zone de Stabilité des Hydrates de Gaz (ZSHG) nouvellement effectuée a ensuite permis de replacer le timing des glissements identifiés dans la dynamique du système gaz-libre/hydrates depuis le dernier glaciaire**.

- L'un des résultats clés de l'étude est que **le lien entre le déclenchement des glissements observés et la dissociation d'hydrates est, dans le cas de la marge nord-ouest de la mer Noire, difficilement démontrable, et n'est manifestement pas le facteur déclencheur principal des ruptures de pente observées**. Notre prise de position à ce sujet s'appuie sur les datations des glissements établies dans cette étude, qui montrent **qu'un grand nombre de cicatrices de glissement visibles sur le fond marin ainsi que deux des grands stades de glissements observés sur la bathymétrie se forment bien antérieurement à la phase de dissociation récente des hydrates**. Leur origine est discutée et peut être attribuée à plusieurs facteurs prédisposant tels que la **surcharge sédimentaire** en contexte de bas niveau, ou encore des **processus érosifs** dans un système sédimentaire fortement incisé par les canyons. Un dernier stade apparaît durant la période au cours de laquelle la stabilité des hydrates a subi les changements les plus spectaculaires associés aux variations du niveau de la mer qui se sont produites après -20 ka et à la reconnexion finale de la mer Noire avec la Méditerranée à -9 ka. Mais **la grande incertitude quant à la chronologie exacte de ce dernier événement empêche toute conclusion définitive sur le rôle de la dissociation des hydrates**. Par ailleurs,

ce dernier stade compte les MTDs les plus minces que nous ayons observés, enracinés bien au-dessus des bases de la ZSHG modélisées successivement.

- Face à la diversité des facteurs déclenchants ou prédisposant existants, **il est donc difficile d'attribuer la dissociation des hydrates comme facteur primaire de ce dernier stade**, et plus généralement, de déterminer **une source unique à l'origine des glissements sur les pentes des marges passives, où plusieurs processus (sédimentaire, érosif, tectonique, ou fluides) peuvent interagir.**

En revanche, la présence de gaz bien démontrée par les fortes amplitudes ou masques acoustiques sur les données géophysiques peut être pressentie comme prédisposant au déclenchement d'instabilités. Le gaz en réponse à des facteurs externes (surcharge sédimentaire ou fluctuations du niveau marin) peut générer la formation de **zones en surpression sous des niveaux de faible perméabilité et provoquer l'activation de plans de décollement** là aussi bien identifiés sur la zone, mais peut également engendrer de **l'hydrofracturation, par processus d'exsolution en cas de dépressurisation du milieu** (suite à une chute du niveau marin) permettant au gaz de remonter vers la colonne d'eau.

D'autres facteurs déclenchants, tels qu'une activité sismologique, un ré-ajustement isostatique de la marge en réponse aux périodes de charge et décharge des masses d'eaux, sont discutés mais ici difficilement démontrables.

Ces suites d'observations permettent d'écarter définitivement un scénario catastrophique que l'on aurait pu envisager pour cette période de changement environnemental majeur et conduit à minimiser l'hypothèse catastrophiste du « Clathrate gun » (Kennett et al., 2003), qui plaide pour une émission massive de gaz directement dans l'océan, et une prédisposition aux instabilités sédimentaires de pente en réponse à la dissociation des hydrates.

CHAPITRE VI

CARACTERISATION ET FONCTIONNEMENT DU SYSTEME GAZ-LIBRE/HYDRATES SUR LA MARGE NORD-OUEST DE LA MER NOIRE

I. INTRODUCTION

Un système fluide peut être défini par la nature des fluides, par les différents compartiments qui le composent, un ou des niveaux sources, des chemins de migrations, des rétentions et des expressions morphologiques en surface. Ces différents compartiments ne sont pas cloisonnés et les interactions entre ceux-ci sont constantes, ce qui fait des systèmes fluides des systèmes dynamiques complexes. Afin de mieux comprendre la dynamique fluides sur la marge nord-ouest de la mer Noire, il est nécessaire de caractériser le système gaz-libre/hydrates dans son ensemble.

La marge Nord-ouest de la mer Noire est une zone caractérisée par une architecture sédimentaire complexe, en lien avec le développement des systèmes deltaïques des fleuves du Danube et du Dniepr et dès le Plio-Quaternaire (de Leeuw et al., 2018 ; Nikishin et al., 2003). Alors qu'ils incisent et génèrent le creusement des systèmes de canyons sur le rebord de plateau, c'est également eux qui fournissent l'essentiel des sédiments sur la pente et le domaine de bassin et contribuent au modelage de la marge tel qu'elle existe aujourd'hui. Les édifices chenal-levées laissés par le développement et la migration des deltas profonds du Dniepr et du Danube au cours du temps, donnent lieu à des géométries variables et discontinues qui se succèdent verticalement et latéralement (Winguth et al., 2000 ; Popescu, 2002 ; Popescu et al., 2001). Aux canyons et épaisses levées développées sur les flancs de canyons se juxtaposent des géométries érosives de paléo-chenaux comblés (Popescu, 2002). Les MTDs sont également largement représentés sur la zone (Marsset et al., 2022) ; de dimensions et d'âges variables, ils participent ainsi à l'édification sédimentaire de la marge. Sur le plateau, faiblement incisé et appauvris en sédiments, la présence de failles gravitaires façonne la morphologie du fond marin en formant des grandes structures en marches d'escalier (Konerding et al., 2010 ; Dinu et al., 2003 ; Munteanu et al., 2012 ; Matenco et al., 2016).

Face à l'hétérogénéité dans la manière dont se répartissent les sédiments du plateau au bassin nous nous questionnons sur le contrôle de l'architecture sédimentaire et de la structure de la marge sur les zones de stockage, les chemins de migration et la distribution des zones d'expulsion du gaz sur la marge ?

A travers l'étude (1) des anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau, (2) de leurs associations avec la géomorphologie des fonds marins, (3) de la distribution du toit du gaz dans et hors zone à hydrates, (4) de la géométrie du sous-sol et les anomalies acoustiques présentes sur les données sismiques multi-résolution, l'objectif de ce chapitre est donc de caractériser le système actuel gaz-libre/hydrates à l'échelle de la marge, en traquant également les possible indices de dynamique passée. Cette analyse nous a permis de définir différents « secteurs » que nous pensions représentatifs de la marge, dominés par des architectures sédimentaires, situations structurales et mécanismes de dégazage assez distincts.

Nous introduirons ce chapitre par une présentation des cartes de distribution des hydrates et du gaz, établies à partir des jeux de données complets GHASS et GHASS2, suivie d'une description dans le détail des différents « secteurs » identifiés, dans le but de proposer une synthèse globale de fonctionnement du système gaz-libre/hydrates à l'échelle de la marge.

II. DISTRIBUTION DU SYSTEME « GAZ-LIBRE/HYDRATES » SUR LA MARGE ROUMAINE DE LA MER NOIRE

II.1. Cartographie du domaine à Hydrates

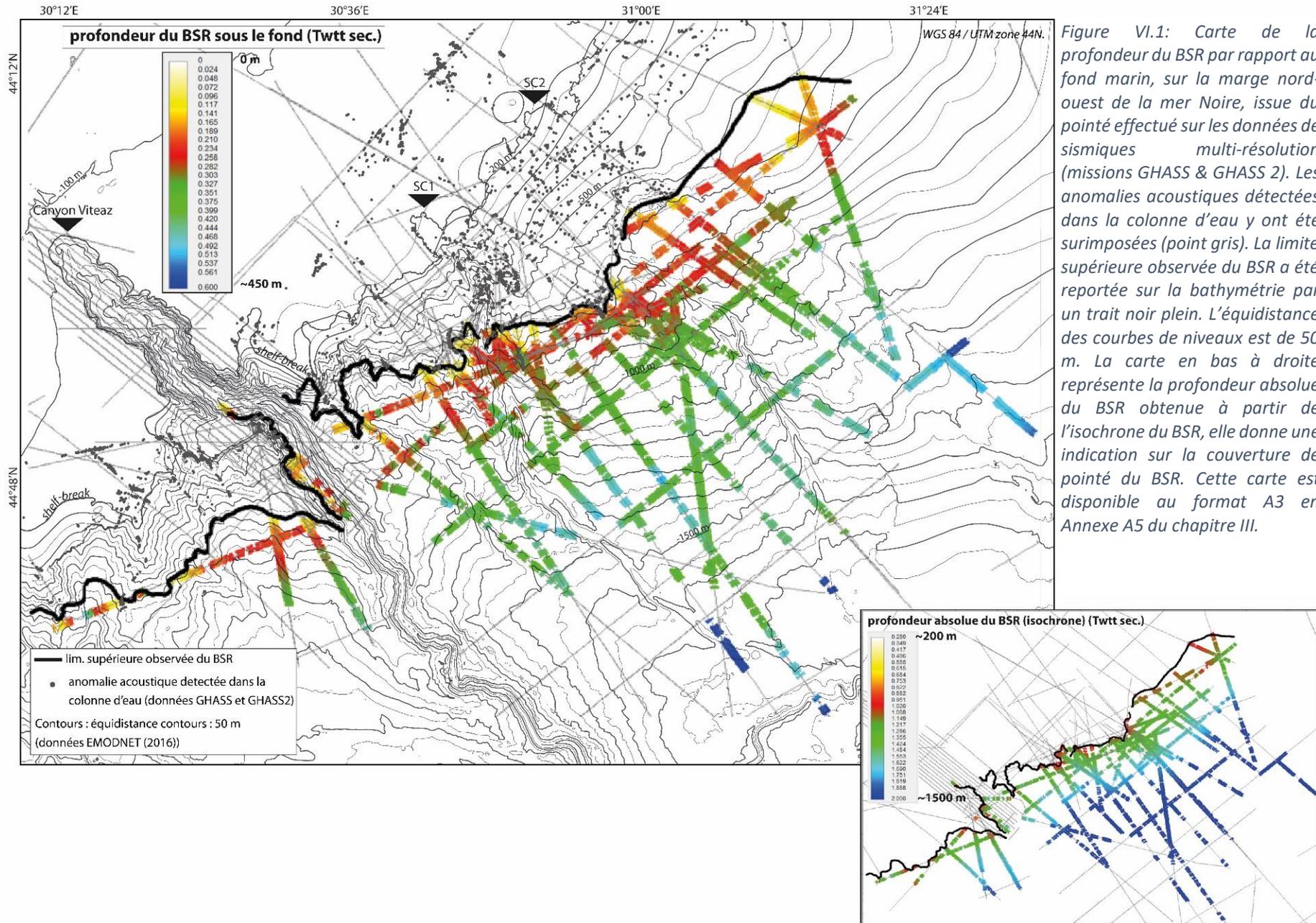
Dans l'objectif de caractériser le système gaz-libre/hydrates, la cartographie de l'actuelle base de la Zone de Stabilité des Hydrates de Gaz (ZSHG) a été réactualisée. Celle-ci complète la cartographie réalisée par Popescu et al., 2006, en poursuivant le pointé du BSR sur les nouvelles données GHASS et GHASS-2 (Fig. VI.1). *Pour plus d'information concernant la méthodologie de la cartographie du domaine à Hydrates, se référer au Chapitre III Matériels et Méthodes, section II.2.2.*

La carte de la profondeur de la base observée des hydrates, donnée par l'isochrone du BSR par rapport au fond de mer, montre une vaste zone à hydrates, qui s'étend à partir d'environ 700 m de profondeur d'eau et s'approfondit vers le large. Ceci est cohérent avec la base théorique de stabilité des hydrates sur cette marge Roumaine de la mer Noire calculée par Riboulot et al. (2017), qui définit la limite supérieure de la ZSHG en mer Noire à -660 m. La zone située en amont du biseau des hydrates définit l'actuel domaine de gaz libre.

II.2. Cartographie du toit du gaz

Les récentes campagnes GHASS (2015) et GHASS2 (2021) qui ont eu lieu sur la marge nord-ouest de la mer Noire permettent d'avoir une bonne couverture de la zone d'étude avec des données sismiques multi-résolutions. L'échantillonnage des données sismiques a rendu possible la réalisation d'une cartographie détaillée du toit du gaz dans les sédiments à l'échelle de la marge (Fig.VI.2). La profondeur du toit du gaz par rapport au fond de mer, est définie en traquant les différentes signatures acoustiques des sédiments riches en gaz (masques acoustiques, fortes amplitudes, polarités inversées au toit, paquets de réflecteurs fortes amplitudes associées au BSR). *Pour plus d'informations concernant le pointé du toit du gaz, se référer au Chapitre III Matériels et Méthodes, section II.2.2).*

Au total, cette cartographie documente la marge Roumaine au large du Danube sur près de 2500 km². Elle met en évidence la présence de gaz sur l'ensemble de la marge avec un toit du gaz globalement très superficiel en domaine de plateau spécialement, mais également en haut de pente, dépassant rarement 100 m de profondeur sous le fond de mer. Dans la zone à hydrates de gaz, dès 700 m de profondeur d'eau, le toit du gaz s'approfondit progressivement vers le large, contraint par la base de la couche à hydrates. Seuls deux cas isolés montrent un toit du gaz très superficiel à l'intérieur de la zone à hydrates : la zone de la « crête » et la zone des « volcans de boue » (Fig. VI.2).



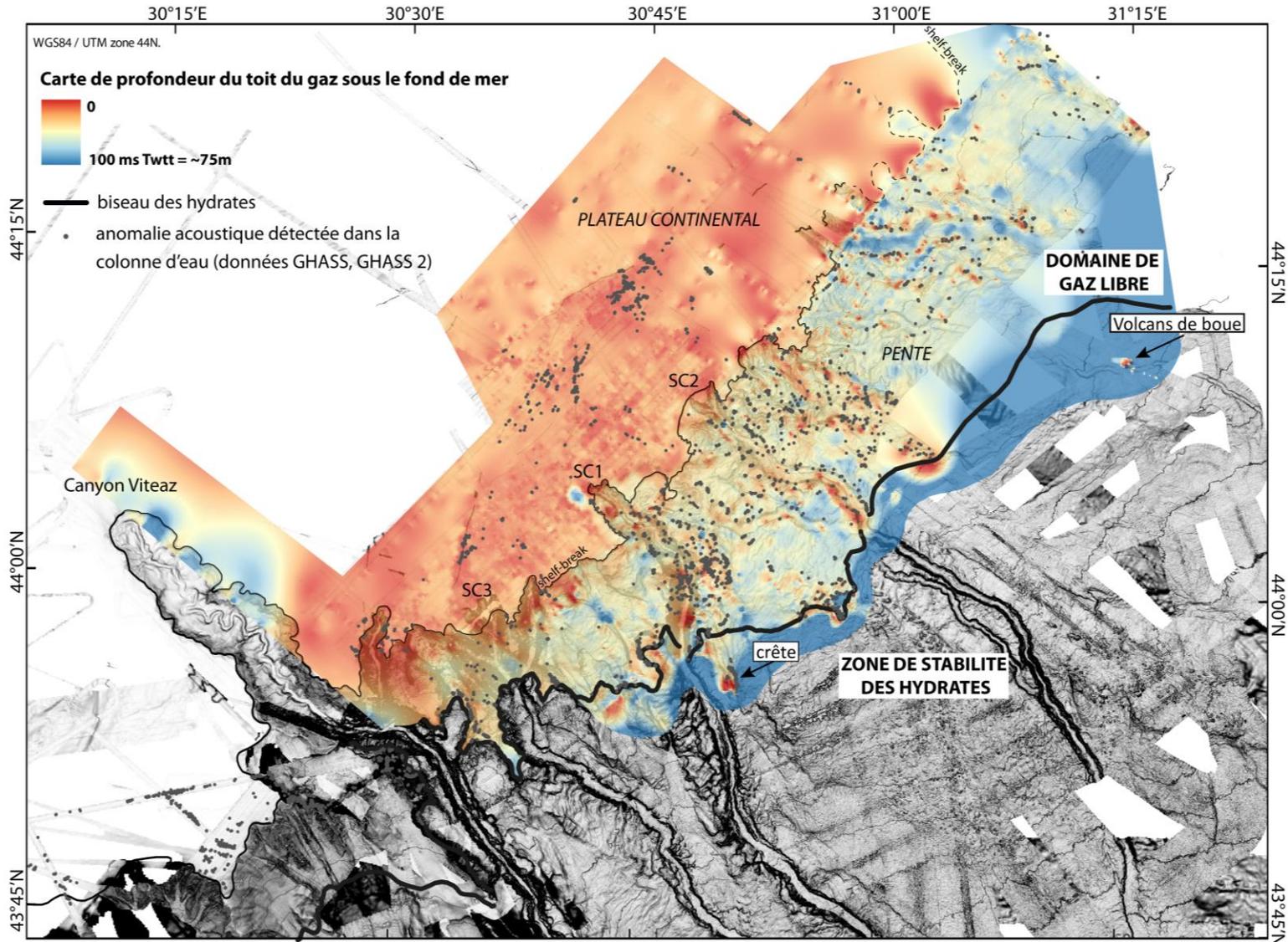


Figure VI.2 : Carte de la profondeur du toit du gaz par rapport au fond marin, sur la marge nord-ouest de la mer Noire, issue du pointé effectué sur les données de sismiques multi-résolution (missions GHASS & GHASS 2). Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau y ont été surimposées (point gris). Le biseau des hydrates, obtenu à partir de la terminaison de la position observée du BSR sur les données sismiques est représenté par un trait noir épais, et distingue le domaine de gaz libre et le domaine de stabilité des hydrates. La carte de pente utilisée correspond à une compilation des données GHASS, GHASS2 et EMODNET. La carte non interpolée en A3 est disponible en Annexe A6 du Chapitre III Matériels et Méthodes.

III. SECTORISATION DU FONCTIONNEMENT DU SYSTEME « GAZ-LIBRE/HYDRATES » SUR LA MARGE ROUMAINE DE LA MER NOIRE

Six secteurs d'émission de fluides ont été identifiés comme étant représentatifs du fonctionnement du système fluides à l'échelle de la marge, depuis la zone de plateau continental jusqu'au bas de pente, au-delà de 1500 m de profondeur d'eau (Fig. VI.3). Trois secteurs sont dans la zone à hydrates de gaz, trois secteurs dans la zone à gaz libre et le dernier, le secteur « transition », à l'interface hydrates/gaz libre. Nous décrivons les 6 secteurs de ce continuum hydrates/gaz libre par type de fonctionnement :

Dans la zone à gaz libre, la dynamique fluides des secteurs, « transition » et « haut de pente » semblent être contrôlée par des morphologies enfouies; le secteur « incisions » situé dans le domaine de haut de pente est contrôlé par la présence de nombreux canyons et des cicatrices de glissement qui impriment le fond de mer sur lesquels s'alignent des sorties de fluides. Le secteur « plateau » est associé à un réseau de failles récentes le long desquelles s'alignent de nombreux suintements sur le fond. Enfin, les secteurs de « crête » et « volcans de boue » sont les seules zones avec indices de sorties de fluides actives dans l'actuelle zone à hydrates.

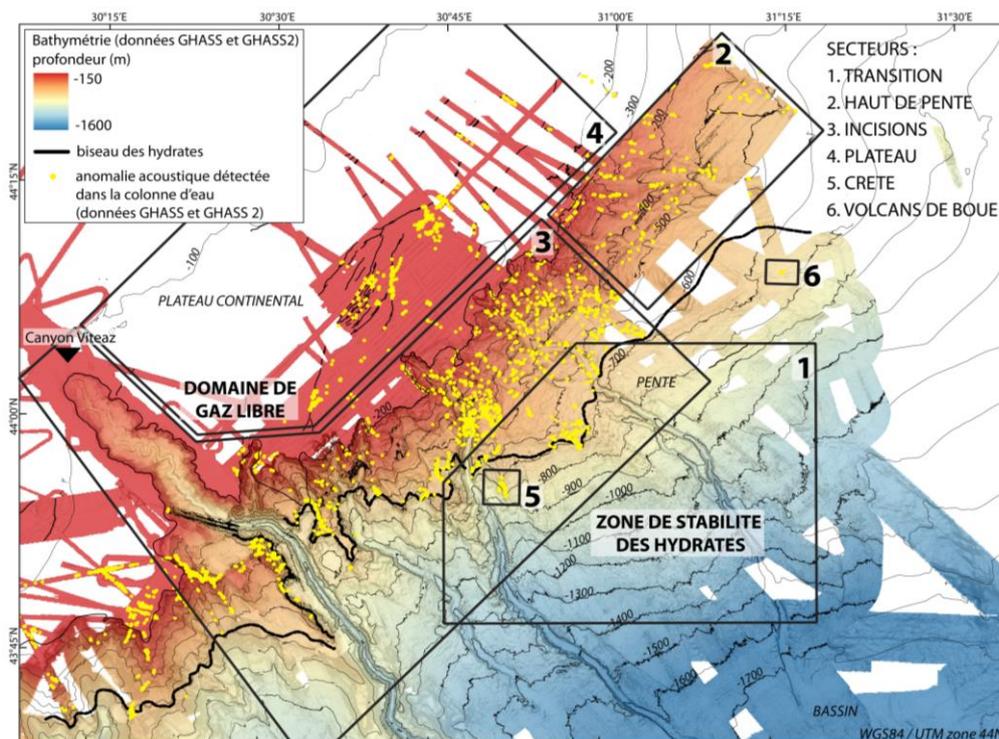


Figure VI.3 : Définition des différents secteurs que nous proposons de commenter. La limite de stabilité des hydrates de gaz est indiquée par le trait continu plein, les anomalies acoustiques reconnues dans les données colonne d'eau en jaune (données GHASS et GHASS 2). La

carte de pente utilisée correspond à une compilation des données GHASS, GHASS2 et EMODNET. Les failles du domaine de plateau continental ont été surlignées en noir.

Avant de débiter la description des différents secteurs, il convient de faire un bref rappel des unités stratigraphiques identifiées sur la zone, nécessaire pour illustrer nos observations.

La succession stratigraphique qui figure dans l'étude présentée en chapitre V nous sert de base solide (Fig. VI.4). Sur la base chronologique de mise en place des différents stades de glissements, et de la position des réflecteurs régionaux datés R2 (-33.5 ka), R3 (-25.2 ka), et R4 (-8 ka), plusieurs unités ont été définies **U3**, **U4**, **U5**. Celles-ci se caractérisent par des réflecteurs continus et concordants, montrant des épaisseurs de plus en plus faibles verticalement (Fig. VI.4).

Ces 3 unités correspondent à la succession sédimentaire déposée depuis la dernière période glaciaire, délimitée à la base par **R2**, un réflecteur clé daté à -33.5 ka, car il correspond latéralement à la base du dernier complexe moderne du Danube. Cette limite temporelle **R2** propagée sur l'ensemble de la zone d'étude permet en premier lieu de replacer (1) la position du dernier glaciaire, i.e. d'un bas niveau marin, et (2) les positions stratigraphiques des unités sédimentaires **U3**, **U4**, **U5** qui la surmontent. Les unités **U2** et **U1** sous-jacentes n'ont pas fait l'objet d'une corrélation aussi poussée sur la zone, c'est pourquoi, nous indiquerons par « **U0** » l'ensemble des unités anciennes et non datées, antérieures à **U3** (i.e. sous R2). Dans le cas où des sous-unités sont identifiées, elles apparaîtront sous le nom de **U0-1**, **U0-2**, etc. sans présenter de corrélation quelconque avec les autres secteurs étudiés.

Les unités **U3**, **U4** et **U5** ont pu être corrélées avec la carotte CS01 localisée en haut de plateau, permettant de retracer la nature lithologique de chacune d'entre elles (Fig. VI.5). Leur enchainement vertical englobe la série sédimentaire de Ross et Degens (1974) qui décrit un changement des conditions lacustres (représentées par l'unité III argileuse, déposée avant 8080 ± 250 cal a. BP selon Soulet et al., 2011) vers des conditions marines (qui débutent avec le dépôt de l'unité II de sapropèles jusqu'à 2720 ± 160 cal a. BP, puis recouvertes par l'unité I, à coccolithophores).

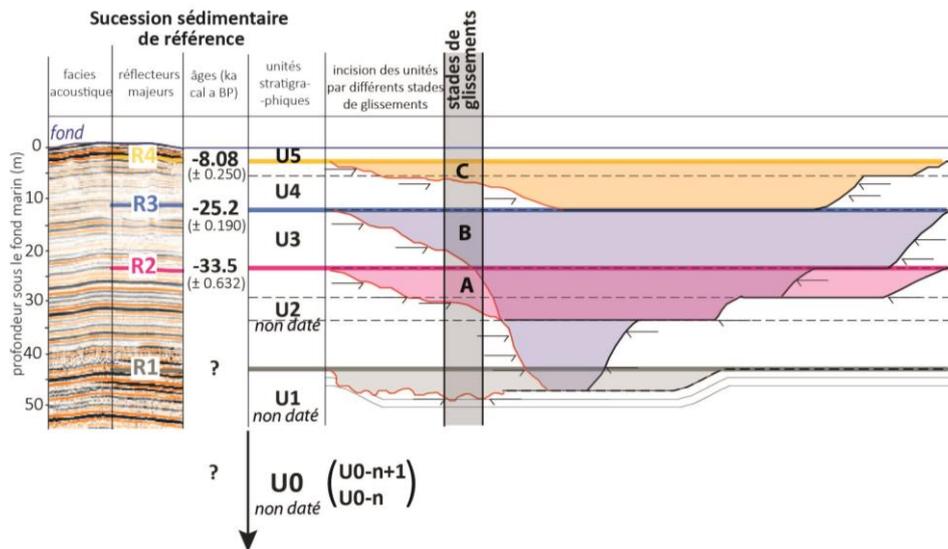


Figure VI.4 : série stratigraphique de référence de la zone d'étude. Les unités datées correspondent aux unités U3, U4, et U5, déposées depuis le dernier glaciaire, contrairement aux unités non datées U2, U1 et U0 plus anciennes (Figure modifiée et tirée du chapitre V).

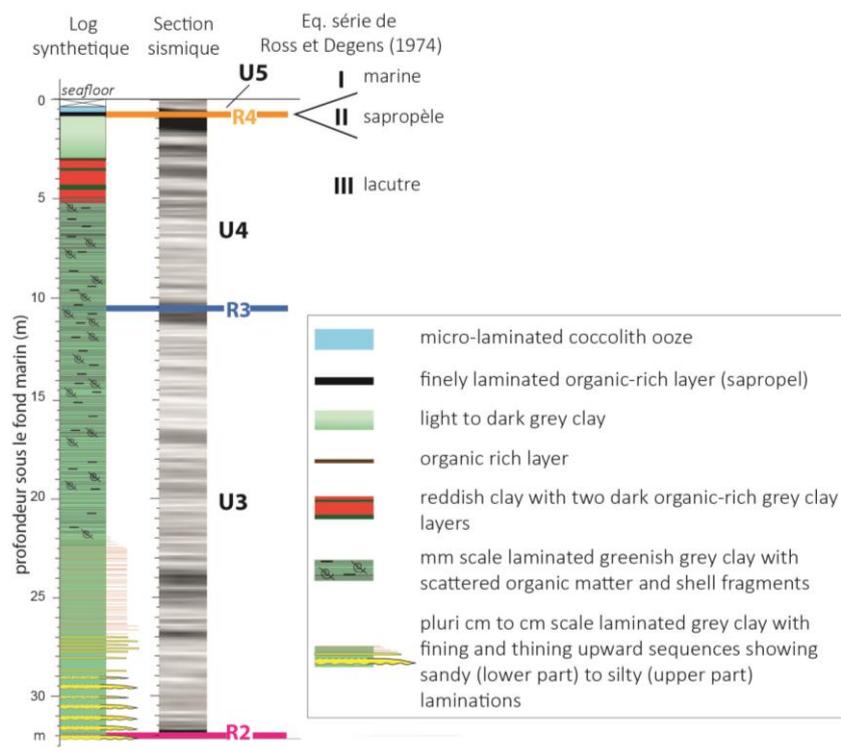


Figure VI.5 : corrélation des réflecteurs régionaux R2, R3, R4 et des unités stratigraphiques identifiées ; basée sur les travaux de corrélation réalisée avec la carotte CS01, localisée sous le rebord de plateau (Figure modifiée et tirée du chapitre V). La numérotation des unités I, II, et III de Ross et Degens, 1974 a également été reportée.

III.1. Contrôle des morphologies enfouies sur la circulation du gaz, les zones de stockage et la distribution des sorties de fluide

III.1.1. Exemple du secteur « TRANSITION », contrôlé par une masse glissée d'extension régionale

III.1.1.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluide

Le secteur « Transition » s'étend sur l'ensemble de la pente de la marge. Il a été défini comme le domaine de transition entre la ZSHG et la zone à gaz libre (Fig. VI.6). Dans ce secteur, une région dominée par la présence d'un dépôt de masse transportée (masse glissée anté-R2 décrite par Marsset et al., 2022) a particulièrement retenu notre attention car les chemins de migration des fluides y sont bien définis. Ce glissement enfoui est encore visible sur les données bathymétriques entre 600 m et 1500m de profondeur d'eau, où le fond de mer semble fortement perturbé par la présence de petits reliefs positifs en forme de monticules (Fig. VI.6). C'est à leurs apex que se concentrent des panaches acoustiques (interprétés comme étant des sorties de fluides) détectés dans la colonne d'eau, particulièrement à la transition hydrates/gaz libre (Fig. VI.6). La trace de la cicatrice d'arrachement enfouie n'a pas été observée sur les données bathymétriques ; elle entaille probablement le rebord de plateau au nord de la zone d'étude présentée ici.

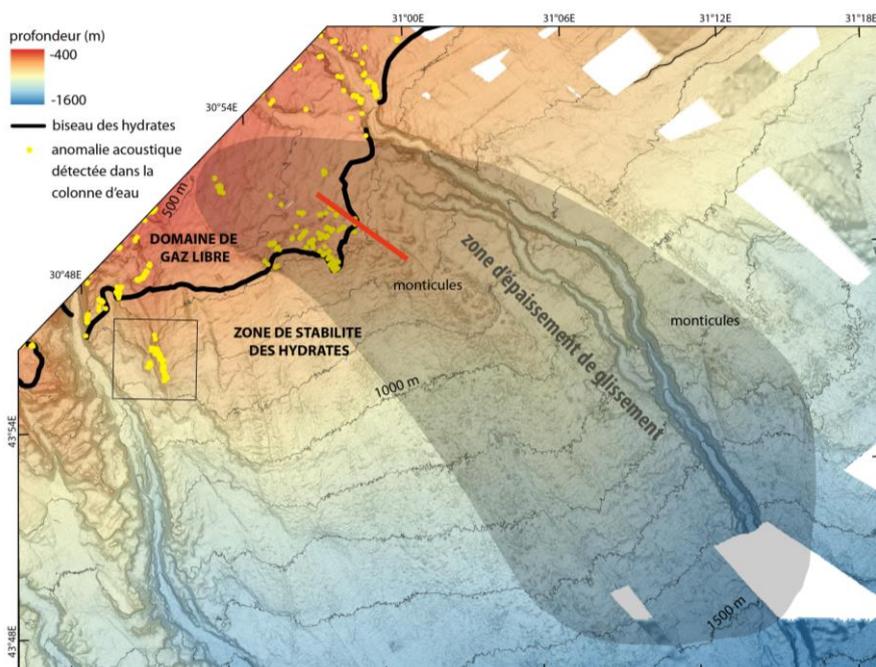


Figure VI.6 : Zoom sur la bathymétrie du secteur « transition » (données GHASS et GHASS 2). La langue grise représente la zone d'épaissement du glissement, marquée par des monticules sur le fond marin. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points jaunes (données GHASS et GHASS 2). La terminaison supérieure de la ZSHG, donnée par le biseau du BSR sur le fond marin est indiquée par un trait noir continu et plein. Sur cette figure a été reportée d'un trait rouge la localisation du profil présenté en Figure

VI.7.

III.1.1.2. Géométrie et architecture sédimentaire proche des zones de dégazage

La présence d'un dépôt de masse transportée ancienne (MTD) est visible sur les données sismiques à travers la présence en profondeur d'une unité au faciès chaotique voire transparent, d'épaisseur latérale variable (**MTD4** sur Fig. VI.7). La base du MTD tronque les unités sourdes sous-jacentes (**U0** sur Fig. VI.7) caractérisées par un empilement vertical de réflecteurs de forte amplitude à la base du MTD (Fig. VI.7). Le sommet de ce MTD se trouve à différentes profondeurs sous le fond marin, entre 50 et 100 m, et son épaisseur varie de 20 à ~500 mètres, en augmentant en allant vers le large et vers l'est. Une vision en coupe de ce MTD permet de constater que les monticules visibles en haut de pente se situent à l'aplomb d'une zone d'épaississement du MTD, au droit de toits de blocs basculés et d'un bourrelet compressif (voir localisation des *monticules faillés* sur Fig. VI.7). Des séries litées concordantes postérieures au MTD (**U1** et **U2** sur Fig. VI.7), et des lentilles de remplissage interprétées comme des turbidites, comblent partiellement les micro-bassins formés au niveau du bourrelet compressif (**MTDA** sur Fig. VI.7). Un relief hérité du MTD sous-jacent subsiste en fond de mer (Fig. VI.7). Parmi ces séries sédimentaires plus récentes, l'unité la plus superficielle constitue les derniers sédiments déposés sur la marge depuis le dernier glaciaire (voir réflecteur daté **R2**, et **U3+U4+U5** sur Fig. VI.7) et présente une géométrie globalement isopaque dans ce secteur. Des discontinuités verticales affectent cette dernière unité aux sommets des monticules (Fig. VI.7, encarts 1, 2, 3, 4). Elles affectent la pile sédimentaire depuis le fond marin jusqu'au toit du MTD au maximum (Fig. VI.7, encarts 1, 2, 3 et 4). Le décalage des réflecteurs, très faible (<1 m à 1,50 m), indique cependant une composante normale, semblant accompagner de légers effondrements des compartiments de « micro-bassins » par rapport aux antiformes hérités du MTD sous-jacent (« monticules faillés » Fig. VI.7).

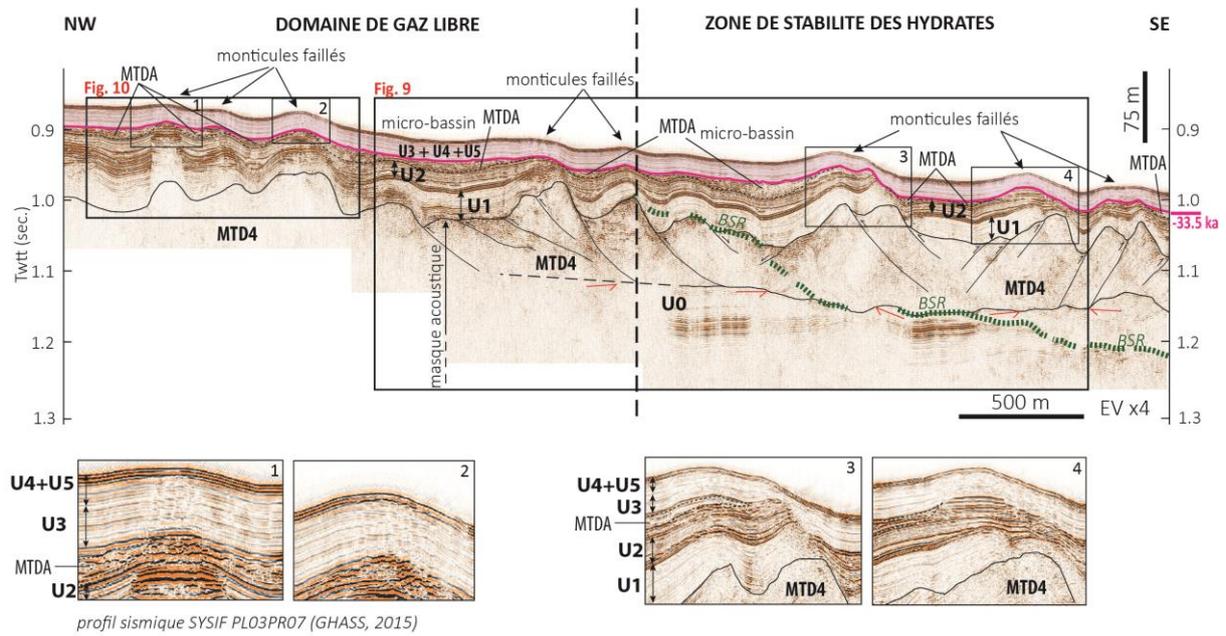


Figure VI.7 : Profil référence du secteur transition. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.6. Les encarts permettent de zoomer sur les hauts bathymétriques faillés dans le domaine de gaz libre (encarts 1 et 2) et dans la zone à hydrates (encarts 3 et 4).

III.1.1.3. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides

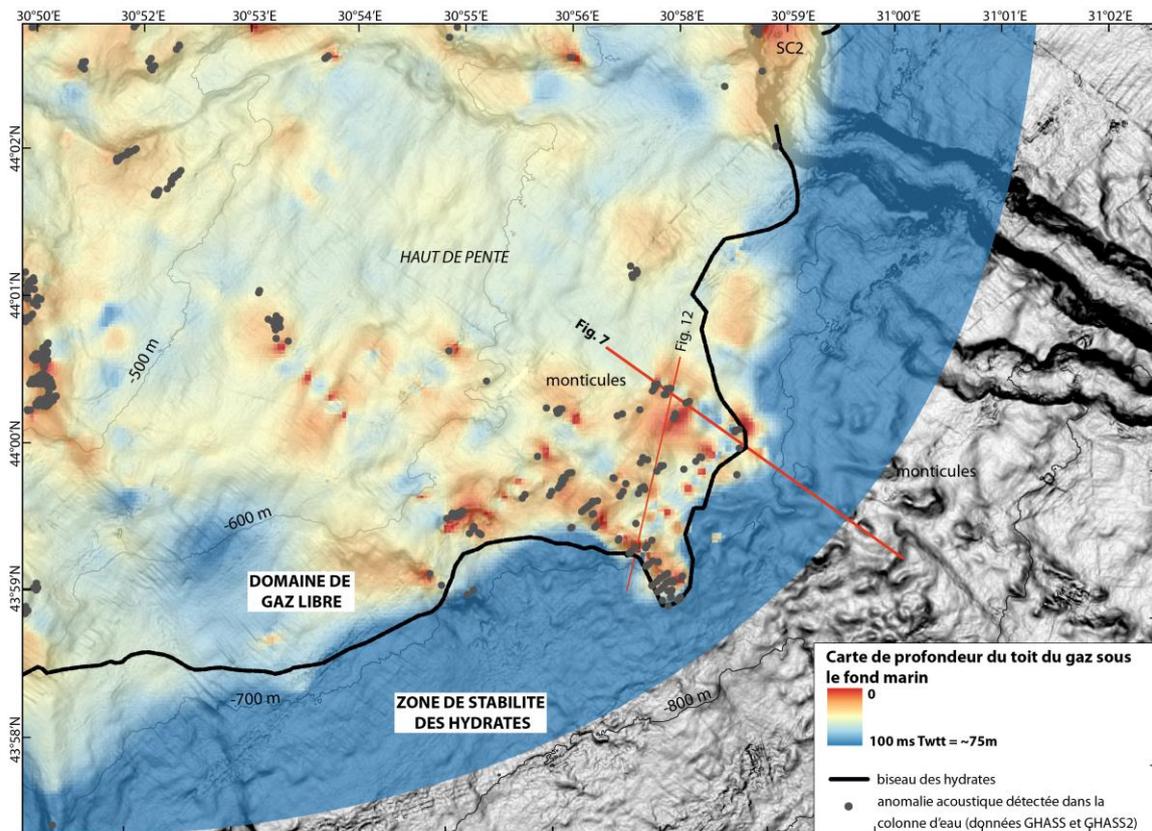


Figure VI.8 : Carte de la position du toit du gaz par rapport au fond marin zoomée sur le secteur « transition ». Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau (données GHASS et GHASS 2) sont représentées par des points gris. Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise

de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III). Le biseau des hydrates correspond à la terminaison supérieure du BSR observé sur les données sismiques.

La carte de la profondeur du toit du gaz par rapport au fond de la mer, établie à partir des données sismiques, montre que le toit du gaz fluctue fortement dans ce secteur (Fig. VI.8). Sa position est au premier ordre dépendante de l'interface hydrates/gaz libre.

Dans la ZSHG située sous la zone de biseau à -660 m de profondeur d'eau, le toit du gaz se confond avec la position observée de la base des hydrates, indiquée par la présence d'un BSR bien continu sur la zone (**BSR** sur Figs. VI.7 et VI.9), et s'approfondit ainsi jusqu'au domaine de bassin (Fig. VI.8). Piégé sous la zone à hydrates, le toit du gaz se matérialise sur les données sismiques par une juxtaposition de réflecteurs de fortes amplitudes à polarités inverses au contact du BSR (**réflecteurs de forte amplitude** sur Fig. VI.9) formant un masque acoustique, qui brouille l'imagerie sismique (données THR issues du SYSIF et du sondeur de sédiments) (Fig. VI.9).

Au niveau du point de biseau des hydrates défini par la remontée du BSR vers le fond de mer (*point de biseau des hydrates* sur Fig. VI.9), la remontée du masque acoustique (à ~1.0 sec. Twtt) témoigne de la transition de la ZSHG vers le domaine de gaz libre. Dans la zone de gaz libre, on observe également la présence de réflecteurs de fortes amplitudes à polarités inversées dans les couches superficielles, à la verticale des zones sur-épaissies du MTD (voir la position du toit du gaz dans *Domaine de gaz libre* sur Figs. VI.9 et VI.10). A plusieurs reprises, ces anomalies sismiques se confondent avec le réflecteur **R2** qui constitue la base de l'unité déposée depuis le dernier glaciaire (**U3+U4+U5** sur Fig. VI.10). Sous ces niveaux de fortes amplitudes, des perturbations du signal se présentent sous la forme de colonnes acoustiques (Fig. VI.10) caractérisées par des faciès sismiques transparents avec quelques réflecteurs de faible amplitude, qui peuvent dans certains cas être rebroussés vers le bas, probablement lié à un effet de pull-down (voir **pull-down** sur Fig. VI.10).

Au-dessus de ces niveaux de fortes amplitudes, les ensembles de failles précédemment identifiés (Fig. VI.7, encarts 1 et 2) apparaissent. A petite échelle, les diminutions d'amplitude identifiées le long de ces failles, sont probablement liées à la présence de gaz qui circule le long des structures (Fig. VI.10).

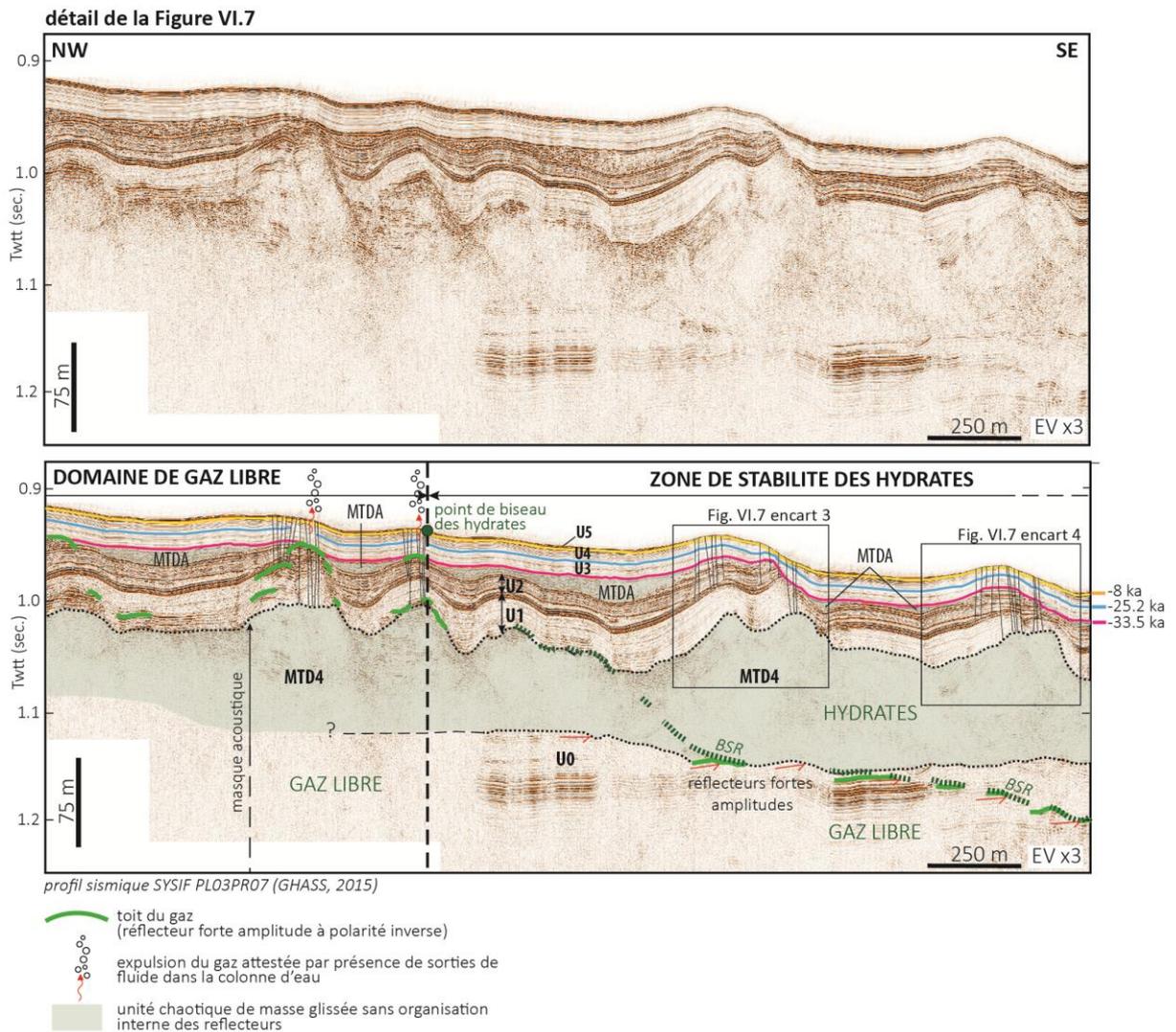


Figure VI.9 : Détail de la figure VI.7. Indices de présence de gaz et comportement du gaz à la transition entre le domaine de gaz libre et la ZSHG. Notons la présence des failles à l'aplomb des antiformes, associées à des sorties de fluides seulement dans le domaine de gaz libre.

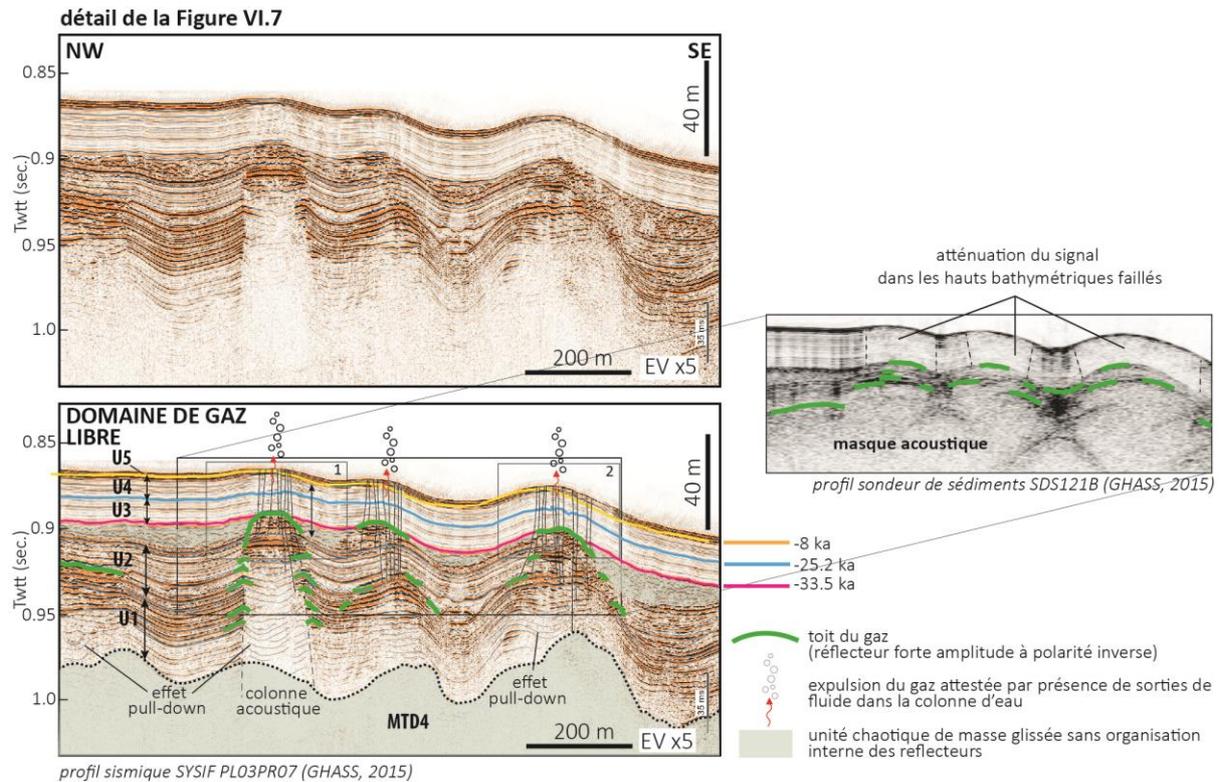


Figure VI.10 : Détail de la figure VI.7. Indices de présence de gaz et comportement du gaz dans le domaine de gaz libre. Les sorties de fluides, sont associées à la remontée du toit du gaz dans les antiformes, indiquées par la présence de colonnes acoustiques dans lesquels peuvent être identifiés des déformations de réflecteurs par effets de pull-downs. Notons que le toit du gaz reste coincé sous le réflecteur R2 avant d'être expulsé vers le fond.

III.1.1.4. Discussion sur les processus de contrôle de la dynamique fluides

Au vue de l'impact de la présence de la masse glissée enfouie sur la géométrie sédimentaire et la morphologie du fond de mer actuel, la question réside sur son possible rôle direct ou indirect sur le stockage, les chemins de migration, la circulation et la distribution du gaz dans le secteur « transition ».

Une synthèse basée sur les observations, est proposée en Figure VI.11, à travers un schéma de fonctionnement du système fluides dans le secteur « transition ».

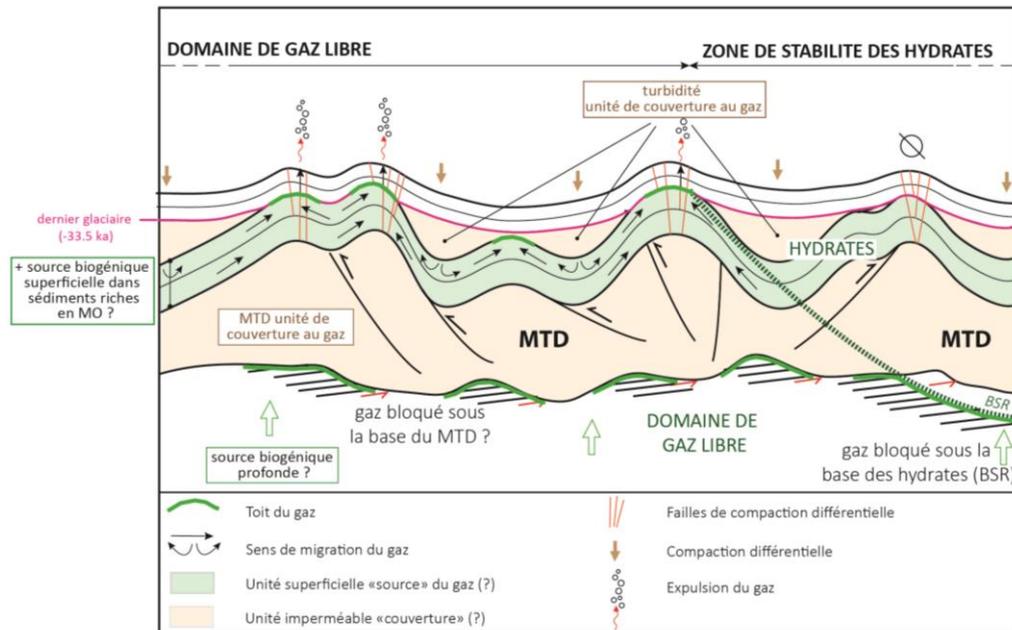


Figure VI.11 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « transition », le long d'un profil longitudinal à la pente.

- **Contrôle de la géométrie profonde de la masse glissée sur les chemins de migration du gaz en surface**

Dans ce secteur de « transition », la masse glissée semble influencer indirectement la localisation des zones de stockage du gaz dans les sédiments sus-jacents et des zones d'émissions vers le fond marin : Les observations géophysiques (colonnes acoustiques, fortes amplitudes, inversion de polarité, pull-downs) montrent que le gaz semble se concentrer dans les antiformes, qui jouent le rôle de pièges à gaz (Fig. VI.11), avant d'emprunter un réseau de failles à faible rejet, comme l'indique les faibles amplitudes acoustiques, pour s'échapper dans la colonne d'eau.

Ces observations peuvent être étayées par les travaux de Colin et al., (2020a), qui, à travers l'interprétation conjointe de la distribution des vitesses d'intervalles et de l'imagerie sismique dans ce même secteur, a mis en évidence des antiformes de moins de 10 m d'épaisseur et de moins de 50 m de largeur caractérisés par une diminution nette des vitesses de propagation des ondes (850–1100 m/s) (Fig. VI.12). Ces faibles vitesses expliqueraient l'effet de pull-down identifié à plusieurs reprises, notable par la présence de réflecteurs rebroussés vers le bas (Fig. VI.10).

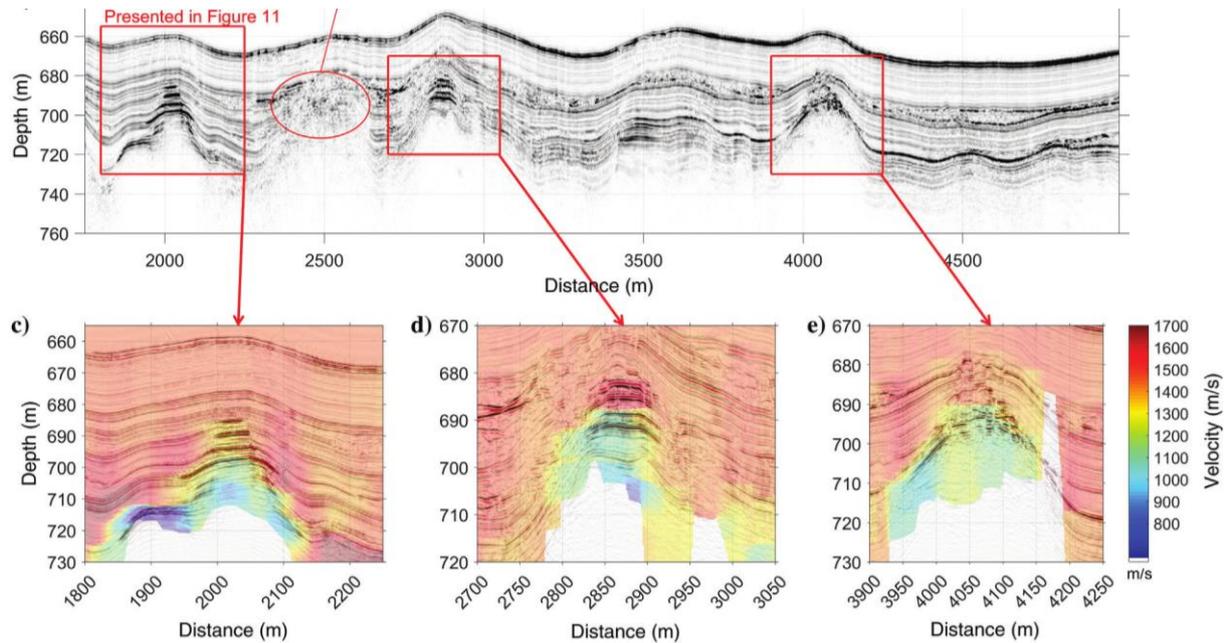


Figure VI.12 : Caractérisation géophysique des structures antiformes dans ce secteur, par Colin et al., 2020a La localisation du profil PLO3PR06 utilisé (données GHASS) est reportée sur la figure VI.8.

- **Rôle de la stratigraphie sur la circulation du gaz**

La stagnation du toit du gaz sous le niveau particulier R2 indique probablement un stockage du gaz dans des couches sous la base de l'unité isopaque déposée depuis le dernier glaciaire qui englobe **U3+U4+U5** (Figs. VI.9 et 10), qui, de relative faible amplitude par rapport aux unités sédimentaires sous-jacentes, semble peu perméable au passage du gaz. Enfin, la présence de couches sédimentaires continues formant les unités **U1** et **U2**, combinée à une topographie héritée faite d'antiformes et « micro-bassins » seraient responsables de la circulation latérale du gaz des « points bas » vers les « points hauts », expliquant l'accumulation du gaz au sommet des antiformes (Fig. VI.11).

- **Rôle des turbidites sur la couverture du gaz**

Les lentilles de remplissage (**MTDA** sur Fig. VI.9) qui viennent partiellement combler les micro-bassins renforcent les chemins de migration du gaz vers les reliefs. L'absence de sortie de fluides sur le fond à la verticale de ces unités et d'anomalies géophysiques liées à la présence de fluides au sein de ces unités, et la présence de fortes amplitudes à la base de ces lentilles suggèrent qu'elles jouent le rôle de couverture imperméable piégeant le gaz et empêchant celui-ci de migrer verticalement vers la surface (Fig. VI.11). Cette géométrie des couches sédimentaires peut expliquer la migration du gaz vers les extrémités des lentilles en concentrant davantage l'accumulation du gaz dans les antiformes.

- **Rôle des failles dans l'expulsion du gaz**

Le gaz piégé dans les antiformes finit par traverser l'unité isopaque à travers les ensembles des failles à faible rejet affectant la couverture récente, pour transiter vers la surface où il est expulsé dans la colonne d'eau (Figs. VI.9 et 10). Nous interprétons les pertes d'amplitude le long de ces failles comme des marqueurs de la présence actuelle de gaz le long de ces structures.

La localisation de ces failles au sommet des antiformes pose une réelle question sur leur processus de formation et leur lien potentiel avec la dynamique du système fluide dans ce secteur. La présence de ces mêmes ensembles de failles dans la ZSHG, là où aucune trace de gaz libre n'a été mise en évidence au-dessus du BSR (Fig. VI.9, encarts 3 et 4) dans une zone où le gaz a toujours été sous la forme d'hydrates (voir les résultats de modélisation décrits en Chapitre IV), suggère que leur formation découle d'un processus indépendant de la dynamique du gaz et des processus associés d'hydro-fracturation.

Nous suggérons que ces failles résultent de processus de compaction différentielle survenue après le dépôt du MTD (*MTD4*), où les micro bassins, davantage sédimentés se flexurent sous le poids des sédiments et s'effondrent par rapport aux antiformes. Il est donc également possible que les failles observées accommodent des différences de compaction entre les inter-monticules piégeant des lentilles (*MTDA*), et les domaines d'antiformes dépourvus de cette unité (Carminati et Santantonio, 2005). Bien qu'il est difficile de percevoir la localisation des niveaux d'enracinement de ces failles du fait de la perturbation du signal, elles semblent au minima relier le toit du gaz, stocké dans les antiformes des sédiments superficiels, avec le fond de mer (Figs. VI.9 et VI.10). Le gaz pourrait utiliser ces failles comme drains pour s'échapper (Xu et al., 2015).

- **Source superficielle du gaz**

La localisation du toit du gaz ainsi que l'occurrence de réflecteurs à forte amplitude très en surface suggèrent l'existence de zones d'accumulation de gaz très superficiels (Fig. VI.9 et VI.10). Le gaz prélevé dans le secteur est d'origine biogénique (origine définie par des mesures *in-situ* dans cette zone, Riboulot et al., 2018, Ruffine et al., 2021, Riedel et al., 2020). Le masque acoustique créé par la présence de gaz dans les premiers 75 m de sédiments empêche d'analyser les processus sous-jacents. Nous n'avons donc pas d'information nous permettant de savoir s'il existe une source plus profonde (sous le MTD) ou si le MTD peut servir de

réservoir (Thöle et al., 2016). Rien ne nous indique cependant que le gaz ne circule pas verticalement à travers la masse glissée. La source du gaz biogénique pourrait donc être profonde. Le MTD pourrait aussi servir de couverture au gaz comme cela a déjà été décrit dans un certain nombre de systèmes fluides dans le monde (Sun et al., 2017). Ce rôle de couverture proviendrait des propriétés physiques et structurales des masses glissées, considérées dans certains cas comme étant imperméables au passage des fluides. Dans notre cas, la présence de zones de fortes amplitudes sous la base du MTD identifié pourrait appuyer cette dernière hypothèse (Fig. VI.9), piégeant le gaz et contrôlant le passage du gaz provenant de source profonde vers la surface.

III.1.2. Exemple du secteur « HAUT DE PENTE », contrôlé par un réseau de chenaux-interfluves enfouis

III.1.2.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluide

Le secteur haut de pente se situe entre le rebord de plateau à -200 m et ~700 m de profondeur, dans la zone de gaz libre, dans une zone où la morphologie du fond de mer actuel est façonnée par un réseau de chenaux/canyons (zones en creux), séparés par des zones d'interfluves (Fig. VI.13).

Les têtes des canyons se localisent sur le rebord de plateau. L'axe des chenaux, jusqu'à 2 km de large et 45 m de profondeur en moyenne (70 m au maximum) sillonnent le domaine de haut de pente selon une direction générale est-ouest. Le faible degré d'incision et les relativement faibles valeurs de pente sur les flancs de canyons, par comparaison avec les canyons plus au Sud (SC1, SC2, SC3 et Canyon Viteaz) suggèrent que ceux-ci sont aujourd'hui « abandonnés » et ne sont plus actifs, en partie comblés par des sédiments. Les interfluves se présentent sous forme de plateformes étroites formant des hauts bathymétriques, préservés de tout processus chenalisés. Latéralement bordés par les flancs de canyons, ils constituent ainsi les seules zones où les sédiments sont conservés de l'action érosive liée au creusement par les chenaux. Ils s'affinent jusqu'à disparaître en allant vers le large, à la convergence des chenaux (Fig. VI.13).

A plus petite échelle, les interfluves ont la particularité d'être parsemés de morphologies, soit (1) en dépressions circulaires de type pockmarks qui s'alignent le long des interfluves (Fig.13a et b), soit (2) en dépressions allongées, proche de la zone de développement des têtes de

chenaux, et qui dessinent sur le fond un chemin sinueux sans direction préférentielle. Il arrive que certains pockmarks s'agglutinent au nord du secteur (Fig. VI.13b).

Située dans le domaine de gaz libre, au-dessus du biseau des hydrates (Fig. VI.13), cette zone présente de nombreux panaches acoustiques dans la colonne d'eau (Fig. VI.13). La grande majorité d'entre eux se concentrent à l'aplomb des pockmarks (alignés ou agglutinés). Pour le reste, ils se localisent à la bordure des interfluves sans autre morphologie de fond associée. Il arrive que certains pockmarks visibles en bathymétrie ne soient pas associés à des sorties de fluide. Aucune sortie de fluide n'a été détectée associée à des structures allongées (Fig. VI.13).

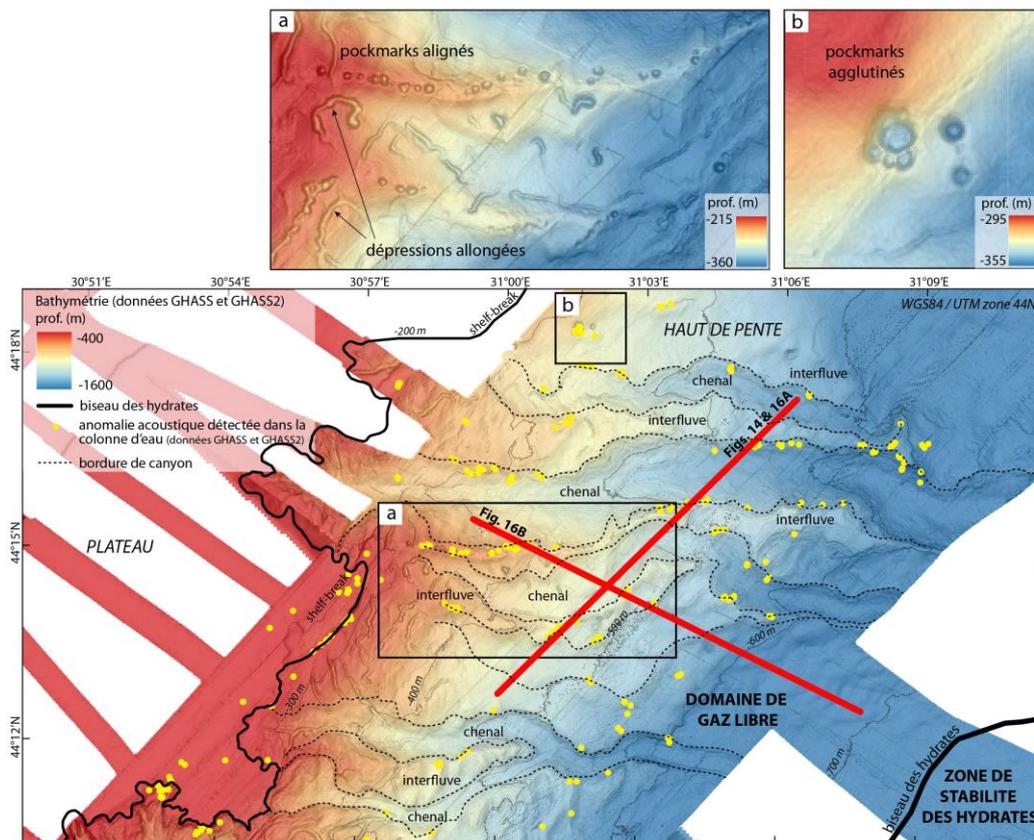


Figure VI.13: Zoom sur la bathymétrie du secteur « haut de pente » (données GHASS et GHASS 2). Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points jaunes (données GHASS et GHASS 2). La terminaison supérieure de la ZSHG, donnée par le biseau du BSR sur le fond marin est indiquée par un trait noir continu et plein. Sur cette figure ont été reportées de traits rouges les localisations des profils présentés en Figures VI.14 et VI.16.

III.1.2.2. Géométrie et architecture sédimentaire

Les données sismiques mettent en évidence la succession de canyons d'âges de fonctionnement différents et de zones d'interfluves d'ouest en est (Fig. VI.14). Cette succession s'exprime par la présence de surfaces d'érosions à la base des unités de paléo-chenaux qui entaillent profondément (jusqu'à 250 m verticalement) les unités sédimentaires

en place plus anciennes et qui constituent latéralement les morphologies d'interfluves (**U0-1** sur Fig. VI.14). Sur les flancs de ces incisions, certaines valeurs de pente atteignent plus de 20 degrés.

Les paléo-chenaux constituent aujourd'hui des objets enfouis remplis par des unités de remplissage (**U0-2** et **U0-3** Fig. VI.14). Les unités de remplissage se caractérisent à la base des chenaux par des unités à faciès chaotique très peu réfléchif à sourd (**U0-2** sur Fig. VI.14), surmontées par un empilement vertical d'unités litées de faible amplitude (**U0-3** sur Fig. VI.14). Les unités de remplissage sont finalement scellées par des unités lenticulaires dans lesquels les réflecteurs sont désorganisés, Celles-ci sont interprétées comme des MTDs qui viennent finir de combler les micro-bassins formés par les paléo-chenaux. Leurs bases sont fortement réfléchives et à polarité inversée (**MTD5** sur Fig. VI.14).

Latéralement, les sommets des unités d'interfluves (**U0-1** sur Fig. VI.14) sont caractérisés par des fortes amplitudes qui semblent également positionnées sous le réflecteur R2. Au contact des paléo-chenaux/interfluves, ces zones de fortes amplitudes sont fortement perturbées par une multitude de failles normales, de rejet faible (<1 m à 3 m) à nul (Fig. VI.14, encarts 1 et 2). Celles-ci semblent s'étendre dans le prolongement vertical des bordures de paléo-chenaux et se propagent jusqu'au sommet de l'interfluve en affectant les unités **U3, U4 puis U5** déposées depuis le dernier glaciaire (**U3 U4 U5** sur Fig. VI.14) et qui drapent l'ensemble du système (Fig. VI.14, encarts 1 et 2). Certaines de ces failles, se prolongent jusqu'au fond de mer et se connectent à la base des pockmarks actifs (voir *pockmarks* sur Fig. VI.14).

regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III). Le biseau des hydrates correspond à la terminaison supérieure du BSR observé sur les données sismiques.

La position du toit du gaz dans ce secteur varie latéralement (Fig. VI.15) et semble être étroitement corrélée avec la position des géométries d'interfluves et paléo-chenaux précédemment décrites : en effet, les zones d'interfluves se caractérisent par un toit du gaz très superficiel (<50 mbsf) (Fig. VI.15), où celui-ci se présente sous la forme des fortes amplitudes identifiées au toit et en bordure des interfluves (voir toit du gaz sur Figs. VI.16A et VI.16B). Les fortes amplitudes sont généralement associées à une perte progressive du signal sismique avec la profondeur, qui s'exprime par un masque acoustique total sur les données de sondeur de sédiments (Fig. VI.16A, encarts 1, 2, 3). Ces observations informent que du gaz est stocké au plus proche de la surface sous R2 à la base de l'unité **U3** (Fig. VI.16A, encarts 1, 2, 3). Les faibles amplitudes (sur les profils HR) et perturbations du signal (sondeur de sédiments) montrent qu'une partie du gaz migre jusqu'au fond de mer le long des failles identifiées (Fig. VI.16A encarts 1, 2, 3 et 16B). Des pull-downs sur les données HR (Fig. VI.16B, encart 1), délimitent des cheminées individuelles à la base des morphologies de pockmarks identifiées en surface.

A la base des paléo-chenaux, les unités **U0-2** présentent des faciès sourds (voir zone sourde sur Fig. VI.16) ; Plusieurs anomalies d'amplitude isolées, dans les unités de remplissage supérieures (**U0-3**) (voir *bright spots* sur Fig. VI.16A) marquent probablement la présence de gaz au sein des unités de remplissage. Notons que ces anomalies sont présentes exclusivement sous la base des unités identifiées comme MTDs (Fig. VI.16).

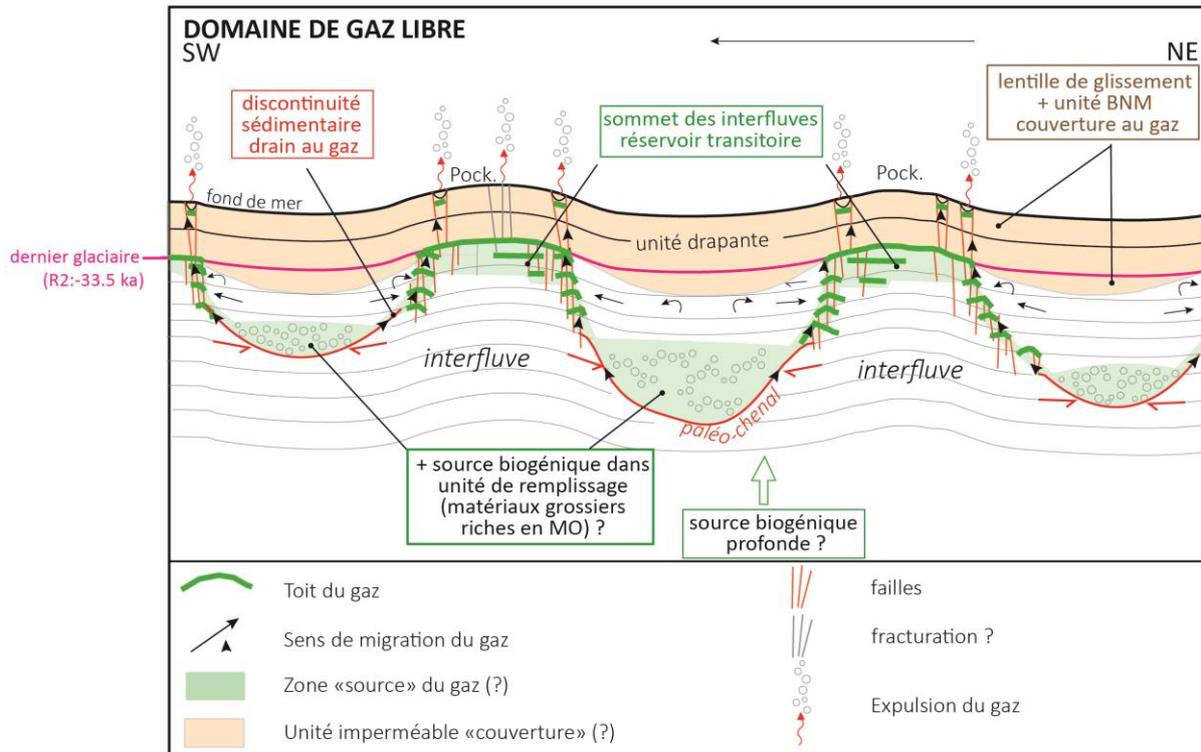


Figure VI.17 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluides dans le secteur « haut de pente », le long d'un profil transverse par rapport à la plus grande pente.

La variation latérale de la position du toit du gaz suggère un transfert latéral du gaz depuis les unités de paléo-chaux enfouies vers les unités d'interfluves. Le contact entre les sédiments sur les flancs du canyon et les sédiments d'interfluves peut en effet représenter une discontinuité sédimentaire, favorable à la migration des fluides (Gay et al., 2003, 2006), depuis la base des paléo-chaux, vers les sommets des interfluves (Fig. VI.17).

Le remplissage des paléo-chaux est généralement caractérisé par une prédominance de matériaux grossiers sableux susceptibles de stocker et de servir de réservoir de gaz (Fig. VI.17). La localisation des failles aux bordures de la discontinuité sédimentaire qui sépare les unités d'interfluves et de paléo-chaux enfouies laisse fortement penser que des processus de compaction différentielle pourraient jouer un rôle dans la formation des failles, dessinant des effondrements des paléo-chaux par rapport aux zones d'interfluves. Autrement dit, cela suggère que des unités de nature et d'âge variable, accommodent différemment le processus de compaction en réponse au dépôt de sédiments sus-jacents d'un côté ou de l'autre de l'incision (Fig. VI.17). La propagation en surface de certaines de ces failles peut soit être attribuée (1) au même processus de compaction différentielle qui aurait eu lieu jusqu'à très récemment, en particulier en réponse au drapage des unités post-R2 (**U3, U4, U5 : unité drapante** sur Fig. VI.17) de manière homogène sur l'ensemble du système, (2) à un processus

d'hydro-fracturation affectant cette unité drapante dû à la présence de surpressions de fluides sous R2 en bordure d'interfluve. Dans tous les cas, ces failles permettent au gaz de migrer verticalement vers la surface (Fig. VI.17). Dans certains cas, des fractures et sorties de fluides ont pu être observées également au milieu des domaines d'interfluves, au-dessus de zones où R2 concentre du gaz (fortes amplitudes sous R2) et permettant le développement de surpressions et d'hydro-fracturation (exemple Figure VI.16A, encart 3).

Au sommet des interfluves nous avons mis en évidence que le gaz se stockait, en particulier sous la base de l'unité drapante la plus superficielle, déposée depuis le dernier glaciaire (Fig. VI.17), suggérant qu'elle est peu perméable au passage du fluide, sauf quand elle est traversée par des failles. Cette hypothèse est étayée par corrélation stratigraphique avec les résultats de Ballas et al. (2018) qui a montré des sédiments constitués à 60% d'argiles dans les unités superficielles à partir de carottes sédimentaires collectées à divers endroits sur la pente de la zone d'étude. Sous l'unité drapante, les fortes amplitudes observées suggèrent que les propriétés des couches au sommet des interfluves sont favorables pour jouer le rôle de réservoir transitoire superficiel au gaz, mais leur profondeur au-delà des profondeurs sondées par carottage, ne nous permet pas de confirmer ces informations (Fig. VI.17). L'enracinement de certaines failles depuis ce réservoir transitoire de gaz au sommet des interfluves permet la migration du gaz vers la surface en individualisant des conduits que nous interprétons comme des cheminées de dysmigration de fluide qui alimentent les pockmarks sur le fond de mer (Fig. VI.17).

L'absence de sortie et d'indice de fluide associée aux dépressions allongées (Fig. VI.13a) ne permet pas de conclure si ces morphologies sont directement liées à l'expulsion de gaz. Il est possible que ces dépressions aient été associées à des échappements dans le passé mais nous n'en avons pas de preuve. Leur direction sur le fond complètement aléatoire et leur connexion aux têtes de canyons suggèrent plutôt qu'ils puissent correspondre à des réseaux chenalisés anciens, actuellement sédimentés par **U5**, mais encore partiellement visibles en bathymétrie. L'absence de sismique 3D ne permet pas de conclure ici.

III.2. Le rôle des cicatrices d'arrachement et incisions de canyon comme vecteurs de migration du fluide

III.2.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluide dans le secteur « INCISIONS »

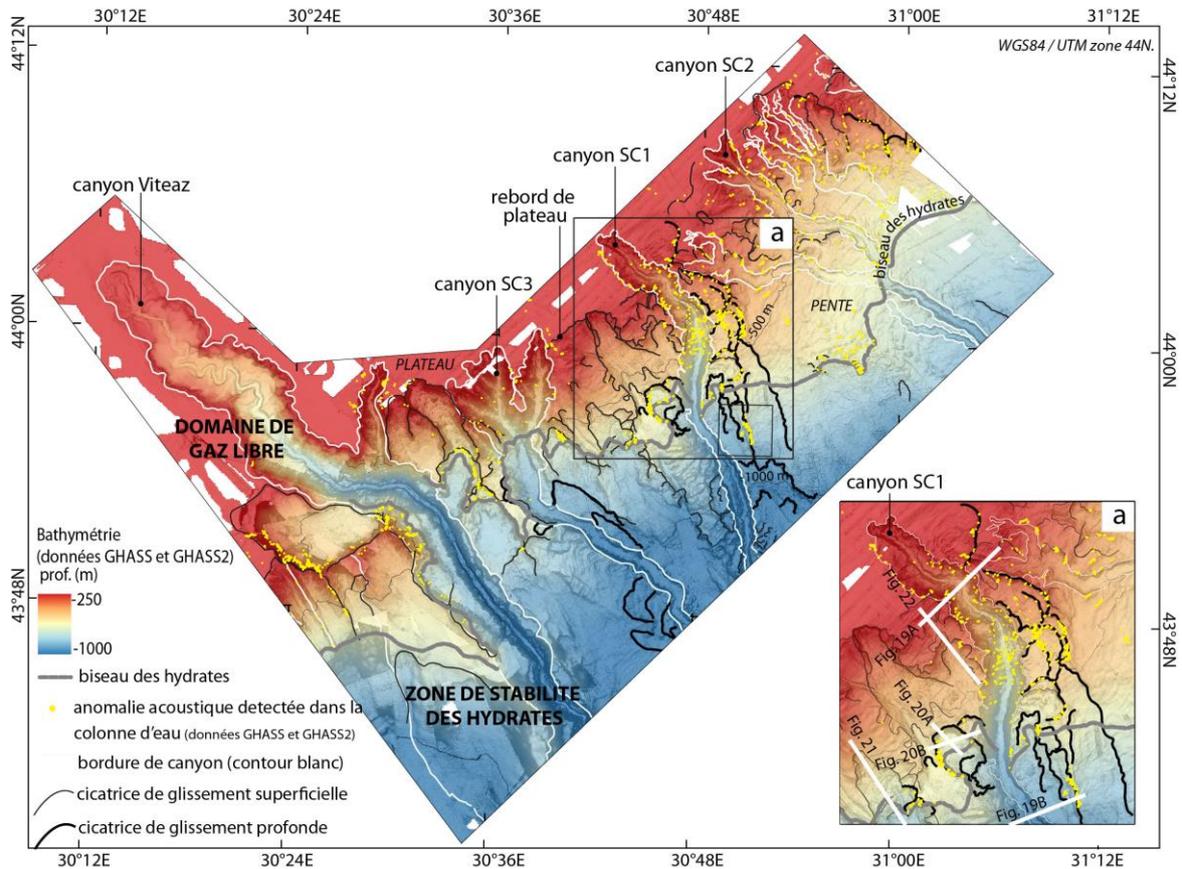


Figure VI.18 : Zoom sur la bathymétrie du secteur « incisions » (données GHASS et GHASS 2). Les cicatrices de glissements ont été tracées en trait noir gras pour les cicatrices issues de glissements survenus avant -33.5 ka et en trait fins pour les cicatrices issues de glissements survenus postérieurement à -33.5 ka. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points jaunes (données GHASS et GHASS 2). Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III) ; par exemple l'absence de panaches à la tête du canyon Viteaz s'explique par le manque de données dans ce secteur. La terminaison supérieure de la ZSHG, donnée par le biseau du BSR sur le fond marin est indiquée par un trait gris continu et plein. Sur l'encart 18a ont été reportées de traits blancs les localisations des profils présentés en Figures VI.19, VI.20, VI.21, VI.22.

Les données bathymétriques montrent que la pente de la marge nord-ouest de la Mer Noire est très incisée en allant vers la plate-forme, particulièrement dans la partie Sud de la zone d'étude, par des incisions héritées de deux processus érosifs distincts. C'est en effet dans cette partie précise de la marge que se développent ou se sont développés les canyons les plus récents et non comblés (canyon moderne du Danube (Viteaz) ainsi que les canyons SC1,

SC2, et SC3) (Fig. VI.18), par opposition aux paléo-chenaux enfouis et plus anciens précédemment décrits au Nord de la zone d'étude (rattachés au secteur « haut de pente »). C'est également dans cette zone qu'ont été cartées un grand nombre de cicatrices de glissements qui marquent la morphologie du fond de mer (décrites dans le *Chapitre V*). Elles couvrent une zone allant de -200 jusqu'à ~900 m de profondeur, dont la plupart s'étendent sur le rebord de plateau dans les zones de plus fortes de pente et le long les flancs des canyons (Fig. VI.18). L'étude chrono-stratigraphique décrite en *Chapitre V* de ce manuscrit, a permis de décrire en détail des cicatrices superficielles issues de glissements récents (qui s'initient dans les 25 premiers mètres de sédiments, depuis le BNM pendant 3 stades majeurs, A (-33.5 ka), B (-26.6 et -25.2 ka) et C (-15.8 et -8 ka)) (voir *cicatrices superficielles* sur Fig. VI.18) et de les dissocier de cicatrices plus profondes, résultant de glissements plus anciens décrits par Marsset et al., (2022), Hillman et al., (2018) (voir *cicatrices profondes* sur Fig. VI.18).

Dans ce secteur de haut de pente fortement incisé, la position des anomalies acoustiques révèle que les sorties de fluide se concentrent exclusivement (1) le long des flancs de canyon et (2) le long des cicatrices d'arrachement. La distinction précédemment établie des cicatrices récentes avec les cicatrices plus anciennes a permis de montrer que contrairement aux cicatrices les plus récentes et superficielles, uniquement les cicatrices profondes sont associées à des sorties de fluide (Fig. VI.18a).

C'est également au-dessus et dans la zone de transition entre les domaines de gaz libre et du domaine des hydrates que se situent la plupart de ces glissements (Fig. VI.18). Une distinction peut être faite pour les cicatrices superficielles qui ont été identifiées uniquement au-dessus de la ZSHG actuelle.

III.2.1.1. Géométries induites par les canyons

L'érosion liée au creusement par les canyons induit une incision profonde de la pile sédimentaire. Pour l'ensemble des canyons Viteaz, SC1, SC2, SC3, de telles incisions entaillent de manière oblique les unités sédimentaires en place/autochtones (**U0** sur Fig. VI.19) en créant des zones d'interfluves comme dans le secteur précédent (secteur « haut de pente »). Des unités au faciès divergent caractéristiques de dépôts de levées bordent latéralement les canyons. Des unités de remplissage occupent le fond des canyons, caractérisées par un faciès chaotique à forte amplitude (Fig. VI.19).

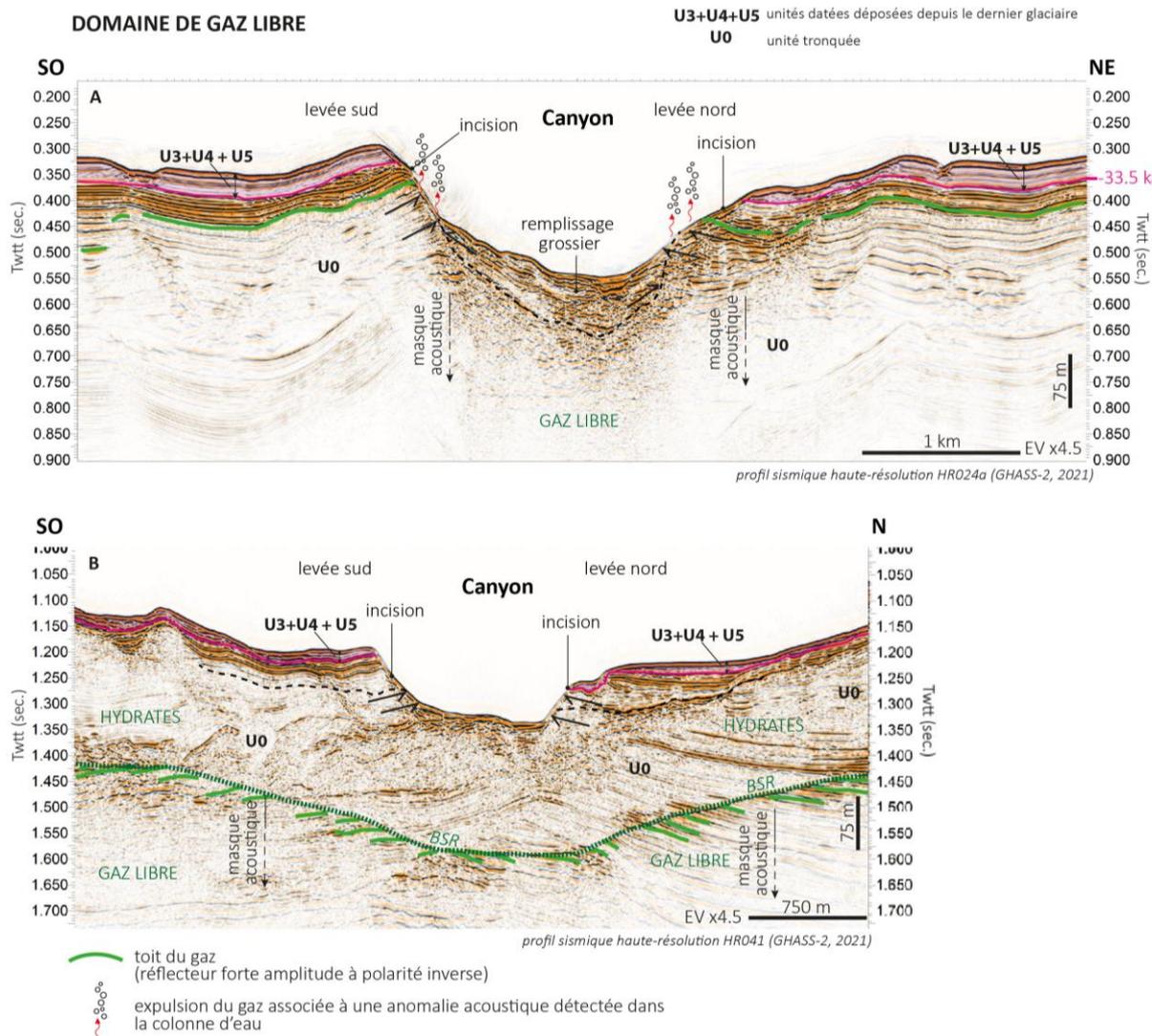


Figure VI.19 : Profil référence du secteur « incision » par les canyons. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.18. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.

III.2.1.2. Géométries induites par les glissements

Les cicatrices de glissements entaillent les unités sédimentaires stratifiées sous-jacentes plus ou moins profondément, en générant localement des zones de fortes pentes (Figs. VI.20, 21 et 22). Dans la zone, les cicatrices s'enracinent le long de niveaux de décollement stratigraphiques sur lesquels glissent et se déposent les matériels mobilisés (MTD). Les masses glissées générées (MTD), s'identifient par des unités d'épaisseurs variables latéralement, aux faciès chaotiques (données Sysif (Fig. VI.20)) à transparents (données de sondeur de sédiments, (Figs. VI.21, 22)). Pour plus d'informations concernant la géométrie des cicatrices de glissements et des masses glissées associées, se référer au *Chapitre V* de ce manuscrit.

Tous ces glissements sont cependant encore très exprimés en bathymétrie, la sédimentation postérieure n'étant pas suffisamment épaisse pour combler l'entièreté de la zone d'excavation générée par ces évènements, notamment au niveau des cicatrices d'arrachement anciennes (Fig. VI.20).

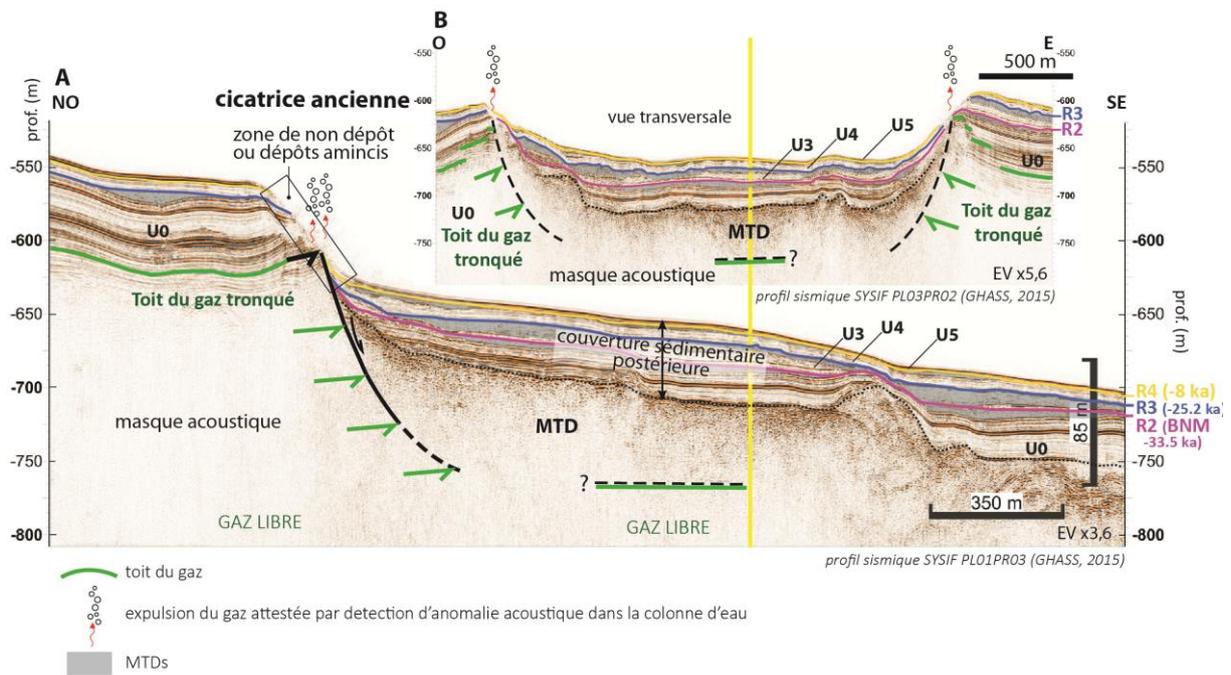


Figure VI.20 : Profil référence du secteur « incision » affecté par les glissements anciens, avec indices de remontée du gaz. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.18. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.

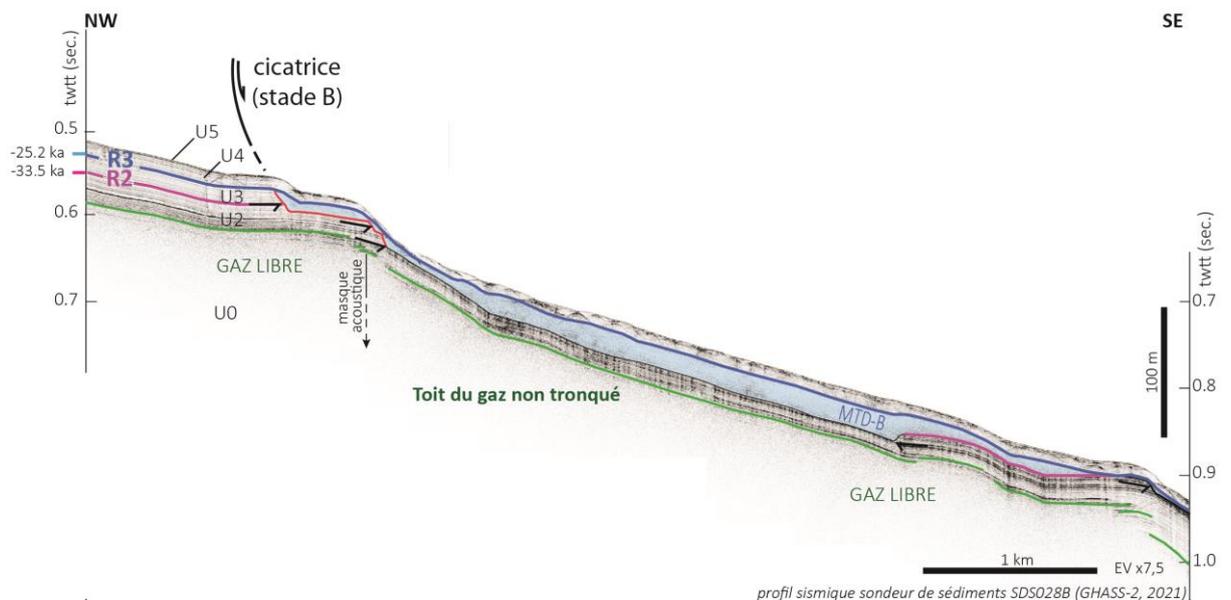


Figure VI.21 : Profil référence du secteur « incision » affecté par les glissements récents, avec indices de remontée du gaz. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.18. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.

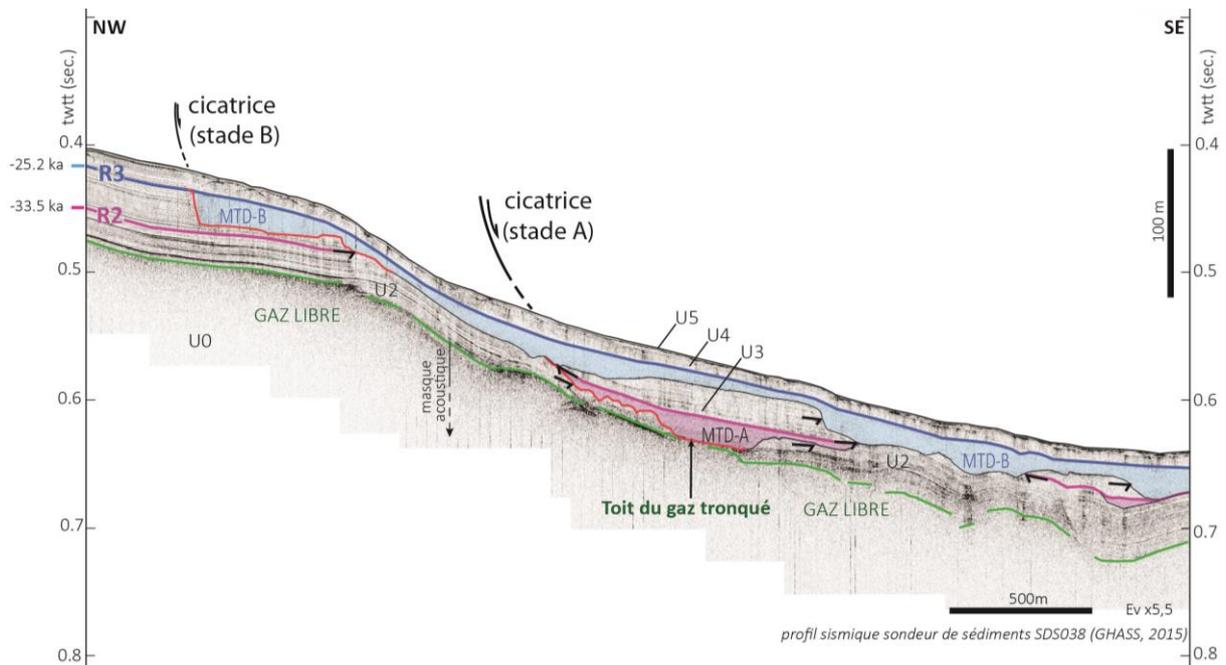


Figure VI.22 : Profil référence du secteur « incision » affecté par les glissements récents, avec indices de remontée du gaz. La localisation du profil est indiquée sur la figure VI.18. Les unités post-R2 correspondent à celles présentées en Figures VI.4 et VI.5 de ce chapitre.

III.2.2. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides

III.2.2.1. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides dans les zones incisées par les canyons

Les fortes amplitudes suivies d'une perte nette d'amplitude du signal en profondeur (Fig. VI.19) permet de montrer que le toit du gaz, est localisé très en surface sous l'unité déposée depuis le dernier glaciaire (**U3+U4+U5** sur Fig. VI.19A), et tronqué au niveau des flancs érosifs des canyons (Fig. VI.19A). Dans la zone de gaz libre, des panaches apparaissent dans la colonne d'eau préférentiellement là où le toit du gaz est incisé (Fig. VI.19A). Dans la ZSHG, aucun panache n'apparaît dans la colonne d'eau le long des canyons (Fig. VI.18), où le toit du gaz, est scellé sous la base des hydrates de méthane comme indiqué par la présence d'un BSR bien marqué (voir position du BSR sur Fig. VI.19B).

III.2.2.2. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides dans les zones incisées par les cicatrices d'arrachement

La présence de masques acoustiques indique une remontée du toit du gaz le long de certaines cicatrices anciennes de glissements (Fig. VI.20). Celles-ci tronquent latéralement les couches stratigraphiques, exposant en fond de mer les couches sédimentaires accumulant transitoirement du gaz (Fig. VI.20). Les indices de la présence de bulles de gaz dans la colonne

d'eau au niveau de ces zones d'érosion ont été identifiés par les données de colonne d'eau (Fig. VI.18). Les cicatrices superficielles issues des derniers stades de glissements A, B, C (post -33.5 ka) enregistrés sur la zone se positionnent toujours stratigraphiquement au-dessus du toit du gaz (Figs. VI.20 et 21). Aucune d'entre elles n'ont été associées à des sortie de gaz dans la colonne d'eau, lors de l'acquisition. Des indices montrent que le toit du gaz semble cependant migrer le long de niveaux de décollement associés au premier stade (stade A), mais ces plans peuvent être recouverts de masses glissées postérieures qui semblent jouer le rôle de couverture et empêchent le gaz de migrer vers la surface (Fig. VI.22).

III.2.3. Discussion sur les incisions comme vecteur de sortie de fluides et rôle des masses glissées dans la migration des fluides

Une synthèse basée sur les observations, est proposée en Figure VI.23, à travers un schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « incisions ».

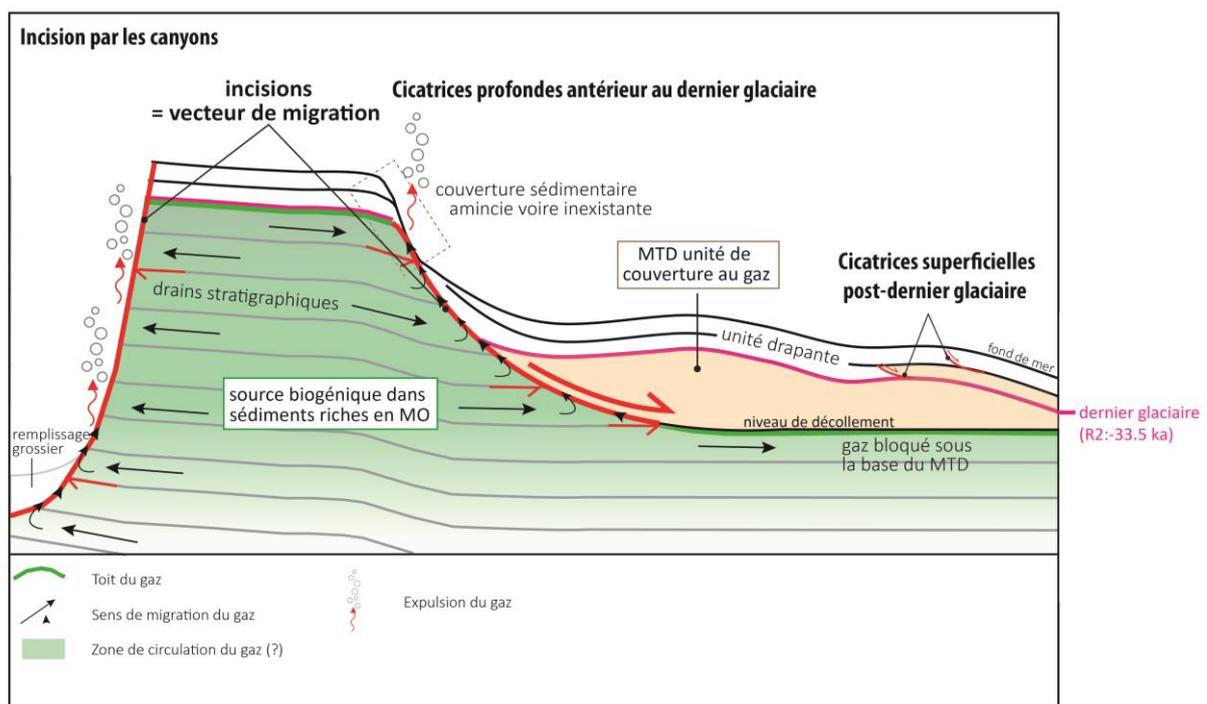


Figure VI.23. Proposition de schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « incisions ».

Les sorties de fluides situées sur les flancs de canyons ont déjà été estimées comme représentant 43% des panaches acoustiques identifiés dans la colonne d'eau (Riboulot et al., 2017) (valeur calculée uniquement à partir des données colonne d'eau issues de GHASS, 2015). Ceci s'explique par les épisodes répétés d'activation du canyon qui tronquent les

couches sédimentaires stockant du gaz générant ainsi des sorties naturelles de gaz en fond de mer (Fig. VI.23).

Deuxièmement, nous avons montré que les cicatrices de glissements jouaient également sur la zone le rôle de vecteur de migration du gaz. La profondeur de l'incision des cicatrices de glissement est déterminante sur leur rôle dans les processus de circulation de fluides des sédiments vers la surface.

Ainsi, nous proposons que dans la zone de gaz libre,

- 1) les cicatrices issues des glissements « anciens » s'enracinent suffisamment profondément pour atteindre le toit du gaz entraînant une circulation directe du gaz depuis les sédiments profonds vers la surface le long de l'incision associée à la cicatrice. Un apport latéral de gaz provenant des couches sédimentaires tronquées est également fortement envisagé (Fig. VI.23).
- 2) Par contre, les cicatrices issues des stades de glissement qui surviennent durant et après le dernier glaciaire sont trop superficielles pour atteindre le toit du gaz expliquant l'absence de sortie de fluides le long des incisions des glissements récents. La distribution des masses glissées plus récentes semble être un facteur de contrôle supplémentaire sur le piégeage du gaz (Fig. VI.23).

Les systèmes de glissements semblent donc avoir un double effet : (1) dans la zone d'arrachement, ils permettent la mise à l'affleurement du toit du gaz ou le développement de drains propices à la fuite du gaz vers la surface (Fig. VI.23), (2) dans les parties plus distales les corps remobilisés depuis les cicatrices d'arrachement (MTDs) semblent jouer le rôle de couverture imperméable empêchant les fuites de gaz vers la surface (Fig. VI.23). Cette seconde remarque peut être appuyée par l'absence de détections de sortie de gaz dans la colonne d'eau au-dessus de ces mêmes masses (Fig. VI.18) et l'absence d'indice interne de présence de gaz dans les sédiments sus jacents aux MTDS et la présence des masques acoustiques sous les bases des glissements.

III.3. Contrôle de la structure de la marge sur la distribution des sorties de fluides

III.3.1. Contrôle stratigraphique et rôle des failles récentes – Secteur « PLATEAU »

III.3.1.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluide

Le secteur étudié s'étend dans le domaine de plateau continental externe. Il est caractérisé par une très faible pente (<2°) et trouve sa limite distale au niveau du rebord de plateau, qui tend vers -190 à -200 m de profondeur. Les données de bathymétrie révèlent au nord-est de la tête de canyon Viteaz, la présence d'un réseau de failles normales orientées SO-NE (N45° à N70°) qui dessinent des segments de longueur variable sur le fond de mer et qui s'interconnectent pour certaines (Fig. VI.24). Ces failles décalent le fond marin suggérant qu'elles sont récentes ou encore actives, définissant un système de horsts et de grabens associés à une extension NO-SE (Fig. VI.24). Le secteur plateau est caractérisé par de très nombreux panaches dans la colonne d'eau (Fig. VI.24). Bien que l'analyse des données colonne d'eau acquises durant les missions GHASS et GHASS-2 n'est pas complète sur le secteur plateau, la majorité des panaches acoustiques détectés s'alignent le long des failles exprimées en fond de mer. Quelques indices de sorties de fluides, plus rares, ont été mis en évidence en dehors des segments de failles.

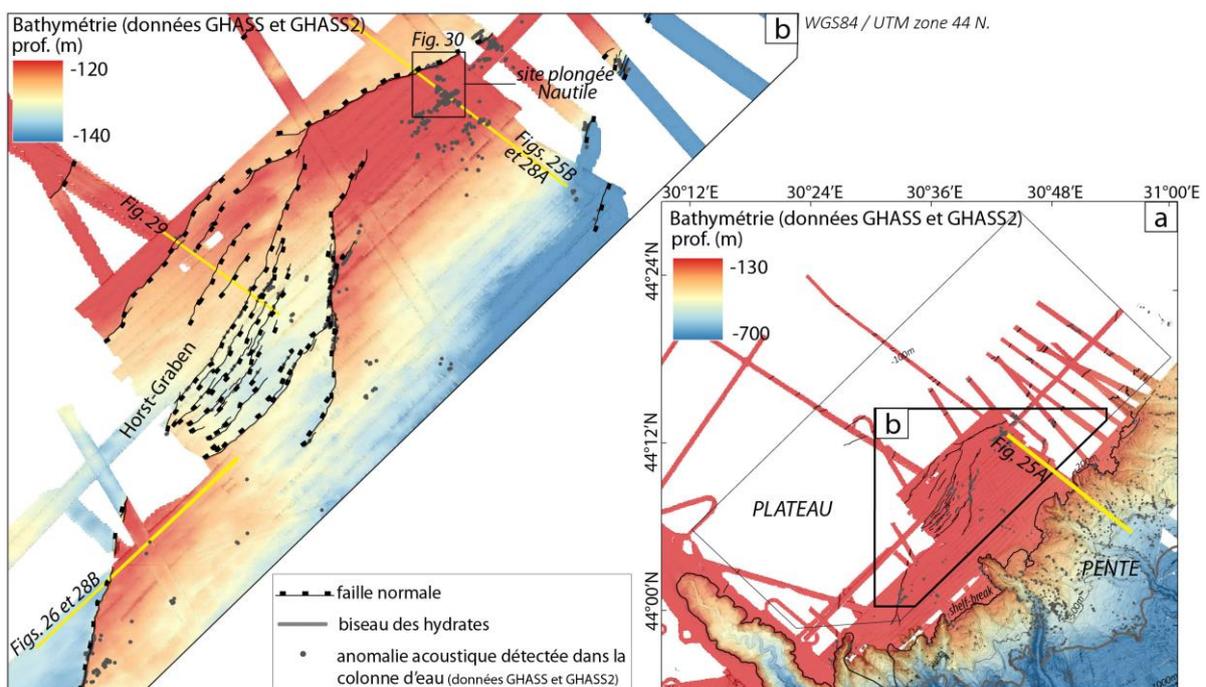


Figure VI.24 : Zoom sur la bathymétrie du secteur « plateau » (données GHASS et GHASS 2). Les failles sont représentées en noir. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points gris (données GHASS et GHASS 2). Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III) ; Les traits jaunes représentent les localisations des profils présentés en Figures VI.25, VI.26, VI.28, VI.29. Le site de la plongée Nautile présenté dans la suite de ce manuscrit (Figure. VI.30) figure dans l'encart en haut à droite de l'encart b.

III.3.1.2. Géométrie et architecture sédimentaire

La série sédimentaire du plateau est constituée d'unités d'âges bien antérieures au dernier glaciaire. Le réflecteur **R2** représentant dans le bassin la base du dernier bas niveau associé au dernier glaciaire, se prolonge sur le plateau par une surface d'érosion (voir *surface d'érosion S2* sur Fig. VI.25A). Cette surface d'érosion constitue en fait la dernière surface d'émersion lorsque le niveau de la mer était -100 à -150 m plus bas et approchait l'actuel rebord du plateau continental.

Ainsi, les unités sous-jacentes et tronquées par la surface d'émersion **S2** représentent des unités litées progradantes inclinées vers le SE très antérieures au dernier bas niveau, qui se sont probablement mises en place pendant les phases successives d'activation des canyons de la marge (**U0** sur Fig. VI.25A). Les concavités/paléo-chenaux laissés par la surface d'émersion **S2** sont parfois partiellement remplis par des unités de remplissage postérieurs, au faciès sourd (*remplissage de paléo-chenaux* sur Fig. VI.25B). L'ensemble est surmonté en discordance par une dernière unité de faible épaisseur (<2m) (voir **U5** sur Fig. VI.25B) qui correspond aux derniers dépôts déposés sur la marge (Unité I marine de Ross et Degens, 1974), en réponse à l'ennoiement de la mer Noire survenu à -9 ka, synchrone au recul du trait de côte vers sa configuration actuelle.

Ce système est recoupé par de très nombreuses failles normales sub-verticales (Fig. VI.25B). Elles sont associées à un système de Horsts et Grabens de direction d'extension NO-SE entraînant le décalage progressif des unités sismiques et qui s'expriment en surface par des rejets d'une dizaine de mètres environ (Fig. VI.24). Le décalage de l'unité sommitale **U5** montre que ces failles ont continué d'être actives après le dépôt de celle-ci. Au contact de certaines failles, les unités sédimentaires montrent parfois de légers éventails suggérant un fonctionnement des failles syn-sédimentaire à une certaine époque (Fig. VI.26).

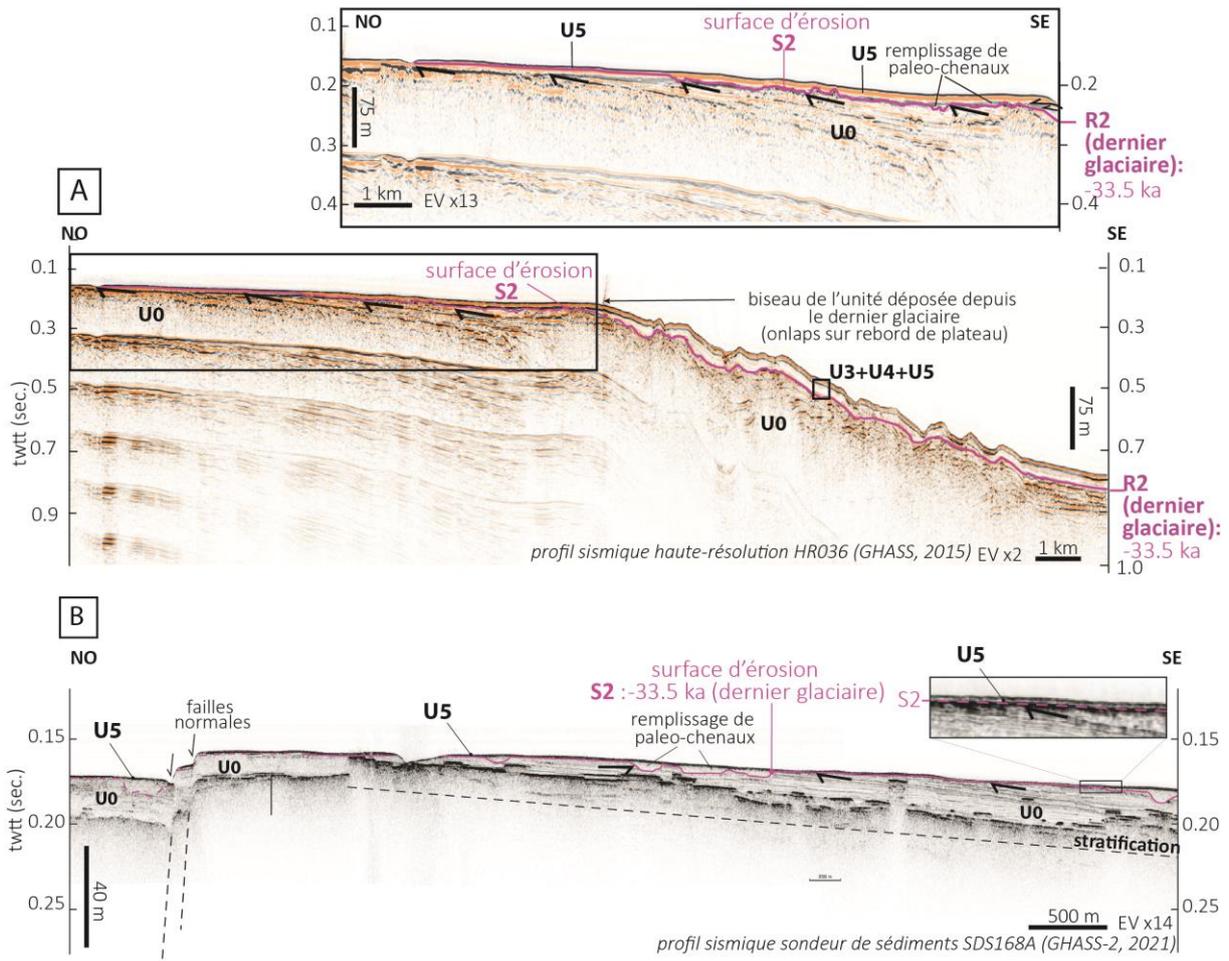


Figure VI.25 : A : Profil HR décrivant la géométrie des unités sismiques depuis le rebord de plateau au plateau. Les unités profondes U0, sont tronquées par la surface d'érosion S2. Les unités U3, U4, post-R2 (réflecteur rose) se biseautent en onlaps sur le rebord de plateau marquant le paléo-rivage au dernier bas niveau. Sur le plateau, des faciès de remplissage comblent les incisions laissées par un système deltaïque probablement actif en bas niveau marin lorsque le plateau était alors immergé. Notons qu'une atténuation du signal acoustique masque partiellement l'imagerie en profondeur, liée à la présence du gaz, et où le toit du gaz devient de plus en plus superficiel depuis les domaines de pente vers le plateau. B : Signature acoustique du plateau sur les données de sondeur de sédiments. On y retrouve les unités U0 stratifiées profondes tronquées par S2, les unités de remplissage transparentes. Le toit du gaz, marqué par une interface à fort contraste est tronqué par S2, où une morphologie en dépression se dessine sur le fond. A l'ouest du profil, des failles normales décalent les compartiments vers le bas. Les localisations des profils sont indiquées en Figure VI.24.

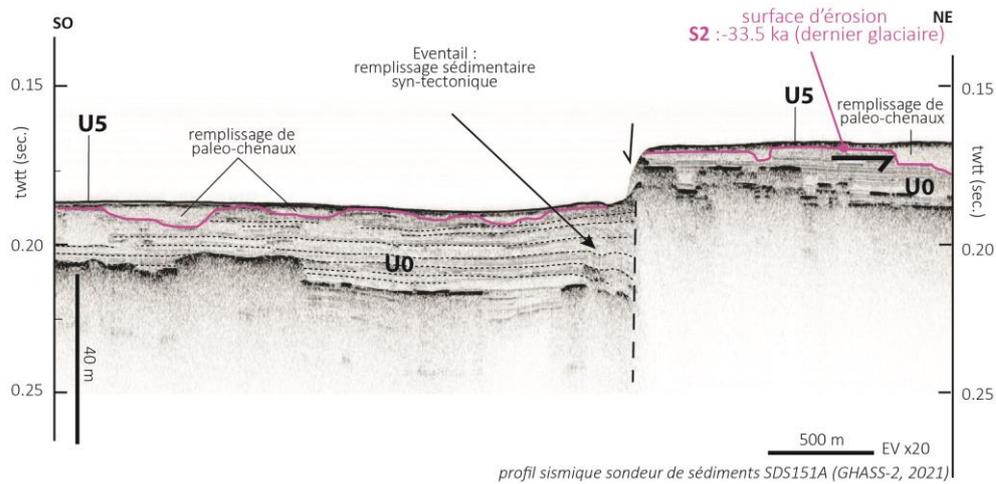


Figure VI.26 : Détail de la présence d'éventails sédimentaires au contact de certaines failles, témoignant d'un remplissage sédimentaire syn-tectonique. La localisation du profil est indiquée en Figure VI.24.

III.3.1.3. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides

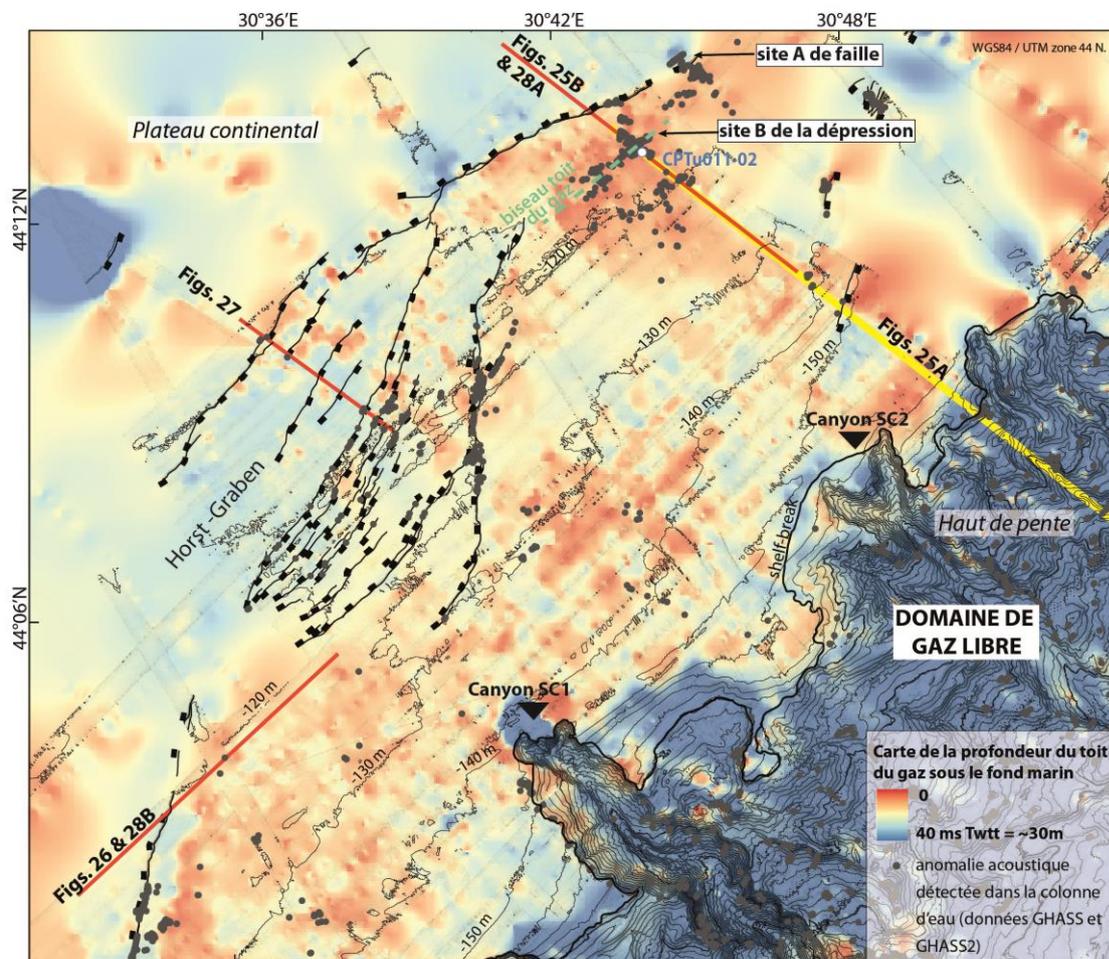


Figure VI.27 : Carte de la position du toit du gaz par rapport au fond marin zoomée sur le secteur « plateau ». Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau (données GHASS et GHASS 2) sont représentées par des points gris. Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III).

Le plateau se distingue des autres secteurs par un toit du gaz globalement très en surface qui s'approfondit clairement vers le rebord de plateau (Fig. VI.27). Celui-ci se situe en moyenne à 80 m de profondeur sous le fond de mer au niveau du rebord de plateau, il devient de moins en moins profond (~30 m sous le fond, Fig. VI.27) jusqu'à parfois se biseauter en allant sur le plateau (voir *biseau du toit du gaz* sur Fig. VI.27). Des variations et décalages importants sont perceptibles, notamment de part et d'autre des segments de failles SO-NE identifiées sur la bathymétrie, avec un toit du gaz généralement plus profond au niveau du Graben (Fig. VI.27). Hors des zones de failles, quelques variations de second ordre montrent des variations latérales (marches) de profondeur du toit du gaz (Fig. VI.27).

Le toit du gaz est régionalement exprimé avec la présence d'un niveau de très forte amplitude marquant un contraste sur les données de sondeur de sédiments sous lequel le signal est totalement absent (voir localisation du toit du gaz sur Fig. VI.28). Le toit du gaz apparaît discontinu à l'échelle d'un profil en fluctuant jusqu'à plusieurs mètres verticalement d'un réflecteur à l'autre, mais néanmoins semble au premier ordre, suivre la stratification inclinée des unités progradantes **U0** (Fig. VI.28). Les variations de profondeur de part et d'autre des failles (toit du gaz systématiquement plus bas dans le compartiment basculé) rend difficile la corrélation stratigraphique d'un compartiment à l'autre ; cependant, il semble que le toit du gaz se retrouve associé à un réflecteur I clairement identifié (voir *réflecteur I* sur Fig 28A). La corrélation avec les données d'une carotte acquise sur zone (GAS2-CS08) (voir *Carotte CS08* sur Fig. VI.28A) nous informe sur la nature de ce niveau particulier à l'interface entre deux unités sédimentaires de natures et propriétés différentes d'après les données *in-situ*. La corrélation avec les données de pénétromètre acquises à 35 m au sud-est de l'emplacement de la carotte CS08 montre que le réflecteur I se situe à la fois au toit d'une unité silteuse-sableuse, poreuse (voir *u2 [kPa]* sur Annexe A1, B)) et à l'interface de celle-ci avec une unité argileuse de faible porosité (voir Annexe A1, B).

Enfin, au sein du compartiment le plus proche du rebord de plateau, le toit du gaz suit la stratigraphie qui vient se biseauter en surface. La troncature du biseau stratigraphique par la surface d'émersion S2 associée au dernier glaciaire met parfois en contact le toit du gaz directement avec le fond de mer (Fig. VI.28A). Un alignement de sorties de fluide dans la colonne d'eau au droit de ces zones le confirme (Fig. VI.27). Une dépression identifiée sur les données bathymétriques et sur les données sismiques (voir **Site B** sur Fig. VI.28A), est une morphologie qui est clairement associée à la troncature du toit du gaz.

La relation entre la position des failles, du masque acoustique, et des zones présentant des panaches acoustiques sur le fond montre par contre qu'en présence de failles, le toit du gaz est affecté suivant deux configurations possibles :

- Soit il est latéralement tronqué par une faille et mis à l'affleurement, ce qui permet aux sédiments chargés en gaz de libérer le fluide qui circule le long de la stratification (Fig. VI.28);
- Soit la faille fait office de discontinuité verticale, et fournit un chemin de migration préférentiel. Elle recoupe donc le toit du gaz et fournit une échappatoire là où potentiellement sans cette faille la pression d'hydrofracturation liée au gaz accumulé n'aurait pas été suffisante pour laisser le gaz migrer verticalement (Fig. VI.27). Lorsque celui-ci n'a pas encore atteint la surface, il s'exprime au contact des failles du côté du compartiment surélevé (Fig. VI.29).

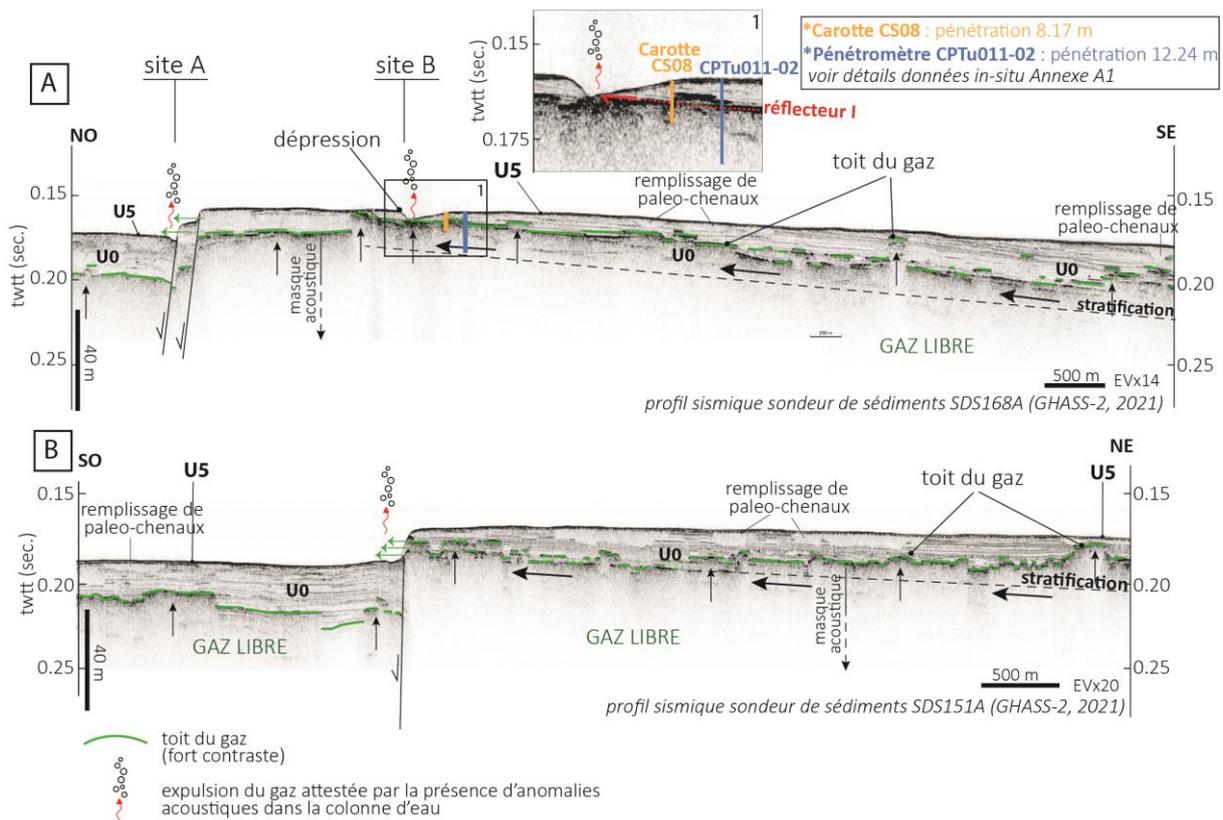


Figure VI.28 : Profils références choisis pour décrire le secteur « plateau » sur lesquels ont été ajoutés les indices de présence de gaz (profil A présenté en figure VI.25). Le toit du gaz se caractérise par une interface à fort contraste qui suit globalement la stratification. Quelques variations de profondeurs de second ordre latéralement explique néanmoins l'aspect irrégulier du toit du gaz relevé sur la figure VI.27. Les failles tronquent latéralement le toit du gaz et libèrent du gaz, attesté par la présence d'anomalies acoustiques dans la colonne d'eau. Notons que le site B de la dépression se situe à l'emplacement du biseau du toit du gaz sur le fond marin. Les localisations des profils sont indiquées en figure VI.27.

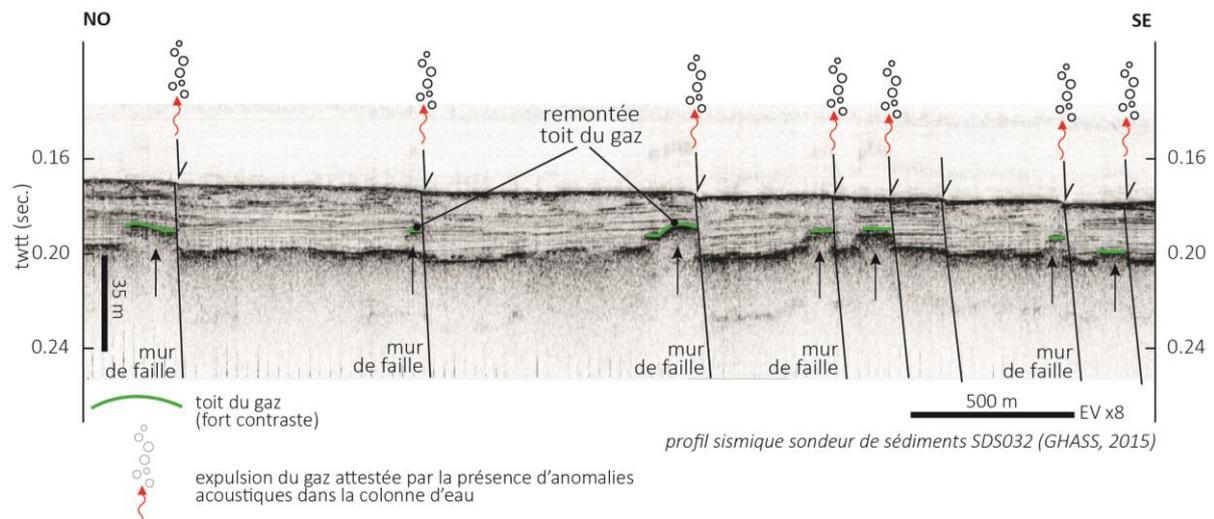


Figure VI.29 : Remontées locales du toit du gaz au contact du mur des failles (compartiment surélevé). La localisation du profil est indiquée en figure VI.27.

III.3.1.4. Apport de la plongée Nautille sur le secteur plateau

La plongée Nautille GH2_PLNAUT03 que j'ai effectuée sur la mission GHASS-2 (2021) a permis d'aller explorer les sites cibles en termes d'émission de fluides (Sites A, B) (Fig. VI.30), identifiés au préalable sur les données de sondeur multifaisceaux et sismiques acquises sur le secteur plateau (Fig. VI.28). L'objectif de la plongée était d'explorer deux structures d'émission de fluides distinctes, toutes deux présentant des anomalies acoustiques caractéristiques de dégazage sur le fond de mer; l'une (le site A, voir profil sondeur de sédiments Fig. VI.28A) le long d'une des nombreuses failles normales du plateau orientée N70° à vergence Nord, de rejeu décimétrique (~7-8 mètres), l'autre (le site B, voir profil sondeur de sédiments Fig. VI.28A) associée à une dépression de forme allongée identifiée sur la bathymétrie (Fig. VI.30), d'environ 500 m de long et de 40 m de large située dans une zone dépourvue de failles sur le lieu d'affleurement du réflecteur I.

La nature du fond dans la zone explorée est meuble, globalement argileuse, de couleur ocre en surface. Ponctuellement sur le trajet de la plongée, l'enfoncement du godet équipé sur le bras du Nautille a montré que la couleur des sédiments ocres en surface évoluait rapidement vers une couleur très sombre à noire.

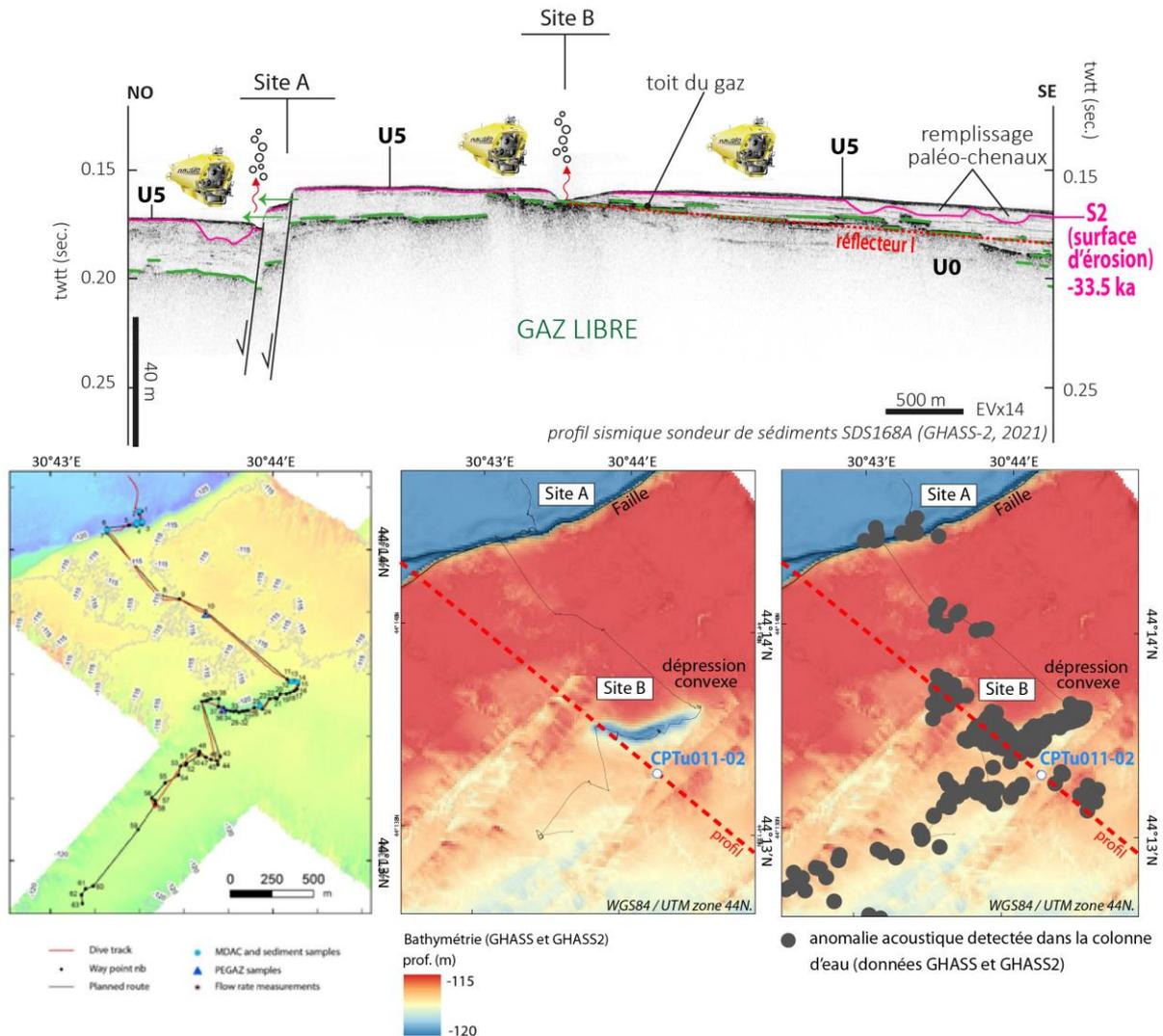


Figure VI.30 : Plan de route vue en coupe (en haut) et en plan (à gauche) de la plongée exploratoire Gh2_PLNAUT3 avec le submersible Nautilus (mission GHASS-2) et opérations réalisées (prélèvements de gaz (PEGAZ) et de roches). Au milieu : Bathymétrie laissant apparaître le site de faille A et le site B de la dépression. A droite : Bathymétrie sur laquelle ont été ajoutées les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau.

Le site A de la faille

A l'approche de l'axe de faille, sur le fond du bloc inférieur, des chapelets de bulles à débit constant ont pu être observés s'échappant de perforations isolées centimétriques qui s'étalent sur le substrat sableux. Certaines morphologies concentriques légèrement en dépression (~30 cm de diamètre) se dessinent localement sur le fond, jusqu'à parfois s'agglomérer mettant à l'affleurement les sédiments sombres remaniés (Fig. VI.31, photo A). Le plan de faille met à l'affleurement des formations stratifiées argilo-silteuses, compactes de couleurs claires jaunes/ocres/blanches, dans lesquelles peuvent s'intercaler des bancs bruns plus indurés (Fig. VI.31, photo 4). De nombreuses émissions de gaz s'échappent de l'axe de

faille, zone sur laquelle se développent localement des dalles de calcaires consolidés bruns, constitués d'éléments biogènes (coquilles de bivalves) (Fig. VI.31, photo 2) qui ont été prélevées pour analyses géochimiques (S. Gontharet, *communication personnelle*). Quelques tissus d'origine probablement bactérienne (sous forme de tapis ou de structures tubulaires, photo 3 sur Fig. VI.31) associés à la zone active de failles, ont également été échantillonnés pour analyse (L. Toffin, *communication personnelle*).

Le site B de la dépression convexe

Situé sur le bloc supérieur, le fond est argileux à l'approche du site B et parfois marqué par des étendues de tapis de coquilles de bivalves (photo 6 sur Fig. VI.31). Le site actif B de la « dépression convexe » est marqué par la présence de nombreuses concrétions de couleur blanche à grise s'étendant sur 1 à 2 mètres de diamètre latéralement (Fig. VI.31 photos 7, 8, 9, 10). Ces concrétions se distribuent régulièrement dans le périmètre du site B, et sont associées aux zones de suintements sur le fond. L'une d'elles a fait l'objet d'un prélèvement de roche et de gaz (Fig. VI.31, photo 10). Certaines de ces morphologies bien développées dessinent un relief positif sur le fond individualisant de petites cheminées coniques qui peuvent atteindre 1 m-1,50 m de hauteur (Fig. VI.31, photo 9) (S. Gontharet, *communication personnelle*).

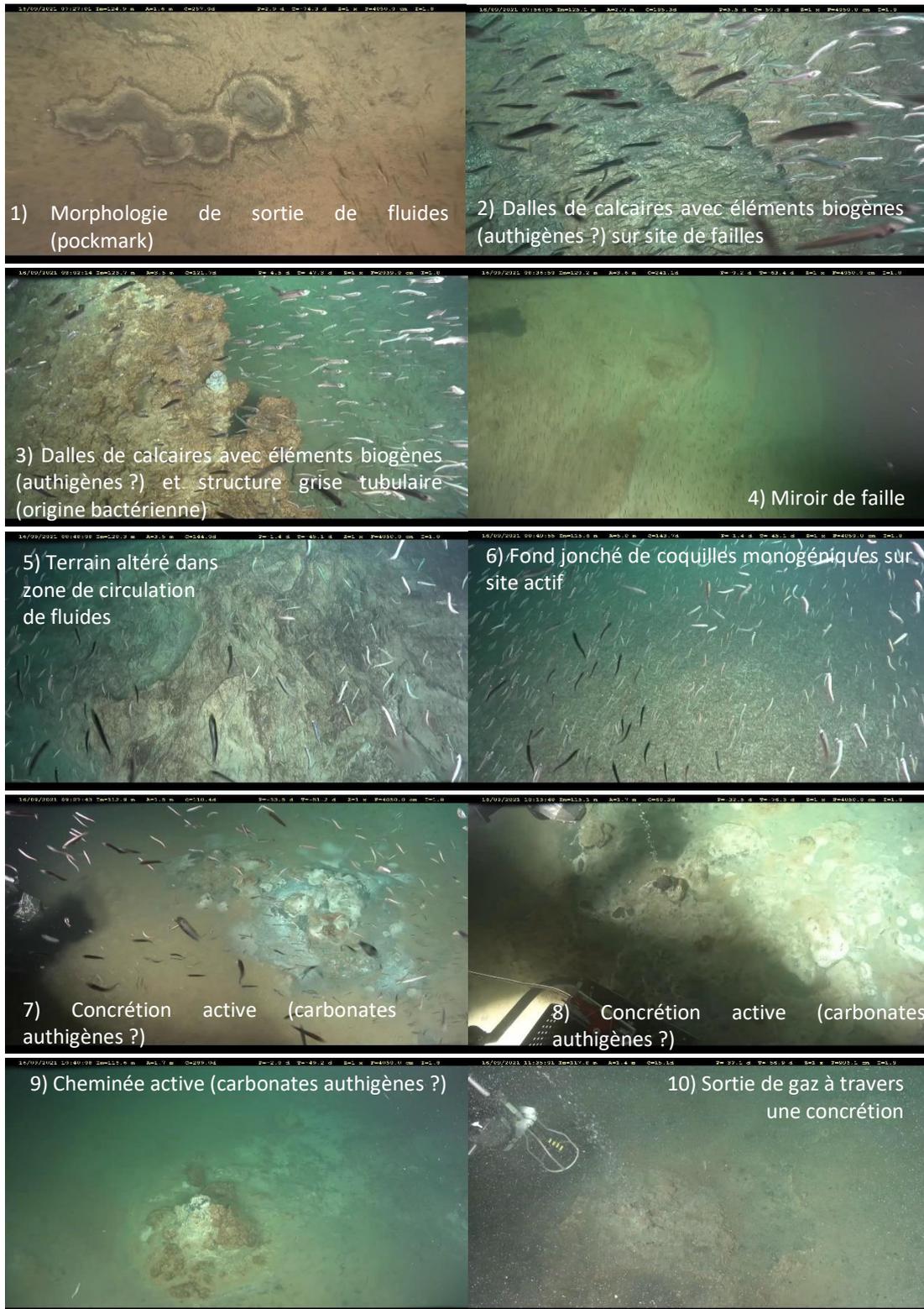


Figure VI.31 : planche photographique de la plongée Gh2_PLNAUT3.

III.3.1.5. Discussion sur le rôle de la stratification et la segmentation latérale des failles sur la distribution des sorties de fluides

Notre analyse a permis de voir que le front de gaz réside actuellement à différentes profondeurs, et se trouve décalé le long des failles, posant la question du contrôle de la segmentation latérale de ces failles sur la distribution des sorties de gaz.

Une synthèse basée sur les observations, est proposée en Figure VI.32, à travers un schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « plateau ».

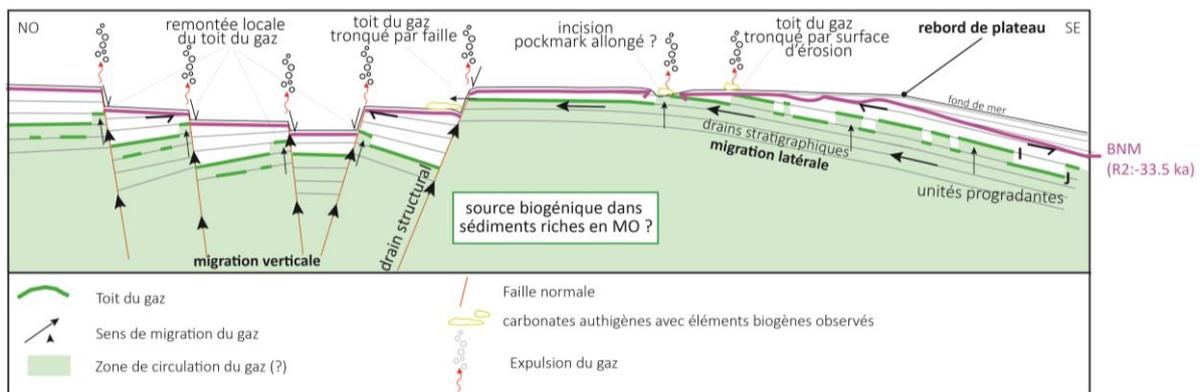


Figure VI.32 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « plateau », le long d'un profil longitudinal par rapport à la pente et transverse aux systèmes de failles du plateau.

• **Contrôle stratigraphique sur la circulation et l'expulsion du gaz**

Le toit du gaz est discontinu dans cette zone mais il suit globalement l'inclinaison de la stratification et peut emprunter localement des chemins verticaux (Fig. VI.32). Le processus de circulation latérale du gaz le long de la stratification est également possible le long de niveaux sédimentaires particuliers. La relativement bonne porosité de l'un de ces niveaux au sommet d'une unité à dominance sableuse, marqué par un changement de lithologie par rapport aux sédiments sus-jacents (réflecteur I), situé au toit d'une unité sableuse de plusieurs mètres d'épaisseurs et scellée par une unité argileuse imperméable, pourrait expliquer la position du toit du gaz très en surface et une circulation latérale du gaz le long de la stratigraphie dans ce secteur.

De plus, lors du dernier glaciaire, l'excavation des sédiments en surface par **S2**, pourrait avoir contribué à un toit du gaz plus proche de la surface sur le domaine de plateau par rapport au domaine de pente, en réduisant la pression effective dans le milieu. Par conséquent, le gaz remonte permettant au gaz d'être expulsé plus facilement dans la colonne d'eau (Figs. 28A et

32). La formation de la dépression (site B) au point de biseau du toit du gaz sur le fond marin (Fig. VI. 28A), suggère que celui-ci est un pockmark, résultant de processus de déformation des sédiments superficiels, en réponse à l'expulsion de gaz depuis les sédiments vers le fond marin (Hovland, 1987 ; Gay, 2002 ; Andresen et al., 2008). L'extension latérale de ce pockmark visible sur la bathymétrie (Fig. VI.30), reflète soit le prolongement latéral de l'érosion du toit du gaz avec le fond, mais peut aussi s'expliquer par une interaction entre des courants de contour qui agissent sur le fond, et les sorties de gaz, comme suggéré par Andresen et al. (2008) pour expliquer les pockmarks en forme de « lune » (Fig. VI.32). Les concrétions carbonatées et cheminées identifiées sur le fond lors de la phase d'exploration sur le site B sont la signature en surface de l'expulsion du gaz (Fig. VI.31, photos 7, 8 et 9). Ceux-ci sont pressentis comme étant des carbonates authigènes formés en réponse à une intense activité microbienne associée aux environnements méthanogènes (Bayon et al., 2009 ; Boetius, 2000 ; Suess, 2014 ; Romer et al., 2014 ; Pierre et al., 2017; Praeg et al., 2022). Les analyses des prélèvements réalisés lors de la plongée exploratoire sur le site A de failles et les cheminées identifiées au site B n'ont malheureusement pas encore permis de valider notre hypothèse.

- **Rôle des failles comme vecteur de migration latérale et verticale du gaz**

L'alignement des sorties de gaz sur les axes de failles signifie que celles-ci sont fortement vectrices de gaz. Le suivi du toit du gaz sur les données sismiques montre que les failles peuvent passivement jouer le rôle d'exutoire au gaz en tronquant latéralement les couches sédimentaires accumulant le gaz (Fig. VI.32). Les failles agissent également comme des drains sub-verticaux permettant au gaz contenu dans les sédiments superficiels de remonter (Fig. VI.32). Nous ne savons pas si le gaz expulsé peut provenir de sources plus profondes, mais les prélèvements effectués indiquent une origine biogénique. Le lien entre la présence de failles et la distribution des suintements en surface a déjà été établi dans de nombreux systèmes, montrant qu'elles agissent comme vecteurs de migration du gaz (Anderson et al., 1994 ; Talukder et al., 2012 ; Ma et al., 2021).

III.3.2. Le rôle des failles anciennes sur l'expulsion du gaz dans la zone à Hydrates – Secteur « CRETE »

III.3.2.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluides

Le secteur de la crête se situe sur le flanc Nord du canyon SC1, entre -700 m et -900 mètres de profondeur d'eau, dans la ZSHG (Fig. VI.2). Orientée globalement Nord-Sud, la « crête » s'étend sur un relief de 4.5 km de long et de 500 m de large, (Fig. VI.33). Deux escarpements Est et Ouest composent la crête (Fig. VI.33); des données sismiques haute-résolution présentées par Ker et al. (2019) ont révélé que ces escarpements sont associés au rejet de deux failles normales profondes qui basculent le compartiment ouest.

La présence de très nombreux panaches acoustiques dans la colonne d'eau fait du secteur de crête une zone spécifique dans l'étude de la dynamique fluides puisqu'elle représente à l'échelle de la marge, l'un des seuls sites, avec le secteur de « volcans de boue » (décrits en suivant), identifiés comme actifs en termes de sorties de fluides à l'intérieur même de la ZSHG. Les données colonne d'eau ont en effet permis de détecter un alignement de sorties de fluides à l'emplacement de la crête (Fig. VI.33B). Selon Riboulot et al. (2017) celles-ci représentent 2 % des suintements actifs identifiés sur la zone d'étude. Des prélèvements réalisés sur la zone ont révélé une origine biogénique du gaz (Ruffine et al., 2021).

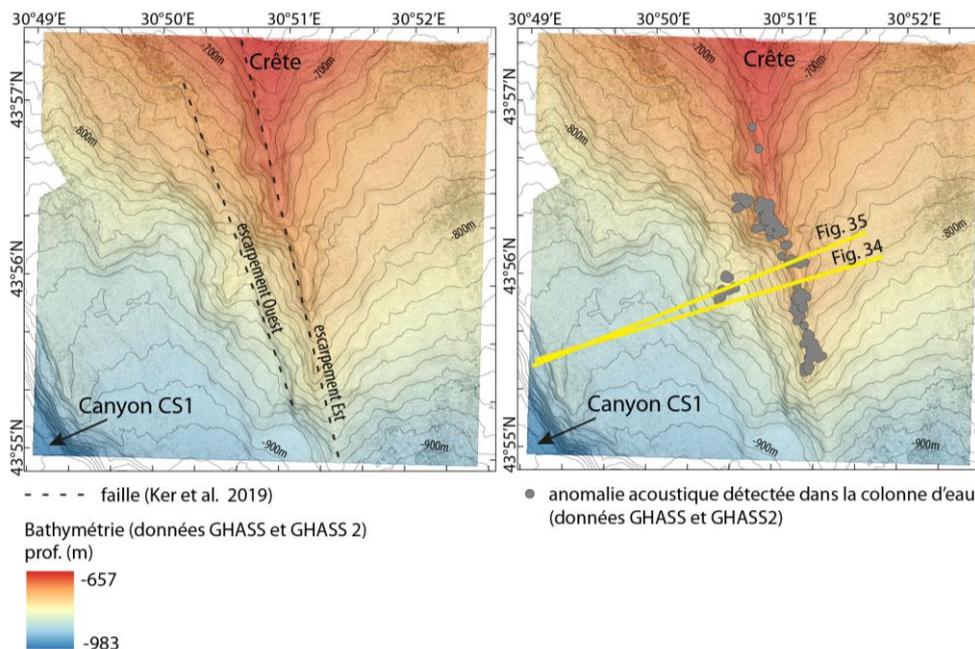


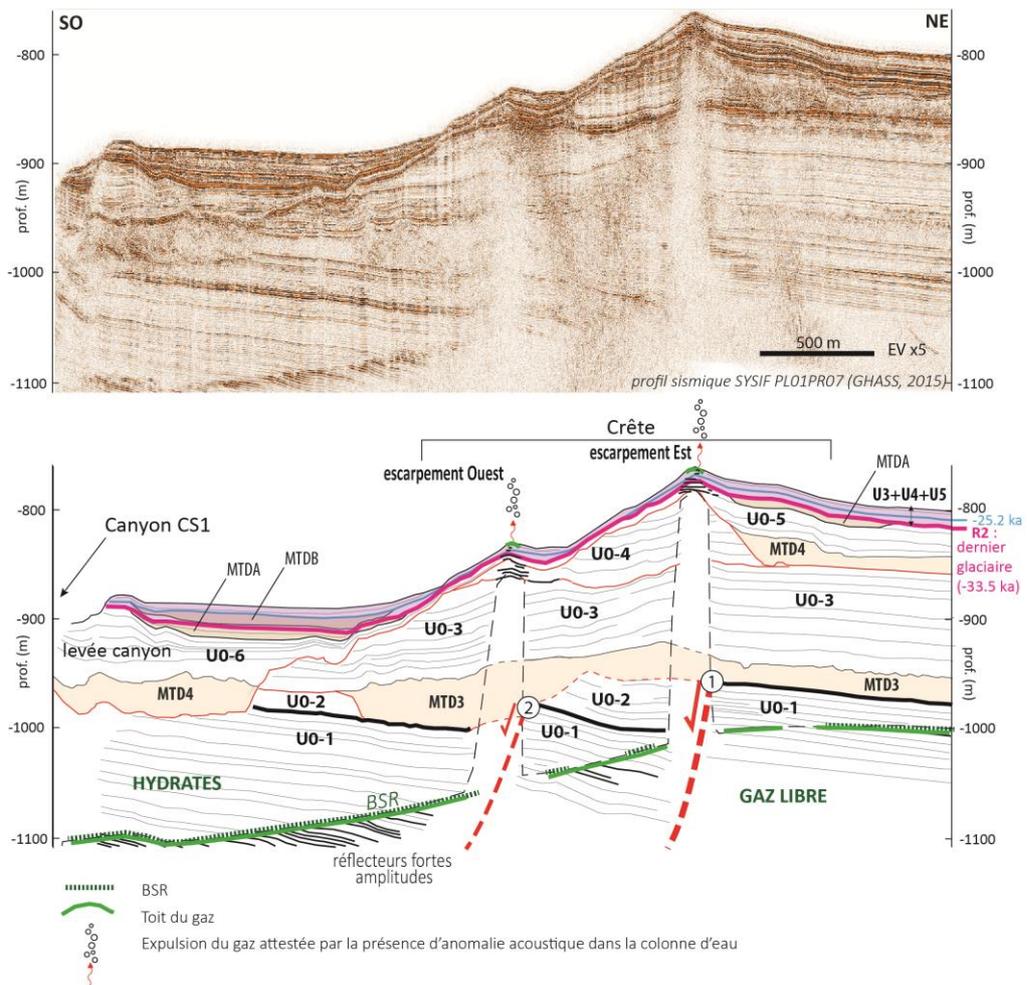
Figure VI.33 : Zoom sur la bathymétrie du secteur « crête » (données GHASS et GHASS 2). Les escarpements sont représentés par des pointillés noirs. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points gris (données GHASS et GHASS 2). Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III) ; Les traits jaunes représentent les localisations des profils présentés en Figures VI.34 et VI.35.

III.3.2.2. Géométrie et architecture sédimentaire

Sous la ligne de crête (Fig. VI.33), deux failles normales séparent des unités sismiques litées de faible amplitude aux réflecteurs subparallèles (notées **U0** sur Fig. VI.34). Une corrélation des réflecteurs de part et d'autre de ces failles montrent qu'elles ne décalent que la partie profonde de l'unité **U0 (U0-1)** (> 950 m de prof.) et n'affectent pas la partie supérieure des sédiments (Fig. VI.34). Ces failles génèrent un rejet normal de 80 m pour la faille « 1 » (voir label « 1 » sur Fig. VI.34) et de 10 à 20 m pour la faille « 2 » (voir label « 2 » sur Fig. VI.34), en direction du canyon et sont à l'origine du relief escarpé qui existe sur le fond de mer actuel (Fig. VI.33). Plus en surface, ces failles ne décalent plus la stratigraphie mais se caractérisent par un masque acoustique (voir Fig. VI.34).

Des unités, au faciès sismique chaotique de faible amplitude s'intercalent dans les unités sédimentaires, et sont associées à des MTDs d'âges de mise en place différents (voir **MTD** sur Fig. VI.34).

Figure VI.34 : Profil THR (SYSIF) reflétant la géométrie du secteur de la crête. Les 2 failles représentées en pointillés rouges décalent les unités U0 profondes (U0-1). Au-dessus, les unités sont affectées par de nombreux processus érosifs liés aux dépôts de MTDs mais ne sont pas décalées par les failles 1 et 2. Le BSR et le toit du gaz sont représentés en vert.



III.3.2.3. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides

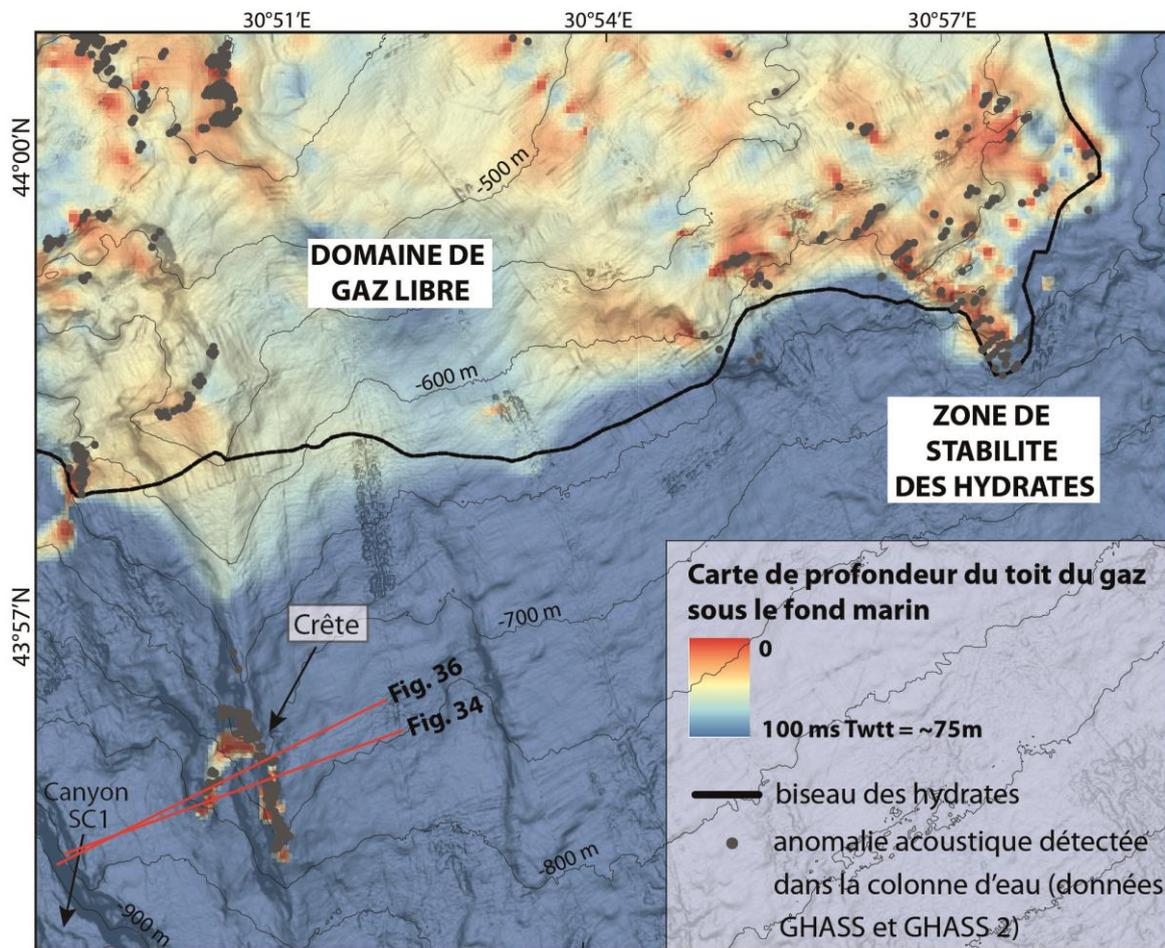


Figure VI.35 : Carte de la position du toit du gaz par rapport au fond marin zoomée sur le secteur de la « crête ». Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau (données GHASS et GHASS 2) sont représentées par des points gris. Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III). Le biseau des hydrates correspond à la terminaison supérieure du BSR observé sur les données sismiques.

Cette zone est globalement riche en gaz comme le démontre l'observation d'un BSR sur les données sismiques HR (Fig. VI.36, encart 1). La présence de gaz libre sous le BSR est révélée par des réflexions de forte amplitude et une forte atténuation du contenu fréquentiel (voir *réflecteurs forte amplitude* sur Fig. VI.36). Ce BSR est bien continu mais s'interrompt sous la zone de crête, au point de croisement avec les failles (Fig. VI.36). La carte du toit du gaz met en évidence une remontée du toit du gaz très en surface à l'intérieur de la ZSHG (Fig. VI.36) associée en surface aux sorties de fluides identifiées dans la colonne d'eau (Fig.33B). Le long des deux failles présumées, deux zones acoustiquement sourdes de ~250 à 400 m de large interrompent le BSR (Figs. VI.34 et 36). Ces zones

sourdes se propagent verticalement au-delà de la terminaison supérieure des failles jusqu'en sub-surface, indiquant la présence de gaz libre dans la zone à hydrates théorique. Leurs terminaisons en surface est associée à des fortes amplitudes au sommet des crêtes (Figs. VI.34 et 36).

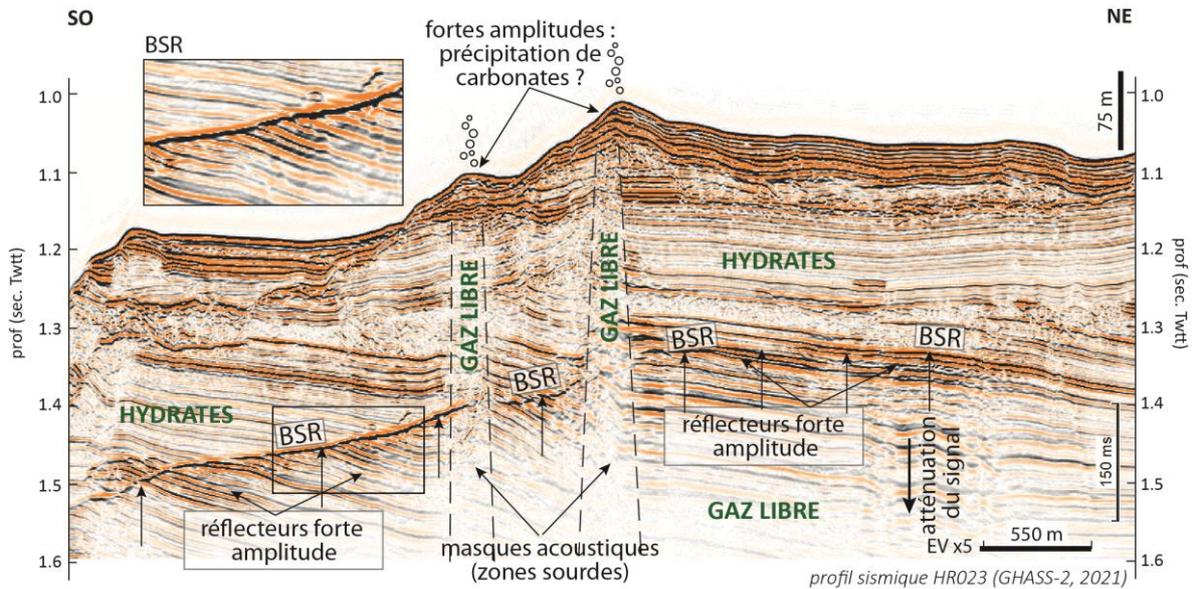


Figure VI.36 : Indices de présence de gaz sur le profil HR référence du secteur de la « crête ». La présence d'un BSR bien marqué et les réflexions associées de forte amplitude à sa base indique une accumulation du gaz libre sous la zone à hydrates. La remontée du toit du gaz à l'aplomb des deux failles s'exprime par deux zones sourdes verticales associées à une disparition ponctuelle du BSR. En surface cette remontée du toit du gaz s'exprime par des fortes amplitudes en sub-surface et des sorties de fluide.

III.3.2.4. Discussion sur le rôle des failles sur la migration du gaz dans la zone à hydrates

- **Rôle des failles sur la migration du gaz**

Des indices de remontées de gaz le long et à l'aplomb de deux failles normales pré-existantes qui affectent les unités profondes témoignent de la traversée verticale de gaz depuis la base de la zone à hydrates, jusqu'en surface (Fig.36).

Une synthèse basée sur les observations, est proposée en Figure VI.37, à travers un schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur de la « crête ».

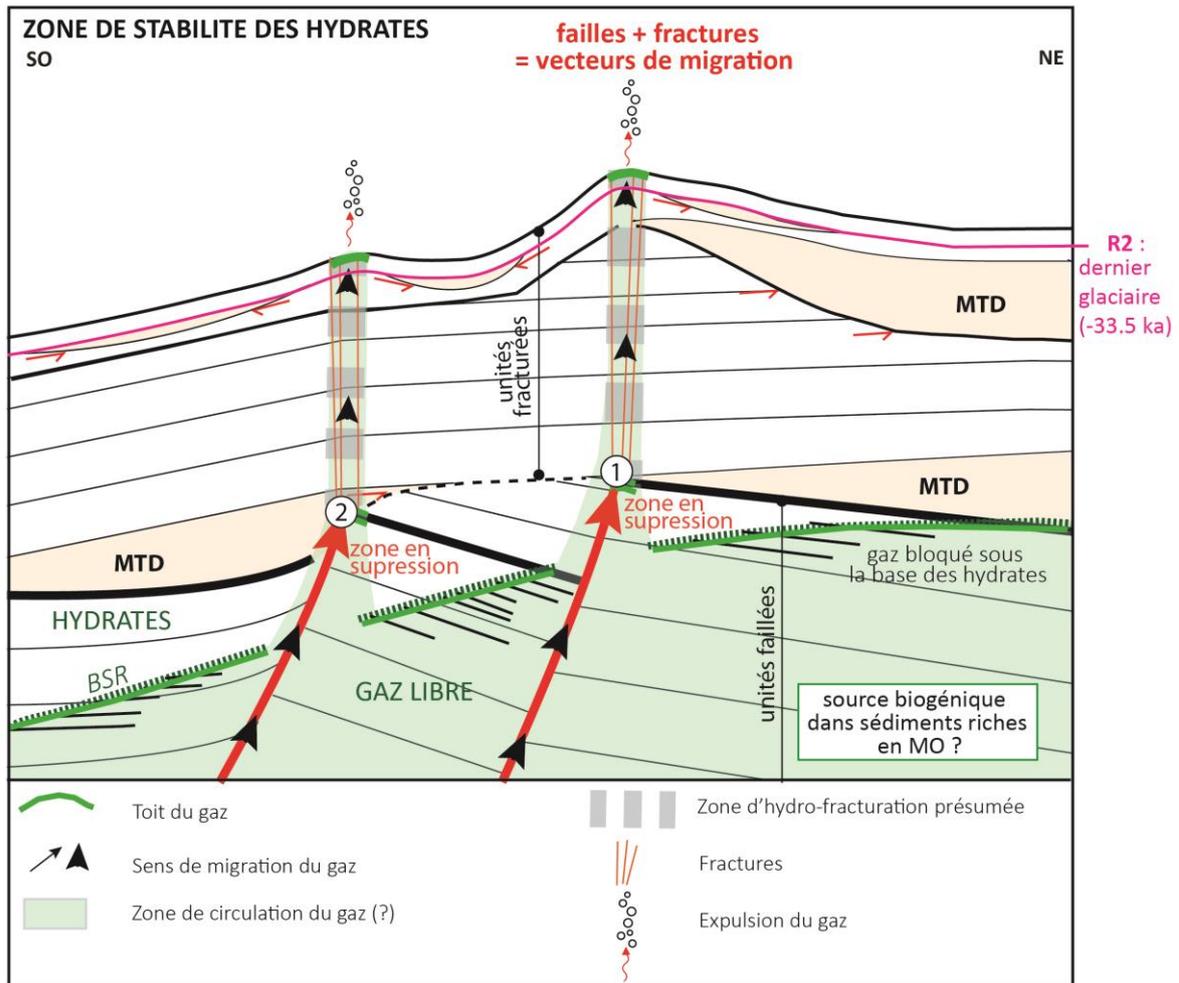


Figure VI.37 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur « crête ».

De manière similaire à ce qui a été observé par Gorman et al. (2002) sur la ride de Blake (Blake Ridge), nous proposons donc que les failles dans ce secteur, soient les principales vectrices de migration du gaz depuis les sédiments profonds vers la surface (Fig. VI.36). Cette hypothèse est étayée par les récents travaux de Ker et al. (2019) qui, à partir des sorties de fluide observées dans la colonne d'eau et la récupération d'hydrates en sub-surface dans des carottes (mission GHASS), ont montré la coexistence de gaz et d'hydrates le long de la faille à l'intérieur même de la zone à hydrates (Fig. VI.38). Notre analyse a cependant montré que les colonnes acoustiques témoignant du transfert de gaz vers la surface étaient associées : (1) en profondeur à un décalage des séries, donc à une faille avec rejet puis, (2) à partir des points 1 et 2, à aucun décalage, peut-être à un autre type de faille sans rejet.

- **Discussion sur le processus d'expulsion du gaz**

Pour tenter d'expliquer cette observation, nous proposons que le gaz qui a migré jusqu'aux sommet des failles « à rejet » se soit accumulé sous des niveaux imperméables, en créant localement des zones en surpression (Fig. VI.37). Une fois le seuil critique de pression dépassé, la formation de multiples fractures en réponse à l'excès de pression interstitielle au toit des failles permettrait au gaz libre de traverser la ZSHG et d'atteindre le fond marin dans la zone de la ligne de crête (Fig. VI.37). Cette hypothèse est cohérente avec le prolongement du masque acoustique jusqu'en surface et la continuité latérale des couches sédimentaires superficielles contrairement aux séries sédimentaires sous-jacentes.

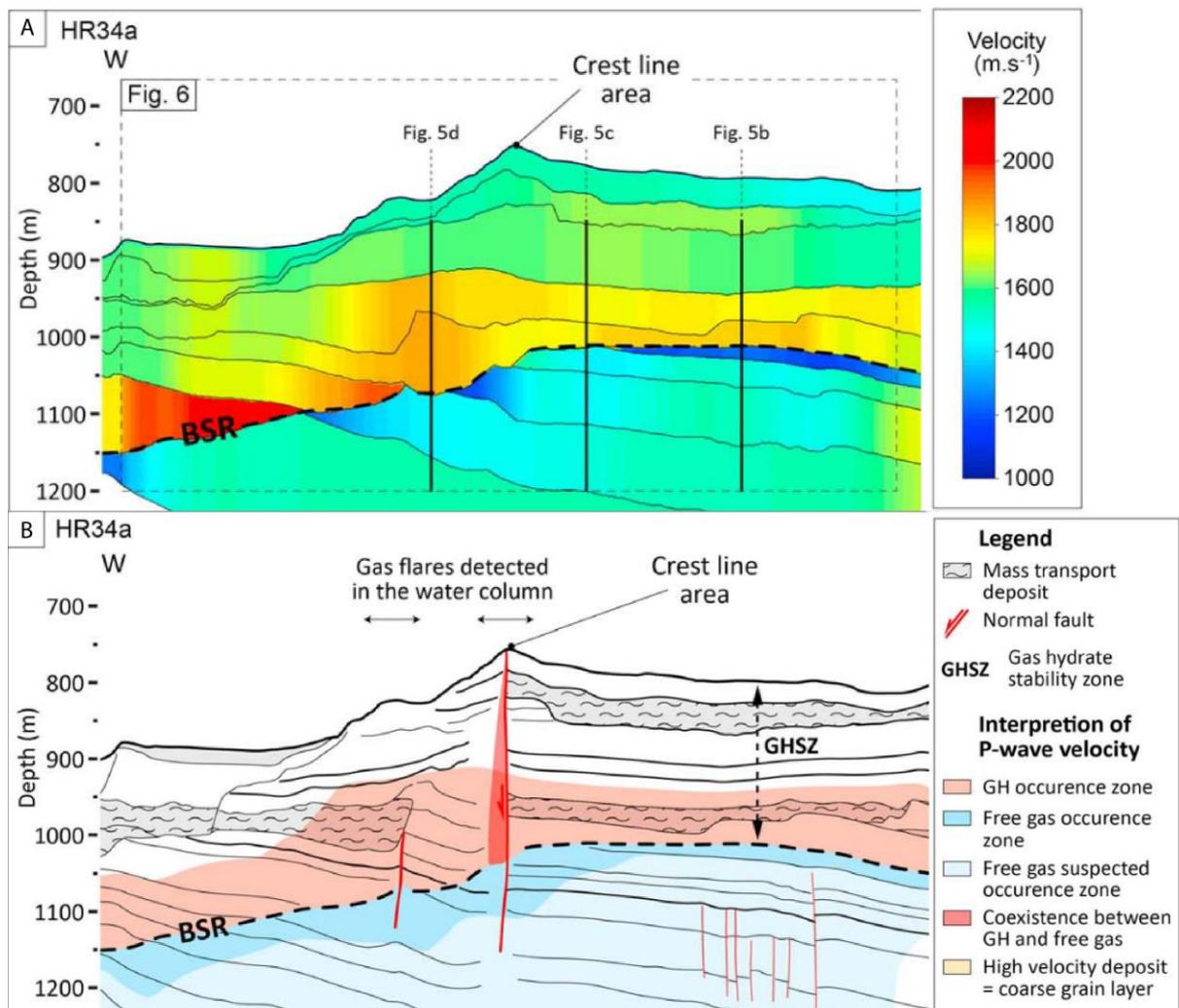


Figure VI.38 : Caractérisation géophysique du système à hydrates dans le secteur de crête et interprétations tirées de Ker et al. (2019). A : Le modèle de vitesses d'intervalles met en évidence la présence d'une inversion de vitesses sous le BSR (vitesses < 1500 m/s) indiquant la présence de gaz libre sous la couche d'hydrates. B : interprétation des différents domaines de gaz libre, hydrates et mise en évidence de la coexistence d'hydrates et de gaz libre le long des failles.

III.4. Contrôle de la localisation des sources thermogéniques sur la distribution de volcans de boue

III.4.1. Exemple du secteur des « VOLCANS »

III.4.1.1. Description générale de la zone et distribution des sorties de fluides

Le secteur des volcans de boue se situe au Nord-Est de la zone d'étude, entre 730 et 780 m de profondeur d'eau, dans la ZSHG (Fig. VI.2). Deux hauts fonds coniques sont visibles en bathymétrie sur le flanc nord d'un paléo-chenal enfoui (Fig. VI.39a) et constituent les cratères de deux volcans distincts (Volcans (1) et (2) sur Fig.39b). Le volcan (1) à l'ouest mesure 500 m à la base et 30 m de haut, tandis que le volcan (2) plus à l'est fait environ 300 m de diamètre et moins de 20 m de haut (Fig. VI.39b). Une zone d'effondrement caractérise le sommet de chaque cratère (Fig. VI.39b). Des sorties de fluides dans la colonne d'eau s'échappent précisément du centre des cratères (Fig. VI.39a).

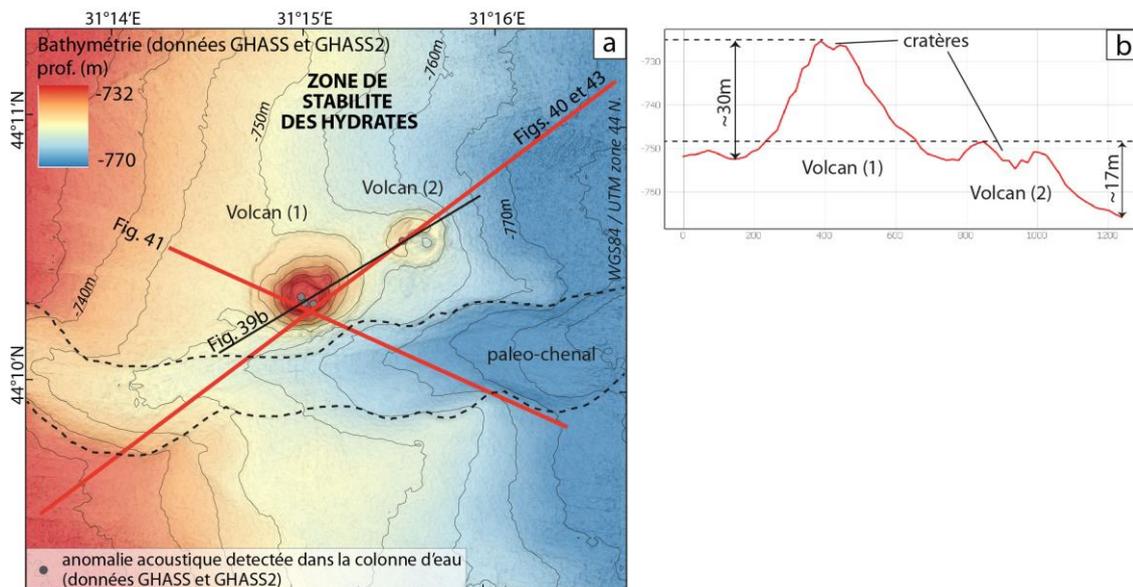


Figure VI.39 : a) Zoom sur la bathymétrie du secteur « volcans » (données GHASS et GHASS 2). Un paléo-chenal est délimité par des pointillés noirs. Les positions des anomalies acoustiques sont représentées par des points gris (données GHASS et GHASS 2). Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III) ; Les traits rouges représentent les localisations des profils présentés en Figures VI.40, VI.41, et VI.43. b) profil bathymétrique des deux cratères.

III.4.1.2. Géométrie et architecture sédimentaire

Les volcans de boue sont bien identifiables sur les données sismiques, notamment par la présence des deux structures coniques qui dessinent les cratères en surface (Fig. VI.40a). Sous les volcans, des unités sismiques de faible amplitude et litées (U0-3, U0-4, U0-5 sur Fig.

VI.40b) contrastent avec les unités à faciès chaotiques associées à des dépôts de transport de masse (MTDs) (**MTD1**, **MTD2**, **MTD4** sur Fig. VI.40b). Ceux-ci érodent et s'intercalent successivement dans les unités litées.

Sous le MTD le plus profond, une unité épaisse et déformée, probablement de levée, marquée par la présence de réflecteurs discontinus et plissés (**U0-1** sur Fig. VI.40b), est attenante à une profonde cicatrice d'un paléo-chenal, située à l'ouest du volcan (1) (voir *paléo-chenal 1* sur Fig. VI.40b). Tout comme le paléo-chenal localisé plus en surface (voir *paléo-chenal 2* sur Fig. VI.40b) qui laisse une empreinte sur le fond de mer actuel (Fig. VI.40a), tous deux sont comblés par des unités de remplissage (Fig. VI.40b).

L'unité post-**R2** déposée depuis le dernier glaciaire recouvre l'ensemble de la zone ; elle est composée de **U3**, **U4** puis **U5** (Fig. VI.40b). Elle apparaît comme globalement isopaque, à l'exception des deux zones sur-épaissies associées au développement des cônes volcaniques (1) et (2).

De part et d'autre de l'axe à la verticale des volcans, des morphologies en éventail semblent s'intercaler dans les unités litées (**U0-2** et **U0-5** sur Fig. VI.40b) et s'étalent latéralement, au sommet des MTDs. Elles sont caractérisées par des réflecteurs divergents de forte amplitude (Fig. VI.40b). La plus superficielle semble combler le paléo-chenal situé à l'ouest du volcan (1) (Fig. VI.41).

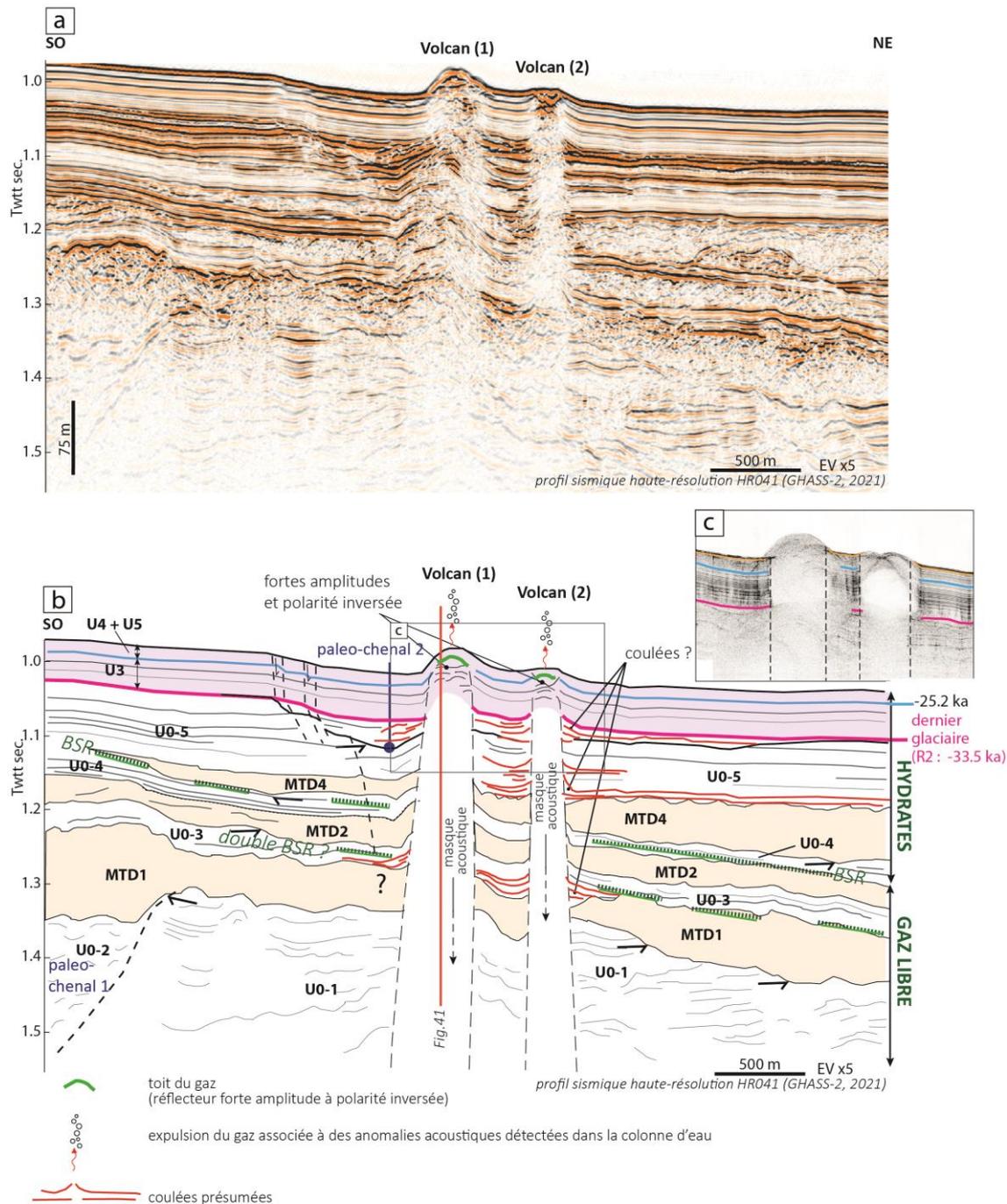


Figure VI.40 : Profil référence représentant la géométrie du secteur des « volcans de boue ». Celle-ci est marquée par une alternance de dépôts stratifiés et MTDs, traversés par deux zones sourdes à l'aplomb des deux cratères des volcans identifiés sur la bathymétrie et liées à la remontée du toit du gaz en surface. La position du BSR est représentée en pointillés vert ; il est discontinu dans la zone et disparaît à l'aplomb des deux cratères associés aux zones sourdes. Des fragments de réflexions à polarités inversées sous l'actuel BSR laissent penser qu'un double BSR existe en profondeur. La partie supérieure des volcans de boue se matérialise sur les données de sondeur de sédiments par un faciès transparent qui traverse les unités post-R2 déposées depuis le dernier glaciaire. Les coulées présumées, constituées de matériaux boueux sont représentées en rouge.

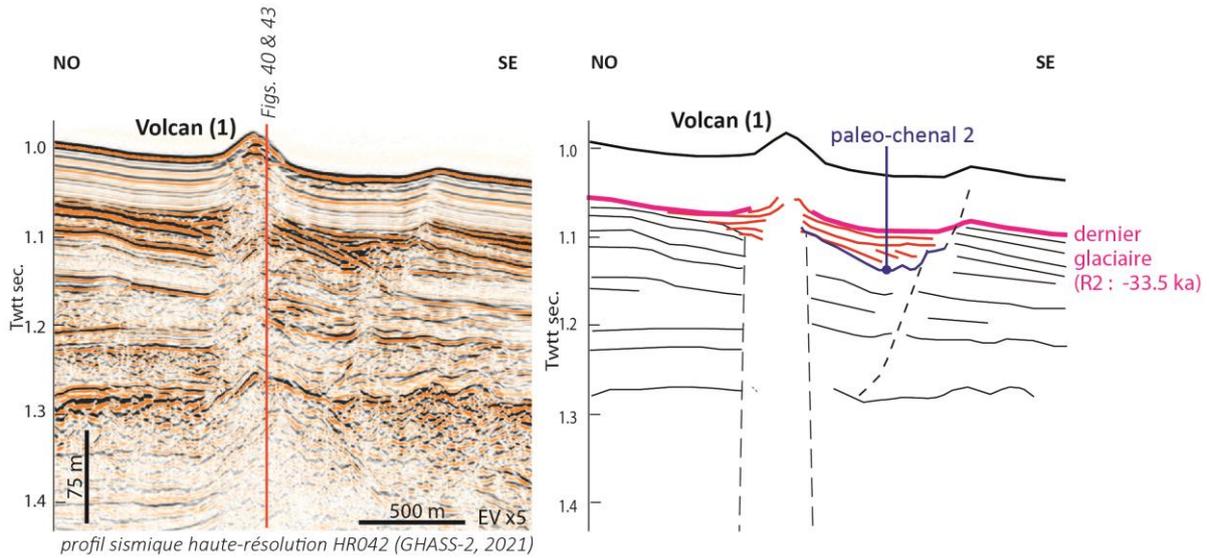


Figure VI.41 : détail de la coulée présumée la plus superficielle. Celle-ci présente un faciès en éventail forte amplitude, qui remplit partiellement le paléo-chenal 2 formé antérieurement.

III.4.1.3. Anomalies géophysiques liées à la présence de fluides

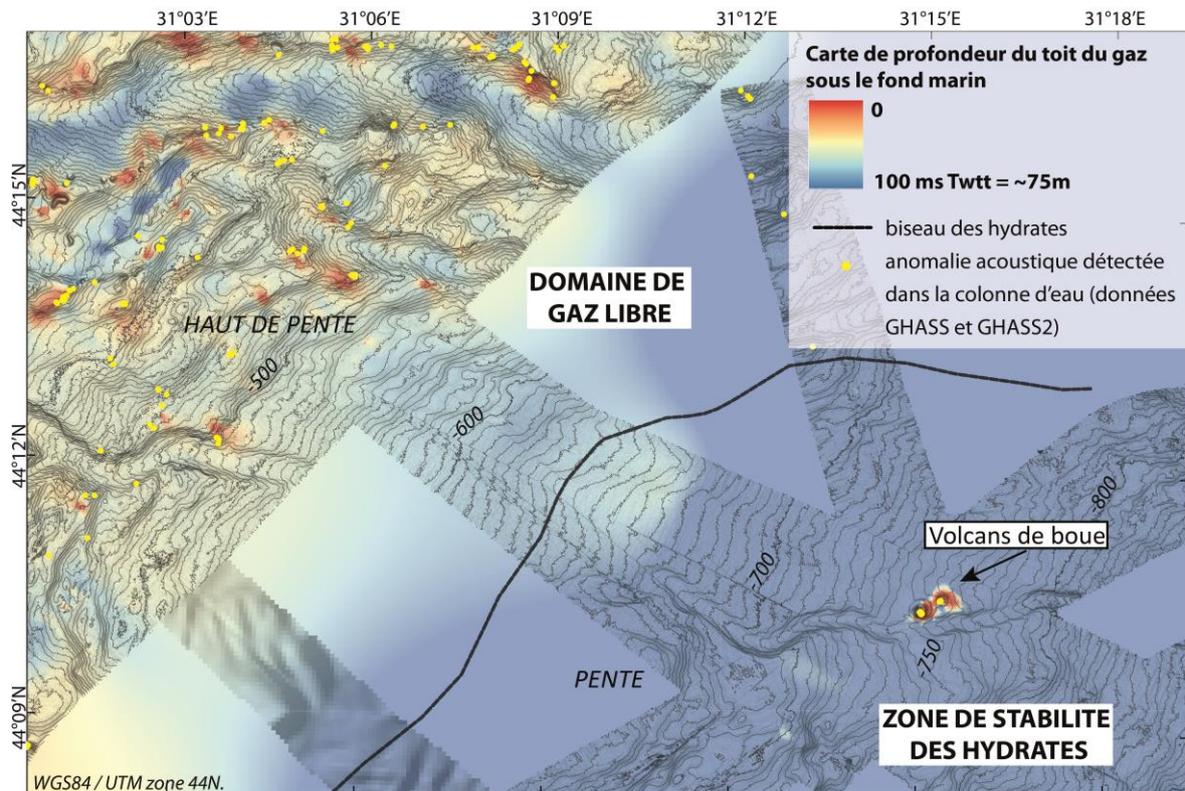


Figure VI.42 : Carte de la position du toit du gaz par rapport au fond marin zoomée sur le secteur « VOLCANS». Les anomalies acoustiques détectées dans la colonne d'eau (données GHASS et GHASS 2) sont représentées par des points jaunes. Notons que la distribution des anomalies acoustiques doit être observée au regard de l'emprise de données colonne d'eau acquises (voir l'emprise des zones insonifiées dans la colonne d'eau, Fig. III.4, du Chapitre III). Le biseau des hydrates, représenté par un trait noir plein, correspond à la terminaison supérieure du BSR observé sur les données sismiques.

Le secteur des volcans de boue est associé à une remontée locale du toit du gaz très en surface (Fig. VI.42). En dehors des zones de cratères, le toit du gaz est piégé sous le base des hydrates, attesté par la présence d'un BSR (**BSR** sur Fig. VI.40B). Ce dernier est beaucoup plus difficilement perceptible et plus discontinu que dans le secteur « crête » précédemment décrit. A la verticale des deux volcans de boue, le BSR est notamment recoupé par deux colonnes au faciès sourd sur les données HR qui brouillent totalement le signal acoustique sur les données HR (Fig. VI.40B) et de sondeur de sédiments (Fig. VI.40C). Ces deux colonnes acoustiquement sourdes associées à une interruption locale du BSR, traversent également l'ensemble de la colonne sédimentaire mettant en évidence la présence de gaz libre à l'intérieur de la ZSHG jusqu'en surface (Fig. VI.40B). Des réflecteurs à forte amplitude à polarité inverse au toit des colonnes acoustiques sourdes et des prélèvements d'hydrates au sommet des volcans lors de la mission GHASS-2 (2021) témoignent de la coexistence d'hydrates et de gaz libre au niveau des cônes de boue visibles en bathymétrie (voir *fortes amplitudes* sur Fig. VI.40B). La présence de carbonates authigènes n'a pas encore été montré par des prélèvements mais pourrait également expliquer ces fortes amplitudes.

La présence de forte amplitude à polarité inversée, parallèles et sous le BSR actuel pose réellement la question, bien que très hypothétique, de l'existence d'un double BSR sous lequel une partie du gaz pourrait également être piégé plus profondément (Fig. VI.40B).

III.4.1.4. Discussion sur les volcans de boue comme vecteurs de migration du gaz dans la zone à hydrates

Une synthèse basée sur les observations, est proposée en Figure VI.43, à travers un schéma de fonctionnement du système fluide dans le secteur des « volcans de boue ».

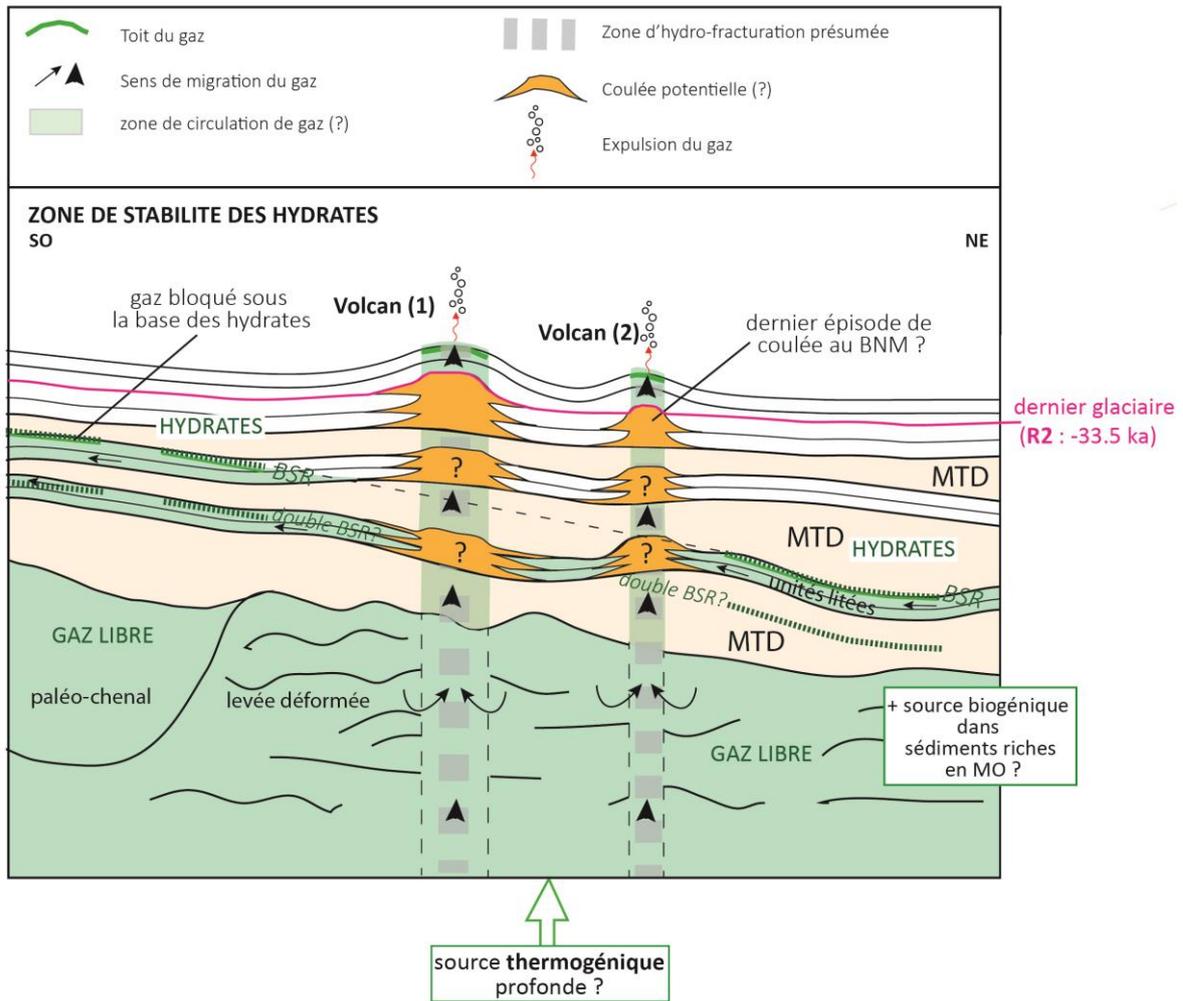


Figure VI.43 : Proposition de schéma de fonctionnement du système fluides dans le secteur des « volcans de boue », le long d'un profil longitudinal à la pente.

Les indices de présence de gaz à la verticale des deux cratères suggèrent que les zones sourdes représentent les cheminées d'alimentation des volcans de boue très perturbées par la présence de gaz (Fig. VI.43), ce qui est typique des volcans de boue actifs (Loncke et al., 2004; Blouin et al., 2019 ; Dupuis et al., 2019).

Dans la plupart des systèmes fluides, le développement de volcans de boue en surface témoigne de la présence de sources thermogéniques profondes comme déjà montré par exemple en Méditerranée orientale (Hughen et al., 2005 ; Zitter, 2004 ; Loncke et al., 2004 ; Dupré et al., 2014), sur la marge Brésilienne (Praeg et al., 2022), en mer Caspienne (Ginsburg et al., 1994), dans le système caribéen de la Barbade (Deville et al., 2003, 2009), desquelles émanent des gaz avec un certain pourcentage de traces d'hydrocarbures (Kopf, 2002). De telles structures ont déjà été cartées en mer Noire occidentale, dans le domaine profond (> 2000 m de prof.) et sur la marge Criméenne (Ivanov et al., 1998 ; Bohrmann et al., 2003 ;

Dimitrov et Vassilev, 2003), mais aucune source thermogénique associée à des volcans de boue, n'avait été jusque-là mise en évidence sur la marge roumaine. Une origine mixte du gaz a été confirmée lors de prélèvements effectués sur le site de volcan, sur la campagne GHASS-2 (2021), où a été mise en évidence une source majeure microbienne (biogénique) mais incluant des résidus thermogéniques (T. Giunta, *communication personnelle*). Cela indique une seconde source de gaz plus profonde ; La pénétration des données sismiques HR ne nous permet pas d'obtenir une résolution suffisante au-delà de 500 mstd dans des environnements avec du gaz libre pour l'atteindre et l'imager. En l'absence d'indice de failles sous les édifices comme montré dans certains cas (De Batist et al., 2002 ; Vanneste et al. 2002 ; Van Rensbergen et al., 2002 ; Gorman et al., 2002 ; Zitter, 2004 ; Loncke et al., 2004 ; Bonini, 2009 ; Ben Avraham et al., 2022), nous excluons cette hypothèse pour expliquer un approvisionnement élevé en gaz.

En revanche, pour que le gaz puisse traverser la zone à hydrates, nous proposons que des processus d'hydro-fracturation aient eu lieu en réponse à une surpression sous la base de stabilité des hydrates, en réponse à une accumulation de gaz libre localement plus importante (Deville, 2009 ; Tinivella et Giustiniani, 2012). Une source profonde thermogénique à l'aplomb des deux volcans pourrait expliquer à elle seule un flux ascendant en gaz plus important (Bohrmann et al., 2003). Au large de la marge nigérienne, Sultan et al., (2014) a montré que la formation de figures de fluide (pockmarks par exemple) sur le fond marin découlait de mécanismes complexes de migration du gaz à l'intérieur de la ZSHG. Il propose que les surpressions générées par l'approvisionnement continu en gaz à la base des hydrates génèrent (1) de l'hydrofracturation permettant au gaz de remonter petit à petit au sein de la ZSHG et en même temps (2) des recristallisations partielle d'hydrates en réponse à une augmentation de pression retardant le système. Les preuves de traces de gaz thermogénique dans la zone, la présence de cheminées d'alimentation verticale (masque acoustique et disparition locale du BSR) traversant les hydrates, et la formation des deux édifices en surface, suggèrent qu'un mécanisme similaire, où coexistent les hydrates et le gaz libre au sein la ZSHG puisse expliquer leur formation.

Les morphologies en éventail de part et d'autre de l'axe des zones sourdes pourraient être interprétées comme le résultat d'épanchement de matériaux expulsés lors d'épisodes de coulées de boue successifs (Fig. VI.43). En réponse par exemple aux épisodes répétés de baisse du niveau marin sur la zone, la décompression du milieu, a pu générer l'exsolution du

méthane, appréhendée comme l'un des mécanismes déclencheurs de formation de volcans de boue (Kuo et al., 1997 ; Sultan et al., 2012 ; Blouin et al., 2019). Les processus d'hydrofracturation associés permettraient à la boue de remonter avant de s'épancher sur les paléo-fonds de mer successifs. Enfin, des suppressions hydrostatiques en réponse à des apports sédimentaires importants combinés à l'arrivée massive de MTDs pendant les périodes de bas niveaux marins, pourraient participer à la formation et l'activation des volcans de boue (Kopf, 2002 ; Yusifov et Rabinowitz, 2004 ; Mazzini et al., 2007).

Enfin, les traces d'un double BSR ~ 100 m plus profond que l'actuel sur les données HR pourrait indiquer, soit (1) la continuité nord du paléo-BSR déjà identifié sur la zone d'étude qui représente l'empreinte de l'ancienne base de stabilité des hydrates formée au dernier glaciaire (voir Chapitre IV de ce manuscrit), soit (1) la présence d'une seconde interface hydrates/gaz libre avec une composition de gaz différentes (Popescu et al., 2006), cohérente avec les sources thermogéniques locales et l'apport de fraction d'hydrocarbures plus lourds. L'existence très incertaine de ce double BSR sur les données sismiques et l'absence de modélisation sur le secteur de volcan de boue ne nous permet pas de conclure sur ce point.

IV. SYNTHÈSE DE LA DYNAMIQUE FLUIDES A L'ECHELLE DE LA MARGE NORD-OUEST DE LA MER NOIRE

A l'issue de cette analyse sur l'ensemble de la zone, nous constatons que le gaz s'étend de manière globale sur l'ensemble de la marge (Fig. VI.1). Celui-ci s'exprime dans la province de gaz libre par un toit du gaz présent dans les sédiments superficiels, associé à des émissions de fluides sur le fond marin lorsque des conduits le permettent ou que le toit du gaz est mis à l'affleurement. Dans la zone à hydrates, de ~700 m à plus de 2000 m de profondeur d'eau, le gaz libre est piégé plus profondément dans les sédiments sous les hydrates ; la présence d'un BSR identifié presque partout est le témoin indirect de l'omniprésence du gaz sur la zone.

IV.1. Un système biogénique typique

Cette distribution régionale et superficielle est typique des systèmes biogéniques, sur les bordures des marges continentales, qui sont abondamment alimentées en sédiments et piègent la matière organique nécessaire à la production de méthane.

Ce type de système fluides avec un toit du gaz très en surface a déjà été observé à travers le monde, par exemple le long de la marge nord-est Atlantique (Skarke et al., 2014), sur la marge sud Aquitaine dans le Golfe de Gascogne (Dupré et al., 2014; Michel, 2017 ; Michel et al., 2017) ou plus proche de notre système, au niveau du paléo-delta de Don Kuban, sur la marge Criméenne de la mer Noire (Römer et al., 2012). Ces systèmes se caractérisent par l'existence de vastes zones actives d'expulsion du gaz d'origine microbienne depuis les sédiments vers la colonne d'eau, particulièrement exprimées sur le rebord de plateau.

Au nord-ouest de la mer Noire, les systèmes du Danube et Dniepr, principaux contributeurs d'approvisionnement sédimentaire de la marge depuis le Plio-Quaternaire, ont ainsi pu fournir, notamment lors des périodes de bas niveaux et d'activation du système fleuve Danube-canyons (Popescu et al., 2004 ; Constantinescu et al., 2015 ; Martinez-Lamas et al., 2020), la matière organique nécessaire à la formation de grandes quantités de gaz biogénique dans les sédiments, et dont l'origine biogénique a été confirmée par de récents prélèvements (99,6% de méthane d'après Riboulot et al. (2018)). Les processus associés de méthanogenèse par les colonies bactériennes, expliqueraient probablement la présence de ce gaz très en surface (Fig. VI.44).

IV.2. Les différents paramètres de contrôle qui entrent en jeu dans le stockage, les voies de circulation et l'expulsion des fluides actuels

IV.2.1. Les principaux vecteurs actuels de fluides et rôle de la stratigraphie

IV.2.1.1. Les vecteurs de fluides identifiés

Dans la zone d'étude la distribution des sorties de fluides dans la colonne d'eau est le premier témoin de fonctionnement du système fluides. La distribution des sorties de fluides montre des alignements, des groupements et zones préférentielles d'émanation de gaz dans la colonne d'eau : Ces suintements actifs, situés à 98% en amont de la limite supérieure de l'actuelle ZSHG, sont associés :

(1) soit aux incisions très exprimées sur le rebord de plateau et de la pente (incisions associées au creusement des canyons ou cicatrices d'arrachement) qui permettent la libération de gaz accumulé plus en profondeur (Fig. VI.44) ;

(2) soit à des remontées notables du toit du gaz, guidées par certaines morphologies enfouies « en antifformes » identifiées dans les sédiments (paléo-chenaux/interfluves, bourrelets compressifs d'un MTD) (Fig. VI.44). Dans ce cas, des processus de compaction différentielle et/ou d'hydro-fracturation au-dessus de zones en surpression (i.e de stockage du gaz) sous des niveaux de faible perméabilité sont proposés comme moteur d'expulsion du fluide jusqu'au fond de mer (Fig. VI.44) ;

(3) soit à des réseaux de failles, notamment d'origine gravitaire, sur le plateau. Les failles semblent servir de drains verticaux permettant la migration du gaz depuis les sédiments profonds vers la surface. De plus, en décalant verticalement la succession sédimentaire jusqu'à très récemment, les failles mettent parfois à l'affleurement le toit du gaz dont la position très superficielle est contrôlée en premier lieu par la stratigraphie (Fig. VI.44) ;

(4) soit, sur le plateau, à l'érosion d'unités profondes chargées en gaz par la dernière surface d'émersion S2.

IV.2.1.2. Le rôle de la stratigraphie et de ses hétérogénéités sur le stockage et les voies de circulation du gaz actuels

Nous avons également montré que la stratigraphie jouait un rôle clé sur les lieux d'accumulation et déstockage de gaz. Certains intervalles stratigraphiques semblent en effet

servir de guide à la circulation latérale du gaz du domaine profond jusqu'au plateau, d'autres semblent servir de couverture (typiquement *R2* dans le domaine de pente);

L'analyse sismique a permis de montrer que la géométrie de ces intervalles contrôlait très fortement les lieux de stockage/déstockage de gaz (ex. « antiformes » dans la zone d'épaississement du MTD régional) (Fig. VI.44).

Une attention particulière doit être portée sur le cas du réflecteur *R2* car, il semble à plusieurs reprises agir comme un frein au passage du gaz vers la surface dans le domaine de pente (secteurs transitions et haut de pente). La carotte CS01 étudiée dans le chapitre V de ce manuscrit montre que *R2*, situé à la base de la carotte correspond très probablement à l'interface entre des bancs sableux pluri-centimétriques (supposés perméables) et argileux (supposés imperméables). Le stockage du gaz sous *R2* suggère que l'unité déposée depuis le dernier glaciaire, d'extension régionale (sauf sur le plateau), puisse agir comme une unité de couverture qui retarde le dégazage. Sur le plateau, la configuration est différente, car *R2* devient latéralement une surface d'émersion *S2* très faiblement sédimentée par la suite. Le toit du gaz est encore très clairement contrôlé par la stratigraphie, caractérisée par l'alternance de niveaux plus ou moins perméables, mais ces niveaux sont plus anciens, anté *R2/S2*, donc anté -34 ka.

IV.2.2. Les contributeurs actuels au stockage du gaz

IV.2.2.1. Le rôle des hydrates de gaz dans le piégeage du gaz

Les hydrates de gaz présents dès 700 m de profondeur d'eau stockent une grande partie du gaz présent dans la zone (Fig. VI.44). Dans la zone à hydrates, le gaz est piégé à la fois dans les hydrates, et sous forme libre sous l'actuelle base de stabilité des hydrates matérialisée sur les données sismiques par la présence du BSR (Fig.2) ; Ker et al. (2019) a d'ailleurs estimé des saturations en gaz pouvant monter jusqu'à 12% sous la base des hydrates. Le stockage du gaz sous les hydrates est efficace si les hydrates agissent comme barrière imperméable. La zone roumaine de la mer Noire en est un exemple, à l'exception des zones de « crête » et des « volcans de boue » où le toit du gaz remonte verticalement à travers la zone à hydrates donnant lieu à l'expulsion du gaz directement sur le fond marin (Fig. VI.44). En fracturant la zone à hydrates, ces deux cas de figures représentent à l'échelle de la zone d'étude des cas particuliers probablement associés à des flux ascendants de méthane plus importants (Judd et Hovland, 2009).

Nous proposons également que le fonctionnement particulier de ces deux cas isolés témoigne de processus d'hydro-fracturation en réponse à des surpressions à la base des hydrates dues à des accumulations de gaz localement plus conséquentes (Sultan et al., 2014). A la différence de la crête, dont le flux de gaz biogénique serait principalement approvisionné par la présence de failles profondes sous la base des hydrates (Ker et al., 2019), le secteur des volcans de boue présente également des traces de sources thermogéniques, indiquant une seconde source de gaz plus profonde.

Enfin, la persistance du double BSR, qui représente la base de la ZSHG au dernier bas niveau marin, montre qu'une partie du gaz est restée piégée plus en profondeur dans les sédiments et de fait contribue au stockage actuel d'une partie du gaz présent sur la marge. Aucun prélèvement ne peut à ce jour quantifier une concentration de gaz dans ces niveaux mais des éléments géophysiques (inversion de vitesses et perte d'une partie du contenu fréquentiel), décrits dans le chapitre IV de ce manuscrit, confirment une accumulation non négligeable de gaz dans ces couches sédimentaires aujourd'hui bien plus profondes que l'actuelle base de stabilité des hydrates.

IV.2.2.2. Le rôle des masses glissées sur la « plomberie » à l'échelle régionale

Les masses glissées, notamment MTDs très exprimés à l'échelle de la marge roumaine influencent également la dynamique fluide dans les sédiments et semblent constituer des barrières à la migration du gaz. Le rôle des dépôts de masses glissées sur la migration du gaz est souvent discuté sur les pentes des marges continentales : Leur géométrie interne, la présence de discontinuités internes et de blocs faillés, enchevêtrés les uns avec les autres et les discontinuités formées avec l'encaissant peuvent fournir des chemins de migration préférentiels (Riboulot et al., 2013 ; Thöle et al., 2016). Dans d'autres cas, la migration du gaz à travers les sédiments peut également être bloquée par les MTDs qui forment une couverture moins perméable au passage du gaz (Sun et al., 2017). Dans la zone d'étude, les indices de présence de gaz à la base des MTDs (fortes amplitudes, points brillants, masques acoustiques) et l'absence totale d'anomalie acoustique dans la colonne d'eau à la verticale des masses glissées notamment récentes (chapitre VI) suggère que le mécanisme dominant soit de ce type. Ce constat vaut particulièrement pour l'ensemble des masses glissées qui surviennent durant le dernier glaciaire et après (syn ou post-R2), très représentées sur le domaine de pente

(voir chapitre V), qui agissent comme couverture au gaz dans les sédiments superficiels (<100m) (Fig. VI.44).

Les MTDs sur les pentes continentales impliquent généralement un mélange de sédiments provenant de la zone d'effondrement d'origine et transportées par divers processus gravitationnels (Mulder et Cochonat, 1996) qui peuvent aller du transport en masse structuré à de l'écoulement (par exemple les débrites). Aucun puit n'a été foré dans les MTDs observés sur la zone; leurs propriétés pétro-physiques ne peuvent donc pas être directement évaluées. Cependant, les unités carottées à proximité des zones déstabilisées (site CS01) suggèrent que la principale source des matériaux remobilisés est constituée de sédiments argileux à grains fins provenant d'unités de levées aux abords des canyons dans lesquelles peuvent s'intercaler des dépôts de débordement légèrement plus grossiers (Martinez-Lamas et al., 2020). Ainsi, des propriétés peu perméables des MTDs pourraient être expliquées par un contenu à dominance argileuse (Fig. VI.44).

IV.3. Discussion sur le fonctionnement de la « plomberie » depuis le dernier glaciaire

A ce stade finalement très peu d'indices nous informant sur l'évolution de la dynamique du système depuis le dernier glaciaire ont été identifiés via l'analyse des données géophysiques. Nous savons grâce aux résultats de modélisation (Chapitre IV) que les hydrates s'étendaient plus largement sur le haut de la marge pendant la période glaciaire piégeant le gaz sous la forme hydrates et figeant le système de circulation du gaz. La ZSHG est donc au plus bas depuis -34 ka et par conséquent dans une configuration où elle stocke moins de gaz qu'antérieurement (Fig VI.45).

Nous n'avons pas observé sur la bathymétrie ou dans les données sismiques (paléo-fonds marins successifs) de traces de cette fonte progressive des hydrates, comme des structures en « spiders » ou des pockmarks effondrés décrits au large du Niger ou du Congo en relation avec la déstabilisation actuelle des hydrates (Casenave et al., 2017 ; Riboulot, 2013). Ce défaut d'observation peut être dû à l'absence de données 3D et montre encore tout l'intérêt de la modélisation pour reconstituer la dynamique passée des hydrates de gaz et l'évolution des domaines de stabilité au cours du temps.

Enfin, nous n'avons pas identifié non plus de pockmarks et de fortes amplitudes éventuellement liés à des carbonates authigènes fossiles dans la données géophysiques. Il

semble que les drains et chemins de migration actuels, caractérisés à travers cette étude, aient été actifs dès le passage dans le domaine du gaz libre ou masquent d'éventuelles traces fossiles de drains ou structures associées à l'expulsion du fluide sur les paléo-fonds de mer successifs.

Seule la zone des volcans de boue montre des indicateurs clairs de modification de dynamique d'expulsion au cours du temps sur la donnée géophysique : différents épisodes extrusifs sont en effet exprimés, dont l'un clairement daté en bas niveau marin.

IV.3.1. L'enregistrement cyclique de réactivation des volcans de boue

L'identification de coulées boueuses disposées à des profondeurs différentes de part et d'autre de l'axe de migration des deux volcans constitue un nouvel indice de la dynamique fluides passée et témoigne plus particulièrement d'épisodes successifs de réactivation du volcanisme (Fig. VI.44). Nous proposons que les oscillations eustatiques de la mer Noire puissent agir comme un facteur de contrôle de ces volcans qui sont des zones où subsistent d'importantes zones en surpression (Kopf, 2002 ; Deville, 2009). Une décompression du milieu, en réponse par exemple aux épisodes répétés de baisse du niveau marin sur la zone, a pu générer l'exsolution du méthane, appréhendée comme l'un des mécanismes clés pour la formation de volcans de boue (Kuo et al. 1997 ; Sultan et al., 2012 ; Blouin et al., 2019). Les processus d'hydrofracturation associés permettraient à la boue de remonter avant de s'épancher sur les paléo-fonds de mer successifs (Fig. VI.44).

IV.3.2. Le double BSR : archive de la reconstitution du système fluides « passé »

Finalement, le double BSR, correspond au principal indice du système fluides « passé » identifié. Il a été identifié à plusieurs endroits sous le BSR actuel, à des bathymétries <500 m sur la pente. Le double BSR est un indice important et constitue une occasion unique d'étudier la dynamique des hydrates au cours du temps. Une étude, présentée en *Chapitre IV* de ce manuscrit retrace l'évolution de la ZSHG à partir de l'observation d'un double BSR sur les données sismiques réflexions. Le report sur la bathymétrie des différentes profondeurs de biseaux des hydrates prédits (+/- 5 m d'incertitude) nous a permis de générer une carte de répartition des zones de stabilité des hydrates successives, présentée en figure VI.45. Ce support nous permet désormais de confronter nos observations établies sur la « plomberie »

actuelle du gaz avec la position des biseaux des hydrates prédits depuis -33.5 ka, et de discuter de l'impact potentiel de la migration de la limite supérieure de stabilité des hydrates sur le fonctionnement du système fluides depuis la dernière période glaciaire en mer Noire.

Le rebord de plateau et l'ensemble du plateau continental ont toujours été en domaine de gaz libre (Fig. VI.45). Au contraire, les secteurs « transitions », « haut de pente » et « incisions » ont subi des changements aux cours du temps et se sont trouvés alternativement totalement ou partiellement dans la zone à hydrates de gaz qui évolue depuis le dernier glaciaire. Cela implique que dans ces zones, une partie du gaz libre présent dans les sédiments a été un temps piégée sous forme d'hydrates, comme en témoigne la position du double BSR (héritage de la base de la ZSHG pendant les conditions glaciaires) (biseau violet, Fig. VI.45). Alors que ces paléo-systèmes impliquaient des circulations de fluides sur le haut de pente, aucune signature morphologique sur le fond ou indice fluides dans la colonne sédimentaire en amont de ces paléo-biseaux n'a été détecté comme témoin des processus de dégazage passés.

Nous répondons donc au constat posé plus haut, en émettant l'hypothèse :

- (1) que pendant le dernier glaciaire, le gaz libre a pu migrer au-dessus de la ZSHG prédite (biseau violet sur Fig. VI.45) en utilisant les incisions (canyons et cicatrices de glissements anciennes) et les discontinuités sédimentaires (à la transition paléo-chenaux/interfluves) identifiées et déjà existantes à ce moment-là,
- et (2) que le système de drains actuels situé au-dessus du biseau à - 33.5 ka (biseau violet sur Fig. VI.45), n'est autre qu'une réactivation récente de ces drains anciens, en l'occurrence depuis les 9 000 dernières années. En réponse au rééquilibrage thermodynamique de la ZSHG sous le paléo-biseau à -33.5 ka, la poursuite de la migration du biseau des hydrates jusqu'au biseau actuel (biseau bleu, Fig. VI.45) active de nouveaux chemins de migrations, qui depuis au moins -33.5 ka n'avait jamais été en dehors de la zone à hydrates.

Un autre processus lié à la diffusion du sel dans les sédiments entre également en jeu dans la dissociation actuelle des hydrates depuis la reconnexion avec la Méditerranée il y a -9 ka (Riboulot et al., 2018). En se dissociant sous l'effet du sel, les hydrates génèrent du gaz libre dans les sédiments très superficiels et des sorties de gaz supplémentaires sur le fond marin, particulièrement observées à la terminaison actuelle des hydrates (Fig. VI.45).

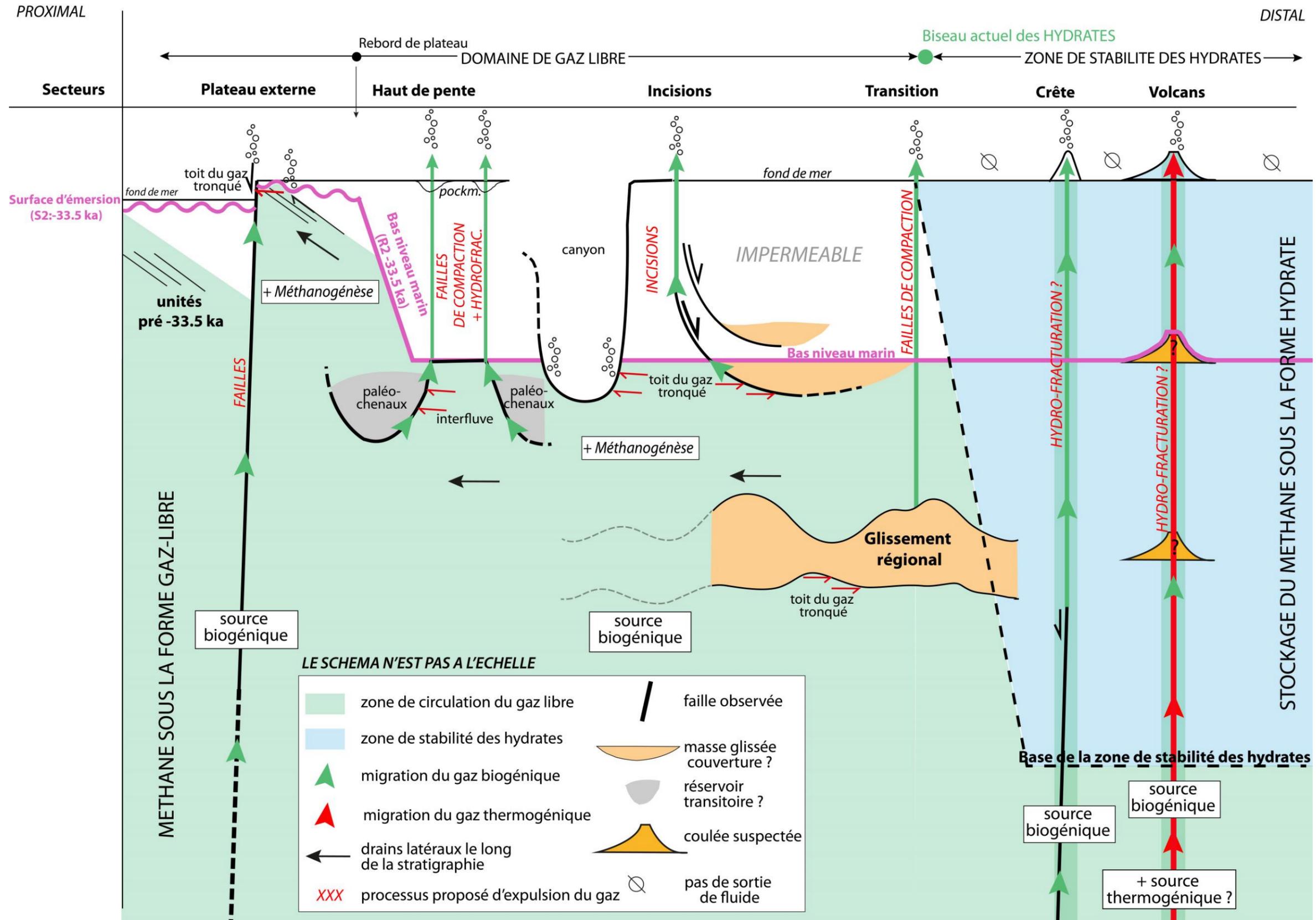


Figure VI.44 : Schéma résumant le fonctionnement du système fluides de la marge nord-ouest de la mer Noire. Il replace les principaux vecteurs de fluides, de stockage, et d'expulsion des fluides sur le fond identifiés à travers les différents secteurs et décrits dans le chapitre VI. Le schéma n'est pas à l'échelle et n'est pas voué à reconstituer le profil de pente réel.

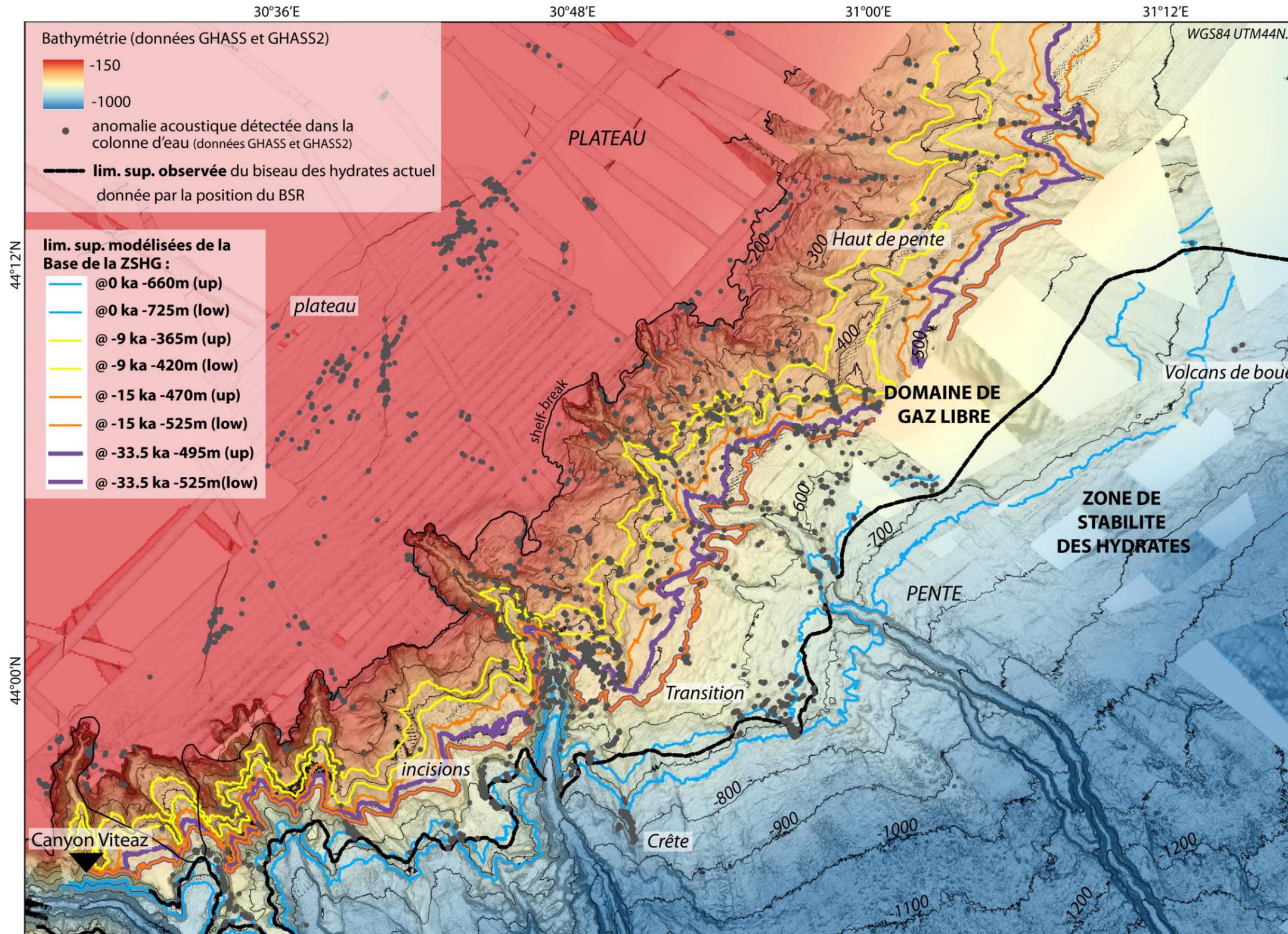


Figure VI.45 : Evolution des paléo biseaux de ZSHG reportés sur la bathymétrie, issus des résultats de modélisation présentés en chapitre IV de ce manuscrit. La limite supérieure observée de l'actuel BSR est représentée en trait plein de couleur noire. Les sorties de fluide apparaissent sous forme de points gris.

V. ANNEXE DU CHAPITRE VI

A1) Photographie de la carotte GAS2-CS08, et caractérisation géotechnique des sédiments issue des données de pénétromètre Gas2-CPTu11-02, associée au profil GAS_SDS168A (Figure VI.28)

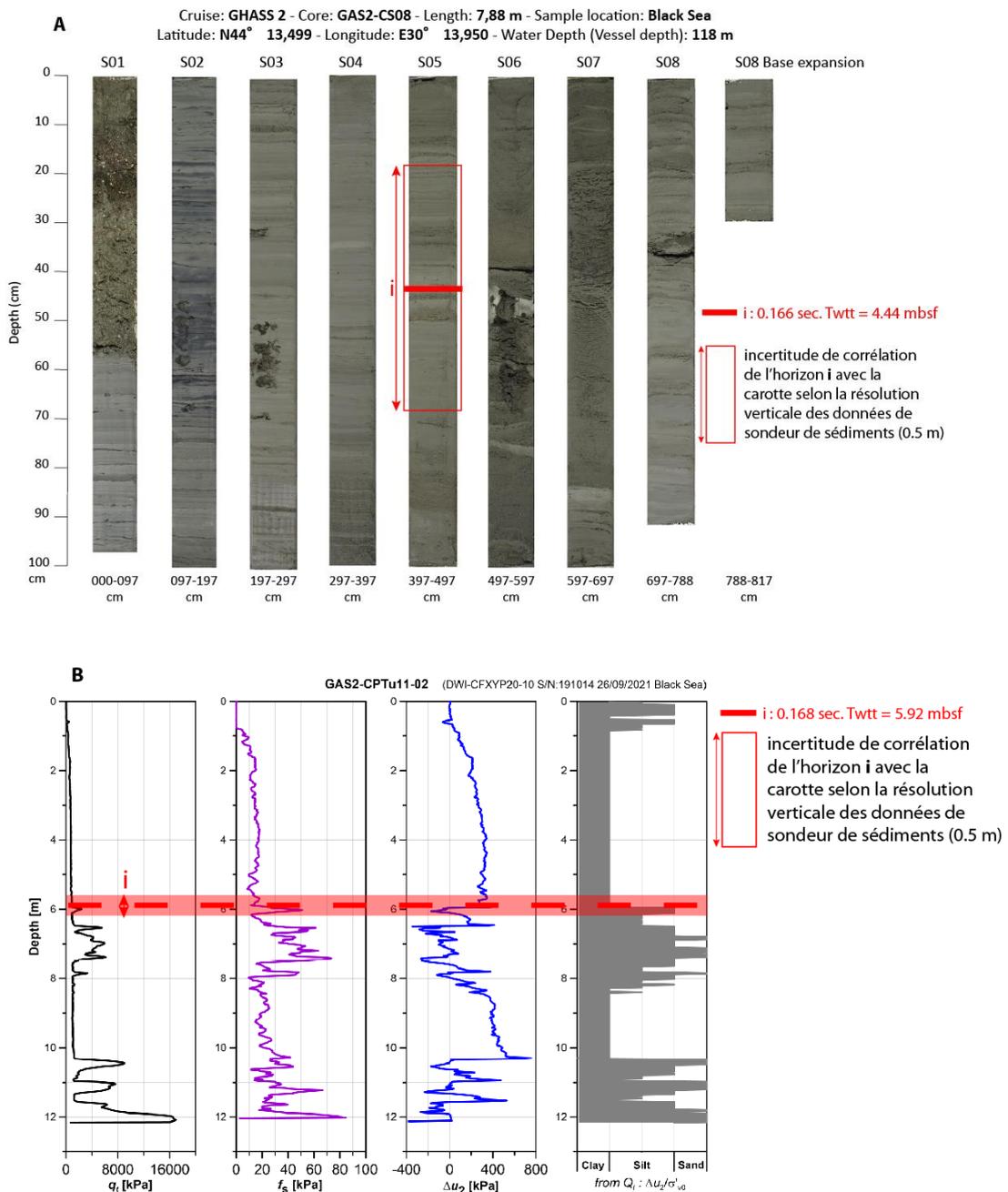


Figure VI.46 : Photographie de la carotte GAS2-CS08, et caractérisation géotechnique des sédiments issue des données de pénétromètre Gas2-CPTu11-02, associée au profil GAS_SDS168A (Figure VI.28).

CHAPITRE VII

SYNTHÈSE ET CONCLUSION GÉNÉRALE

I. RAPPELS DES OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Ce travail s'inscrit dans la perspective de **(1) caractériser le système hydrates/gaz-libre de la marge nord-ouest de la mer Noire, (2) comprendre la dynamique et l'évolution de ce système depuis le dernier glaciaire, (3) et des mécanismes associés, notamment gravitaires, qui ont lieu dans les sédiments.**

Cette étude s'est appuyée essentiellement sur des données provenant des récentes missions GHASS (2015) et GHASS-2 (2021), qui ont largement participé à la faisabilité de ces travaux, et incluent des **données géophysiques multi-résolution** (Sismique réflexion 2D SMT, HR, SYSIF et de sondeur de sédiments), **des données bathymétriques** résolues (15 m) complétées ponctuellement par des **données de carottage** (Calypso) ainsi que quelques mesures *in-situ* (CPTu). Une approche stratigraphique et la corrélation des observations avec une carotte datée par Martinez-Lamas et al. (2020), a permis de **proposer une chrono-stratigraphie fiable du jeu de données depuis le dernier glaciaire jusqu'à l'actuel.** Parallèlement, la prise en compte des nombreux paramètres environnementaux (littérature et mesurés durant les missions GHASS), agissant sur l'évolution des conditions de stabilité des hydrates depuis le dernier glaciaire en mer Noire (eustatisme, effets de pression, variations de température, salinité, composition du gaz, gradient géothermique), a permis de **proposer une modélisation 2D très complète de la dynamique des hydrates sur cette même échelle de temps.**

Concrètement, nous avons tenté au cours de cette thèse de répondre à 3 questions majeures :

- 1) Comprendre l'évolution de la zone de stabilité des hydrates de gaz (ZSHG) depuis le dernier glaciaire et évaluer les conséquences des variations environnementales enregistrées en mer Noire sur la dynamique des hydrates de gaz,** en testant les différents scénarios d'évolution des paramètres paléo-environnementaux au cours du temps proposés dans la littérature ou contraints par des mesures *in-situ*.
- 2) Comparer et discuter le timing des glissements au regard de la dynamique des hydrates nouvellement modélisée** en élaborant une cartographie des différentes ruptures et masses glissées ayant déstabilisées la pente roumaine, et en les corrélant au modèle d'âge publié (Martinez-Lamas et al., 2020).

- 3) **Evaluer le contrôle de l'architecture sédimentaire et de la structure de la marge sur le stockage, la migration et l'expulsion du gaz en établissant un examen exhaustif des marqueurs géophysiques de présence d'hydrates et de gaz libre** à l'échelle du secteur de la marge étudiée, en s'appuyant sur les données acoustiques de la colonne d'eau (Riboulot et al., 2017 ; Dupré, *communication personnelle*) et l'analyse stratigraphique et structurale de chaque secteur.

II. APPORTS ET IMPLICATIONS DE L'ÉTUDE SUR LA CONNAISSANCE DES SYSTEMES GAZ-LIBRE/HYDRATES ET LES MECANISMES SEDIMENTAIRES ASSOCIES

II.1. Apports de la modélisation sur l'évolution de la zone de stabilité des hydrates de gaz depuis le dernier glaciaire

II.1.1. L'Évolution de la zone de stabilité des hydrates de gaz

Nos travaux de modélisation présentés dans ce manuscrit (Chapitre IV) montrent que les hydrates ont été à maintes reprises amenés à retrouver leur état d'équilibre, se dissociant ou cristallisant en réponse aux changements environnementaux survenus en mer Noire depuis le dernier glaciaire. **Cette évolution de la ZSHG s'exprime par un mouvement de « balancement » de la zone de biseau des hydrates le long de la pente**, où plusieurs grandes tendances ont été enregistrées (Fig. VII.1) :

Au cours du dernier glaciaire, lorsque la mer Noire était déconnectée de l'océan global, et que le niveau marin était présumé à 120 m plus bas que l'actuel, le biseau des hydrates s'étendait autour de [-525 -495 m] de profondeur d'eau. Le biseau s'est ensuite déplacé à plusieurs reprises en réponse à des modifications des conditions environnementales par exemple à un épisode d'enneigement entre -17.2 ka et -15 ka (Soulet et al., 2013). Il atteint sa profondeur d'eau minimale, [-365 -420m], vers -9 ka, suite à la remontée du niveau marin en mer Noire. En réponse à la reconnexion de la mer Noire à la mer Méditerranée à -9 ka, le réchauffement des eaux de fond et l'entrée des masses d'eaux salées dans le bassin de la mer Noire (Soulet et al., 2010) génèrent le début de la dissociation et la migration de la ZSHG vers le large jusqu'à la position du biseau actuel à ~ 700 m de profondeur d'eau. **La dissociation récente des hydrates se traduit par l'apparition progressive d'une vaste zone de déstabilisation des**

hydrates dans les sédiments, large de 15 km sur la pente roumaine et qui s'accompagne de processus de dégazage dans la colonne d'eau.

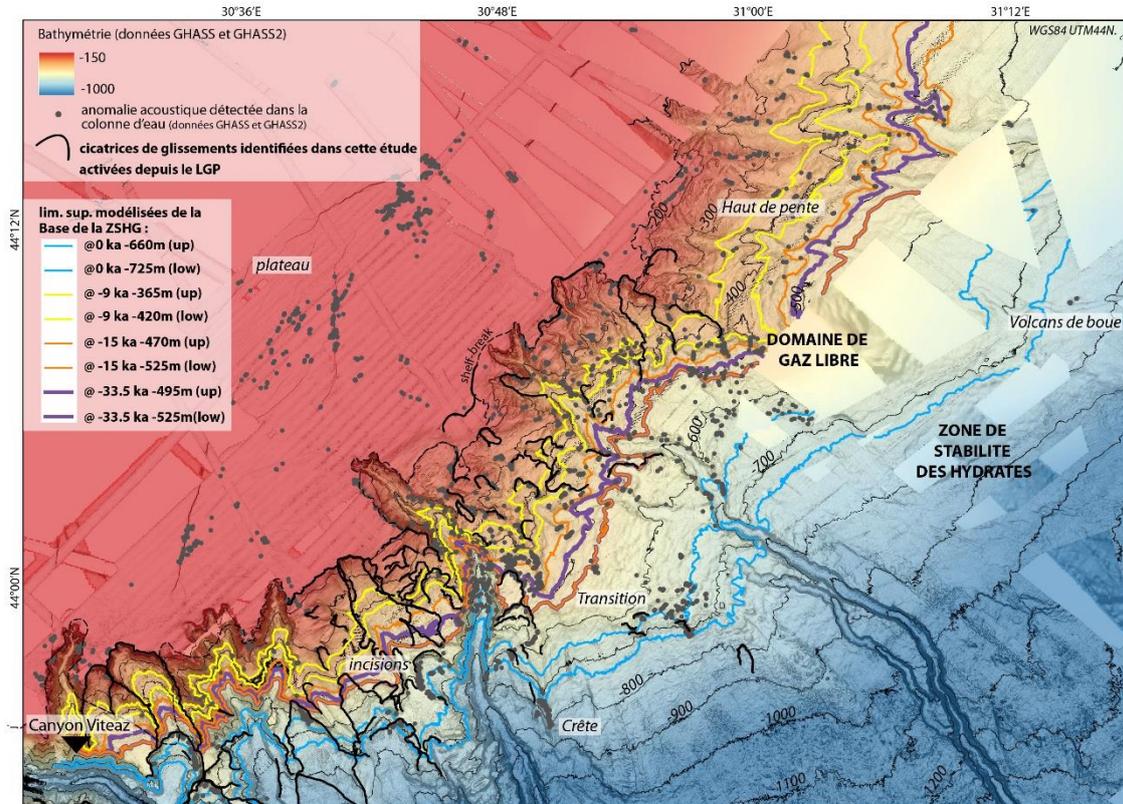


Figure VII.1: Evolution et tendances enregistrées de la ZSHG depuis -33.5 ka. Les couleurs représentent les biseaux des hydrates successifs modélisés à des âges différents (voir légende). Sur cette figure ont été ajoutées les positions des cicatrices de glissements identifiées comme s'étant activées depuis -33.5 ka sur la marge nord-ouest de la mer Noire.

II.1.2. Les facteurs de contrôle qui entrent en jeu dans la stabilité des hydrates depuis le dernier glaciaire

II.1.2.1. Facteur de contrôle au dernier glaciaire

Pendant le dernier glaciaire en mer Noire, où la température des eaux de fond ($\sim 4^{\circ}\text{C}$; Soulet et al., 2010) et la salinité (2 psu) sont considérées comme stables, **la variation du niveau marin est le principal facteur de contrôle qui entre en jeu dans la stabilité des hydrates**. Ces changements du niveau d'eau, spécifique à la mer Noire car déconnectée de l'océan global (Soulet et al., 2011, 2013), dessinent une courbe d'évolution dans le temps complexe. La mer Noire étant entourée d'un immense bassin versant, des effets régionaux, se superposent aux effets climatiques globaux et génèrent par conséquent des variations supplémentaires et parfois décalées dans le temps par rapport à l'océan ouvert. Par exemple, un pulse de montée

des eaux et de baisse quasi-immédiate enregistré entre -17.2 ka et -15 ka, serait spécifique à la mer Noire (Soulet et al., 2013), et modifierait l'extension de la ZSHG durant le dernier glaciaire (se référer aux résultats de modélisation détaillés dans le chapitre IV, section VII.4).

II.1.2.2. Facteurs de contrôle après -9 ka

A la fin du Pléistocène (à partir de -15 ka), la mer Noire enregistre la plus importante hausse du niveau marin (120 m en -6000 ans) depuis le dernier glaciaire, aboutissant à la connexion à -9 ka à la Méditerranée (Soulet et al., 2011), et à une entrée d'eaux salées et plus chaudes. Pourtant, malgré l'augmentation de pression associée, la modélisation montre un rétrécissement de la ZSHG vers le large après -9 ka, en réponse à ces changements environnementaux. Cette réponse des hydrates suggère que **l'effet de la hausse de la température prend l'ascendant sur l'effet stabilisateur de l'élévation du niveau marin**. Une telle **tendance est similaire à ce qui a déjà été modélisé dans d'autres systèmes à hydrates rattachés à l'océan global depuis le dernier maximum glaciaire** (Mienert et al., 2005 ; Mestdagh et al., 2017 ; Karstens et al., 2018). Dans l'ensemble des cas, les perturbations se manifestent spécialement à la terminaison des hydrates dans la zone de biseau, davantage sensible aux apports d'afflux d'eaux chaudes dans le milieu que dans le domaine profond où les hydrates sont plus stables et moins affectés par les changements de température (Mienert et al., 2001, 2005, Milkov et Sassen, 2003 ; Phrampus et Hornbach, 2012 ; Ketzer et al., 2020). D'autres systèmes enregistrent également une migration de la ZSHG vers le large mais associés à des processus locaux : rebond isostatique de la marge associé à la fonte de la calotte glaciaire dans les régions polaires ou sub-polaires (Crémière et al. 2016), dérèglements de courants océaniques anormalement chauds (Phrampus et Hornbach, 2012 ; Ferré et al., 2012 ; Westbrook et al., 2009) qui interviennent dès la fin du dernier maximum glaciaire.

Une différence majeure du système en mer Noire par rapport aux systèmes ouverts, est **l'effet du sel**, en réponse à l'entrée des eaux salées dans le milieu après reconnexion avec la mer Méditerranée à -9 ka (Soulet et al., 2010). Il se cumule inévitablement à celui de la température car les hydrates sont moins stables en eaux salées qu'en eaux douces. Riboulot et al. (2018) montre qu'**une diffusion du sel, qui se poursuit actuellement dans le milieu sédimentaire, contribue à dissocier les hydrates dans la zone de biseau**. Ce paramètre salinité explique pourquoi la dissociation des hydrates de gaz depuis le dernier glaciaire, est

probablement plus prononcée en mer Noire que sur la plupart des marges continentales mondiales, où celles-ci enregistrent les mêmes tendances (Mestdagh et al., 2017), mais à des degrés plus faibles.

Pour résumer, contrairement aux idées reçues, depuis la fin du dernier épisode glaciaire, la hausse du niveau marin n'est actuellement pas responsable de l'élargissement de la ZSHG car la hausse de la température associée produit l'effet inverse et prend le dessus expliquant la dissociation actuelle des hydrates. Les effets associés à l'augmentation de la salinité, qui ont déjà eu un impact sur les 25 premiers mètres de sédiments (Riboulot et al., 2018), s'ajoutent et amplifient l'effet de la température.

II.1.3. Le double BSR : marqueur passé de la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz au dernier glaciaire

Les résultats de la modélisation ont également permis de **tester et confirmer l'hypothèse que le double BSR situé sous l'actuelle base des hydrates représentait la position de la base de la ZSHG passée, associée aux conditions qui régnaient au dernier glaciaire sur la marge roumaine.** La persistance d'un double BSR, implique que **du gaz est encore préservé sous cette limite et suggère qu'un mécanisme contribue à ralentir la migration du gaz vers les niveaux plus superficiels.** Pour expliquer la cinétique lente de migration du gaz, nous proposons que dans le contexte actuel de dissociation qui agit depuis -9 ka, **les processus de surpressions générées à la base de la ZSHG, cumulées à la nature endothermique de la réaction (Gupta et al., 2008) seraient à l'origine de la recristallisation partielle d'hydrates (Sultan, 2007) empêchant une remise à l'équilibre rapide du système, une dissociation massive des hydrates et donc une libération conséquente de gaz vers la surface (Colin et al., 2020b ; Ker et al., 2019).** Ces observations et hypothèses impliquent des scénarios de dégazage en réponse à la dissociation, pourtant brutale d'hydrates de gaz, parfois beaucoup moins catastrophistes qu'envisagés dans le cadre, par exemple, de l'hypothèse du « Clathrates gun » (Kennett et al., 2003). Finalement, la dissociation des hydrates de gaz, s'autorégulerait une fois amorcée.

II.2. Apports de l'étude sur la « plomberie » du système hydrates-gaz libre

II.2.1. Un système biogénique typique

L'analyse réalisée dans cette thèse met en évidence **un système fluides « biogénique » typique où du gaz s'étend de manière globale sur l'ensemble de la marge**. Comme dans bon nombre de systèmes biogéniques dans le monde (Skarke et al., 2014 ; Dupré et al., 2014 ; Michel et al., 2017), le système nord-ouest de la mer Noire s'exprime dans la province de gaz libre par **un toit du gaz présent dans les sédiments superficiels, associé à des émissions de fluides sur le fond marin lorsque des conduits le permettent ou que le toit du gaz se retrouve latéralement tronqué**. Dans la zone à hydrates, de ~700 m à plus de 2000 m de profondeur d'eau, **le gaz libre est piégé plus profondément dans les sédiments sous les hydrates** ; la présence d'un BSR identifié presque partout est le témoin indirect de l'omniprésence du gaz sur la zone.

Le fonctionnement de ce système à hydrates se distingue clairement de celui des systèmes thermogéniques, qui se caractérisent généralement par la formation de plus nombreuses structures d'échappement de gaz en fond de mer tels que des monts d'hydrates massifs (Chapman et al., 2004 ; Paull et al., 2008 ; Serié et al., 2012 ; Paganoni et al., 2019), des pockmarks (Gay et al., 2006 ; Macelloni et al., 2012 ; Imbert et al., 2012 ; Sultan et al., 2010), ou des volcans de boue (Bohrmann et al., 2003 ; Tinivella et Giustiniani, 2012 ; Wu et al., 2021). Ces perturbations et échappements de gaz au sein même de la zone à hydrates sont en effet typiquement associés à des sources thermogéniques profondes dont les flux, surpressions et perturbations thermiques associées permettent de traverser la zone à hydrates (Sultan et al., 2014, Riboulot et al., 2016).

Dans le cas présent de la mer Noire, **très peu de sorties de fluides ont été identifiées dans la ZSHG** ; Seules deux zones situées dans la ZSHG ont été identifiées comme témoins d'un flux très localisé, où des processus d'hydro-fracturation et/ou perturbations thermiques permettent la migration du gaz à travers la ZSHG jusqu'en surface: (1) le cas du secteur de la crête, où l'existence de failles profondes concentrent probablement les flux et jouent le rôle de drains pour le transport du gaz en sub-surface, (2) le secteur des volcans de boue qui constituent finalement le **seul indice d'un flux lié à une source thermogénique profonde**. Mis à part ces deux cas isolés, **les processus d'hydro-fracturation n'apparaissent pas comme**

dominant dans les processus d'expulsion du gaz en mer Noire, au profit au contraire d'une diffusion plutôt lente.

II.2.2. Les chemins de migration préférentiels et les zones de stockage du gaz

L'ensemble des indicateurs géophysiques recensés dans les données sismiques (masques acoustiques, fortes amplitudes, polarités inversées, points brillants) nous ont permis d'identifier une grande diversité de motifs de stockage et de déstockage du gaz qui contrôlent la dynamique du gaz à l'échelle régionale.

En premier lieu, les hydrates constituent une barrière imperméable à la migration du gaz dès -700 m de profondeur d'eau, contribuant à stocker actuellement une grande partie du gaz en profondeur, à l'exception des secteurs de volcans de boue et de crête précédemment décrits, où des processus d'hydro-fracturation agissent localement à l'intérieur de la ZSGH.

Dans la zone de gaz libre, **la succession stratigraphique de la zone constitue la principale voie de circulation du gaz grâce à la présence de niveaux plus perméables** (Talukder, 2012).

Le gaz, très superficiel, utilise des voies de circulation existantes de manière assez classique pour transiter vers la surface (Gay et al., 2006 ; Xu et al., 2015) telles que (i) des **incisions laissées par les canyons et cicatrices de glissements** dans les domaines de rebord de plateau et de pente, (ii) un **système de failles récentes** largement représentées sur le plateau, (iii) des ensembles de **déformations découlant de processus d'hydro-fracturation ou de compaction différentielle à l'aplomb de morphologies enfouies concentrant les accumulations de gaz et donc in fine les surpressions** (antiformes, paléo-chenaux). L'ensemble de ces vecteurs contribuent d'une certaine manière à « purger » le gaz contenu dans les sédiments vers la colonne d'eau dans le domaine de gaz libre.

Enfin, les MTDs qui constituent un motif **très exprimé à l'échelle régionale, jouent un rôle primordial dans le piégeage transitoire du gaz dans les sédiments superficiels**. L'absence totale d'indice de fluides au-dessus des masses glissées, contrairement à ce qui a pu être observé dans d'autres systèmes impliquant la migration du gaz à travers des discontinuités internes aux masses glissées (Riboulot et al., 2013 ; Thöle et al., 2016), montre que les MTDs dans le cas de la zone d'étude, ont un **comportement plutôt imperméable**.

II.3. Apports de l'étude sur les instabilités de pente depuis le dernier glaciaire

La modélisation de l'évolution des hydrates depuis le dernier glaciaire, confrontée à une caractérisation des différents motifs de stockage, des chemins de migration du gaz posent désormais un cadre temporel et spatial de la dynamique hydrates/gaz-libre à l'échelle de la marge nord-ouest de la mer Noire. **L'empreinte de nombreuses cicatrices de glissements dans l'actuelle zone de gaz libre proche de la zone actuelle de stabilité des hydrates a soulevé dès le départ la question de leur lien avec la dissociation des hydrates débutée il y a -9 ka.** La reconstitution chrono-stratigraphique des différents stades de glissements identifiés a permis pour la première fois de confronter le timing des différents stades de glissements survenus depuis -33.5 ka, avec la dynamique modélisée des hydrates, permettant de répondre à cette interrogation.

L'un des résultats clés de l'étude est que la relation directe ou immédiate entre la dissociation d'hydrates et le déclenchement des glissements observés depuis le dernier glaciaire en mer Noire est, difficilement démontrable. Pour la plupart de ces glissements, la dissociation des hydrates n'est manifestement pas le facteur déclencheur principal des ruptures de pente observées.

En effet, nos analyses montrent un décalage **temporel entre le déclenchement de stades de glissements et la phase de dissociation récente des hydrates.** Seul le dernier stade de glissement s'initie durant la période au cours de laquelle la stabilité des hydrates a subi les changements les plus spectaculaires associés aux variations du niveau de la mer qui se sont produites après -20 ka et à la reconnexion finale de la mer Noire avec la Méditerranée à -9 ka. Mais la grande incertitude quant à la chronologie exacte de ce dernier événement empêche toute conclusion définitive sur le rôle de la dissociation des hydrates.

En revanche, la présence de gaz bien démontrée par les fortes amplitudes ou masques acoustiques sur les données géophysiques peut être pressentie comme prédisposante au déclenchement d'instabilités (Flemings et al., 2008; Lafuerza et al., 2003, 2012; Plaza-Faverola et al., 2011; Talukder, 2012 ; Berndt et al., 2012 ; Riboulot et al., 2013). Nous proposons donc que des suppressions générées sous des niveaux de faible perméabilité au gaz en réponse à des facteurs externes (surcharge sédimentaire ou fluctuations du niveau marin) puissent

provoquer l'**activation de plans de décollement bien identifiés sur la zone**. Au vu des fluctuations du niveau marin qui surviennent au dernier glaciaire, l'exsolution du gaz est également proposée comme facteur déclenchant des glissements, où une augmentation locale de la pression, en cas par exemple d'une baisse du niveau marin (Sultan et al., 2020), peut avoir des conséquences possibles sur la déformation des sédiments superficiels (Lafuerza et al., 2009, 2012 ; Riboulot et al., 2013, 2019).

Pour asseoir notre point de vue, et dans l'optique de poursuivre la compréhension des mécanismes qui régissent le déclenchement des instabilités de pente en milieu fortement concentré en gaz, une étude plus poussée sur les caractéristiques géotechniques des sédiments pourrait apporter des informations sur la prédisposition à la rupture de certains des niveaux de décollements identifiés.

Par ailleurs, **la géométrie des MTDs paraît très différente de celle de glissements catastrophiques dont l'origine a pu être associée à la dissociation des hydrates sur les marges du monde entier** (Mienert et al., 2003, 2005 ; Dillon et al., 1998 ; Dugan et Flemings, 2000 ; Kayen et Lee, 1991 ; Chabert et al., 2011). Le glissement de Storegga souvent utilisé comme l'exemple le plus spectaculaire survenu sur la marge Norvégienne, aurait remobilisé ~ 3500 km³ de sédiments (Bryn et al., 2003) laissant une incision profonde de 100 à plus de 300 m (Haflidason et al., 2004 ; Mienert et al., 2005). **Les phénomènes gravitaires récents sont de moindre ampleur en mer Noire où les glissements identifiés impactent l'édifice sédimentaire très superficiel et s'enracinent bien au-dessus des bases de ZSHG modélisées.** Un glissement de grande ampleur (jusqu'à 500 m d'épaisseur dans le bassin) qui a été identifié sur les données sismiques profondes, sous le complexe moderne du Danube pose tout de même la question d'un lien avec un épisode massif de dissociation des hydrates sur la zone. Cependant, la rareté des datations en mer Noire et la profondeur d'investigation à ce jour limitée aux 30 premiers mètres de sédiments sous le fond marin ne permettent pour le moment pas de pousser la réflexion.

II.4. Implication sur la dynamique et cinétique des systèmes gaz-libre/hydrates

L'ensemble des résultats présentés dans cette thèse constituent finalement une étude multidisciplinaire qui permet de montrer de diverses façons que **la dynamique « dissociation**

des hydrates/libération/diffusion du gaz et relargage vers l'hydrosphère » est probablement beaucoup plus lente que suspectée, et décalée par rapport aux échelles de temps des fluctuations environnementales enregistrées en mer Noire. La préservation de la signature géophysique de la base de la ZSHG en bas niveau marin (indiquée par la présence du double BSR) qui implique des processus lents de dissociation puis de diffusion du gaz dans les sédiments est un premier indice fort de la cinétique lente de dissociation des hydrates et des processus de migration de gaz libre qui leur font suite. Ces conclusions sont cohérentes avec celles d'études récentes de Mestdagh et al. (2017) qui montrent que les changements climatiques varient plus vite que la mise à l'équilibre des systèmes à hydrates. Alors que la zone de biseau des hydrates, montre une sensibilité forte face aux oscillations climatiques, selon eux, à ce jour, une grande partie des accumulations d'hydrates situées en milieu profond ne sont toujours pas impactées par des modifications en surface des paramètres environnementaux, et il faudra probablement encore des dizaines de milliers d'années avant qu'un effet perceptible n'apparaisse sur les réservoirs profonds d'hydrates (Mestdagh et al., 2017). Un second indicateur est probablement le défaut d'épisodes gravitaires majeurs associés à la dissociation d'hydrates. Si ces dissociations d'hydrates ont un effet sur la stabilité de pente, cet effet est loin d'être aussi immédiat et catastrophique que proposé par Kennett et al. (2003) à travers l'hypothèse du « Clathrate gun ».

Pour conclure, ces suites d'observations permettent d'écarter définitivement un scénario catastrophique que l'on aurait pu envisager pour cette période de changement environnemental majeur en mer Noire, depuis le dernier glaciaire et notamment depuis 9000 ans. Malgré la coïncidence géographique de la présence de déstabilisations sédimentaires aux abords de la ZSHG, les événements majeurs ne se sont pas initiés durant des phases de dissociation d'hydrates. Il paraît donc très important de réaliser des études intégrées et multidisciplinaires (géophysique, chrono-stratigraphie, mesures *in-situ*, modélisation, etc.) pour mieux comprendre cet enchevêtrement de processus naturels complexes.

REFERENCES

- Aksu, A. E., Hiscott, R. N., Yaşar, D. O. Ğ. A. N., İşler, F. I., & Marsh, S. (2002). Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last ~ 10 000 yr. *Marine Geology*, 190(1-2), 61-94.
- Aloisi, G., Soulet, G., Henry, P., Wallmann, K., Sauvestre, R., Vallet-Coulomb, C., ... & Bard, E. (2015). Freshening of the Marmara Sea prior to its post-glacial reconnection to the Mediterranean Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 413, 176-185.
- Anderson, A. L., & Bryant, W. R. (1990). Gassy sediment occurrence and properties: Northern Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, 10, 209-220.
- Anderson, R. N., Flemings, P., Losh, S., Austin, J., & Woodhams, R. (1994). Gulf of Mexico growth fault drilled, seen as oil, gas migration pathway. *Oil and Gas Journal*; (United States), 92(23).
- Andreassen, K., Hogstad, K., & Berteussen, K. A. (1990). Gas hydrate in the southern Barents Sea, indicated by a shallow seismic anomaly. *First Break*, 8(6).
- Andreassen, K., Mienert, J., Bryn, P., & Singh, S. C. (2000). A double gas-hydrate related bottom simulating reflector at the Norwegian continental margin. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 912(1), 126-135.
- Andreassen, K., Nilssen, E. G., & Ødegaard, C. M. (2007). Analysis of shallow gas and fluid migration within the Plio-Pleistocene sedimentary succession of the SW Barents Sea continental margin using 3D seismic data. *Geo-Marine Letters*, 27, 155-171.
- Andreassen, K., Hubbard, A., Winsborrow, M., Patton, H., Vadakkepuliambatta, S., Plaza-Faverola, A., et al. (2017). Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor. *Science*, 356(6341), 948-953. <https://doi.org/10.1126/science.aal4500>
- Andresen, K. J., Huuse, M., & Clausen, O. R. (2008). Morphology and distribution of Oligocene and Miocene pockmarks in the Danish North Sea—implications for bottom current activity and fluid migration. *Basin Research*, 20(3), 445-466.
- Anton, E. M., Munteanu, I., Dinu, C., & Melinte-Dobrinescu, M. C. (2019). Litho- and biostratigraphy of the Eocene deposits from Istria Basin northern edge (Western Black Sea). *Geo-Eco-Marina*, 25, 55-70.
- Archer, D., Buffett, B., & Brovkin, V. (2009). Ocean methane hydrates as a slow tipping point in the global carbon cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(49), 20596-20601.
- Auguy, C., Calvès, G., Calderon, Y., & Brusset, S. (2017). Seismic evidence of gas hydrates, multiple BSRs and fluid flow offshore Tumbes Basin, Peru. *Marine Geophysical Research*, 38, 409-423.
- Badertscher, S., Fleitmann, D., Cheng, H., Edwards, R. L., Göktürk, O. M., Zumbühl, A., ... & Tüysüz, O. (2011). Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea. *Nature Geoscience*, 4(4), 236-239.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H., Kuhlmann, H., & Wefer, G. (2005). Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea. *Marine Geology*, 214(4), 309-322.
- Bahr, A., Arz, H. W., Lamy, F., & Wefer, G. (2006). Late glacial to Holocene paleoenvironmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4), 863-875.

- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H. W., Major, C., Kwecien, O., & Wefer, G. (2008). Abrupt changes of temperature and water chemistry in the late Pleistocene and early Holocene Black Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(1).
- Ballas, G., Garziglia, S., Sultan, N., Pelleter, E., Toucanne, S., Marsset, T., et al. (2018). Influence of early diagenesis on geotechnical properties of clay sediments (Romania, Black Sea). *Engineering Geology*, 240, 175-188. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.04.019>
- Bangs, N. L., Musgrave, R. J., & Tréhu, A. M. (2005). Upward shifts in the southern Hydrate Ridge gas hydrate stability zone following postglacial warming, offshore Oregon. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B3). <https://doi.org/10.1029/2004JB003293>
- Baristead, N. (2006). Seismische fazies, tektonik und gashydratvorkommen im nordwestlichen schwarzen meer (Doctoral dissertation, Diploma thesis, 110 pp, Hamburg, Hamburg).
- Bayon, G., Loncke, L., Dupré, S., Caprais, J. C., Ducassou, E., Duperron, S., ... & Woodside, J. (2009). Multi-disciplinary investigation of fluid seepage on an unstable margin: the case of the Central Nile deep sea fan. *Marine Geology*, 261(1-4), 92-104.
- Ben-Avraham, Z., Reshef, M., & Schattner, U. (2022). Gas Hydrate Indications on the Southwest African Continental Margin. *World Atlas of Submarine Gas Hydrates in Continental Margins*, 353-358.
- Berndt, C., Bünz, S., Clayton, T., Mienert, J., & Saunders, M. (2004). Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 21(6), 723-733. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.02.003>
- Berndt, C., Costa, S., Canals, M., Camerlenghi, A., de Mol, B., & Saunders, M. (2012). Repeated slope failure linked to fluid migration: the Ana submarine landslide complex, Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 319, 65-74.
- Berndt, C., Feseker, T., Treude, T., Krastel, S., Liebetrau, V., Niemann, H., ... & Steinle, L. (2014). Temporal constraints on hydrate-controlled methane seepage off Svalbard. *Science*, 343(6168), 284-287.
- Bialas, J., Klaucke, I., & Haeckel, M. (2014). FS MARIA S. MERIAN Fahrtbericht/Cruise Report MSM34/1 & 2-SUGAR Site; Varna–Varna, 06.12. 13–16.01. 14.
- Biaostoch, A., Treude, T., Rüpke, L. H., Riebesell, U., Roth, C., Burwicz, E. B., ... & Wallmann, K. (2011). Rising Arctic Ocean temperatures cause gas hydrate destabilization and ocean acidification. *Geophysical Research Letters*, 38(8).
- Blouin, A., Sultan, N., Callot, J. P., & Imbert, P. (2019). Sediment damage caused by gas exsolution: A key mechanism for mud volcano formation. *Engineering Geology*, 263, 105313.
- Boetius, A., Ravensschlag, K., Schubert, C. J., Rickert, D., Widdel, F., Gieseke, A., ... & Pfannkuche, O. (2000). A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, 407(6804), 623-626.
- Bohrmann, G., Ivanov, M., Foucher, J. P., Spiess, V., Bialas, J., Greinert, J., ... & Zillmer, M. (2003). Mud volcanoes and gas hydrates in the Black Sea: new data from Dvurechenskii and Odessa mud volcanoes. *Geo-Marine Letters*, 23, 239-249.
- Bohrmann, G., & Torres, M. E. (2006). Gas hydrates in marine sediments. In *Marine geochemistry* (pp. 481-512). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Bonini, M. (2009). Mud volcano eruptions and earthquakes in the Northern Apennines and Sicily, Italy. *Tectonophysics*, 474(3-4), 723-735.

- Borowski, W. S., Paull, C. K., & Ussler Iii, W. (1999). Global and local variations of interstitial sulfate gradients in deep-water, continental margin sediments: Sensitivity to underlying methane and gas hydrates. *Marine Geology*, 159(1-4), 131-154.
- Boswell, R., and T. S. Collett (2011), Current perspectives on gas hydrate resources, *Energy Environ. Sci.*, 4(4), 1206–1215, doi:10.1039/C0EE00203H.
- Bouriak, S., Vanneste, M., & Saoutkine, A. (2000). Inferred gas hydrates and clay diapirs near the Storegga Slide on the southern edge of the Vøring Plateau, offshore Norway. *Marine Geology*, 163(1-4), 125-148.
- Brothers, D. S., Luttrell, K. M., & Chaytor, J. D. (2013). Sea-level–induced seismicity and submarine landslide occurrence. *Geology*, 41(9), 979-982.
- Bryn, P., Solheim, A., Berg, K., Lien, R., Forsberg, C. F., Hafliðason, H., ... & Rise, L. (2003). The Storegga Slide complex; repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity. In *Submarine Mass Movements and Their Consequences: 1 st International Symposium* (pp. 215-222). Springer Netherlands.
- Burwicz, E., & Haeckel, M. (2020). Basin-scale estimates on petroleum components generation in the Western Black Sea basin based on 3-D numerical modelling. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 104122.
- Carminati, E., & Santantonio, M. (2005). Control of differential compaction on the geometry of sediments onlapping paleoescarpments: Insights from field geology (Central Apennines, Italy) and numerical modeling. *Geology*, 33(5), 353-356.
- Cartwright, J., James, D., & Bolton, A. L. (2003). The genesis of polygonal fault systems: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1), 223-243.
- Casenave, V., Gay, A., & Imbert, P. (2017). Spider structures: records of fluid venting from methane hydrates on the Congo continental slope. *Bulletin de la Société géologique de France*, 188(4).
- Caspers, H. (1957). Black sea and sea of Azov.
- Chaline, J., & Jerz, H. (1984). Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Stratotypen des Würm-Glazials (Berichte der SEQS 6).
- Chabert, A., Minshull, T. A., Westbrook, G. K., Berndt, C., Thatcher, K. E., & Sarkar, S. (2011). Characterization of a stratigraphically constrained gas hydrate system along the western continental margin of Svalbard from ocean bottom seismometer data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Chapman, R., Pohlman, J., Coffin, R., Chanton, J., & Lapham, L. (2004). Thermogenic gas hydrates in the northern Cascadia margin. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(38), 361-365.
- Chatterjee, S., Bhatnagar, G., Dugan, B., Dickens, G. R., Chapman, W. G., & Hirasaki, G. J. (2014). The impact of lithologic heterogeneity and focused fluid flow upon gas hydrate distribution in marine sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(9), 6705-6732.
- Chepalyga, A. L. (1985). Inland sea basins. In: A. A. Velichko (Ed.), *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. University of Minnesota Press, Minneapolis: 229-247.
- Chong, Z. R., Chan, A. H. M., Babu, P., Yang, M., & Linga, P. (2015). Effect of NaCl on methane hydrate formation and dissociation in porous media. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 27, 178-189.
- Circone, S., S. H. Kirby, and L. A. Stern (2005), Thermal regulation of methane hydrate dissociation: implications for gas production models, *Energy Fuels*, 19(6), 2357–2363, doi:10.1021/ef0500437.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *science*, 325(5941), 710-714.

- Clennell, M. B., Hovland, M., Booth, J. S., Henry, P., & Winters, W. J. (1999). Formation of natural gas hydrates in marine sediments: 1. Conceptual model of gas hydrate growth conditioned by host sediment properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B10), 22985-23003.
- Colin, F., Ker, S., & Marsset, B. (2020a). Fine-scale velocity distribution revealed by datuming of very-high-resolution deep-towed seismic data: Example of a shallow-gas system from the western Black Sea. *Geophysics*, 85(5), B181-B192.
- Colin, F., Ker, S., Riboulot, V., & Sultan, N. (2020b). Irregular BSR: Evidence of an ongoing reequilibrium of a gas hydrate system. *Geophysical Research Letters*, 47(20), e2020GL089906.
- Constantinescu, A. M., Toucanne, S., Dennielou, B., Jorry, S. J., Mulder, T., & Lericolais, G. (2015). Evolution of the Danube deep-sea fan since the last glacial maximum: new insights into Black Sea water-level fluctuations. *Marine Geology*, 367, 50-68.
- Crémière, A., Lepland, A., Chand, S., Sahy, D., Condon, D. J., Noble, S. R., ... & Brunstad, H. (2016). Timescales of methane seepage on the Norwegian margin following collapse of the Scandinavian Ice Sheet. *Nature communications*, 7(1), 11509.
- Crutchley, G. J., Berndt, C., Geiger, S., Klaeschen, D., Papenberg, C., Klauke, I., ... & Maier, C. (2013). Drivers of focused fluid flow and methane seepage at south Hydrate Ridge, offshore Oregon, USA. *Geology*, 41(5), 551-554.
- Davies, R. J., & Cartwright, J. (2002). A fossilized Opal A to Opal C/T transformation on the northeast Atlantic margin: Support for a significantly elevated palaeogeothermal gradient during the Neogene?. *Basin Research*, 14(4), 467-486.
- Davies, R. J., & Cartwright, J. A. (2007). Kilometer-scale chemical reaction boundary patterns and deformation in sedimentary rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(1-2), 125-137.
- Davies, R. J., Thatcher, K. E., Mathias, S. A., & Yang, J. (2012). Deepwater canyons: An escape route for methane sealed by methane hydrate. *Earth and Planetary Science Letters*, 323, 72-78.
- Davies, R. J., Maqueda, M. Á. M., Li, A., & Ganopolski, A. (2017). Millennial-scale shifts in the methane hydrate stability zone due to Quaternary climate change. *Geology*, 45(11), 1027-1030. <https://doi.org/10.1130/G39611.1>
- Davies, R. J., Maqueda, M. Á. M., Li, A., & Ireland, M. (2021). Climatically driven instability of marine methane hydrate along a canyon-incised continental margin. *Geology*, 49(8), 973-977.
- Davy, H. (1811). VIII. On a combination of oxymuriatic gas and oxygene gas. *Philosophical Transactions of the Royal society of London*, (101), 155-162.
- De Batist, M., Klerkx, J., Van Rensbergen, P., Vanneste, M., Poort, J., Golmshtok, A. Y., ... & Krinitsky, P. (2002). Active hydrate destabilization in Lake Baikal, Siberia?. *Terra Nova*, 14(6), 436-442.
- De Leeuw, A., Morton, A., van Baak, C. G., & Vincent, S. J. (2018). Timing of arrival of the Danube to the Black Sea: Provenance of sediments from DSDP site 380/380A. *Terra Nova*, 30(2), 114-124.
- Degens, E. T., & Ross, D. A. (1972). Chronology of the Black Sea over the last 25,000 years. *Chemical Geology*, 10(1), 1-16.
- Demirbağ, E., Gökaşan, E., Oktay, F. Y., Şimşek, M., & Yüce, H. (1999). The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data. *Marine Geology*, 157(3-4), 249-265.

- Deuser, W. G. (1972). Late-Pleistocene and Holocene history of the Black Sea as indicated by stable-isotope studies. *Journal of Geophysical Research*, 77(6), 1071-1077.
- Deville, E., Battani, A., Griboulard, R., Guerlais, S., Herbin, J. P., Houzay, J. P., ... & Prinzhofer, A. (2003). The origin and processes of mud volcanism: new insights from Trinidad. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1), 475-490.
- Deville, E. (2009). Mud volcano systems. *Volcanoes: Formation, eruptions and modelling*, 95-125.
- Dickens, G. R., Castillo, M. M., & Walker, J. C. (1997). A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, 25(3), 259-262. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0259:ABOGIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0259:ABOGIT>2.3.CO;2)
- Dickens, G. R. (2001). Modeling the global carbon cycle with a gas hydrate capacitor: significance for the latest Paleocene thermal maximum. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 124, 19-38.
- Dickens, G. R. "A methane trigger for rapid warming?." (2003): 1017-1017.
- Dillon, W. P. (1983). Marine gas hydrates, II Geophysical evidence. *Natural gas hydrates: Properties, occurrence and recovery*, 73-90.
- Dillon, W. P., Danforth, W. W., Hutchinson, D. R., Drury, R. M., Taylor, M. H., & Booth, J. S. (1998). Evidence for faulting related to dissociation of gas hydrate and release of methane off the southeastern United States. *Geological Society, London, Special Publications*, 137(1), 293-302.
- Dimitrov, L., & Vassilev, A. (2003). Black Sea gas seepage and venting structures and their contribution to atmospheric methane. *Annual of the University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski"*, 46, Part I, *Geology and Geophysics*, 331-336.
- Dinu, C., Wong, H. K., & Tambrea, D. (2002). Stratigraphic and tectonic syntheses of the Romanian Black Sea shelf and correlation with major land structures. *Geology and Tectonics of the Romanian Black Sea Shelf and its Hydrocarbon Potential*, 2, 101-117.
- Dinu, C., Tambrea, D., & Raileanu, A. (2003). Transition from extensional to compressional structures in the Upper Miocene Shally deposits, Western Black Sea. *AAPG, Barcelona*.
- Dinu, C., Wong, H. K., Tambrea, D., & Matenco, L. (2005). Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics*, 410(1-4), 417-435.
- Dinu, C., Munteanu, I., Tambrea, D., & Panin, N. (2018). Gas hydrates, flares seeps offshore Romania, a review. *Geo-Eco-Marina*, (24), 5-56.
- Dugan, B. (2012). A review of overpressure, flow focusing, and slope failure. In *Submarine Mass Movements and Their Consequences: 5th International Symposium* (pp. 267-276). Springer Netherlands.
- Dugan, B., & Flemings, P. B. (2000). Overpressure and fluid flow in the New Jersey continental slope: Implications for slope failure and cold seeps. *Science*, 289(5477), 288-291.
- Dupré, S., Berger, L., Le Bouffant, N., Scalabrin, C., & Bourillet, J. F. (2014). Fluid emissions at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France): A biogenic origin or the expression of hydrocarbon leakage?. *Continental shelf research*, 88, 24-33.
- Dupré, S., Loubrieu, B., Scalabrin, C., Ehrhold, A., Gautier, E., Ruffine, L., ... & Berger, L. (2014, December). Discovery of widespread biogenic methane emissions and authigenic carbonate mound-like structures at the aquitaine shelf (Bay of Biscay). In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2014, pp. OS12A-04).

- Dupré, S., Mascle, J., Foucher, J. P., Harmegnies, F., Woodside, J., & Pierre, C. (2014). Warm brine lakes in craters of active mud volcanoes, Menes caldera off NW Egypt: evidence for deep-rooted thermogenic processes. *Geo-Marine Letters*, 34, 153-168.
- Dupuis, M., Imbert, P., Odonne, F., & Vendeville, B. (2019). Mud volcanism by repeated roof collapse: 3D architecture and evolution of a mud volcano cluster offshore Nigeria. *Marine and Petroleum Geology*, 110, 368-387.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J., & Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 9-31.
- Elger, J., Berndt, C., Rüpke, L., Krastel, S., Gross, F., & Geissler, W. H. (2018). Submarine slope failures due to pipe structure formation. *Nature Communications*, 9(1), 715.
- Erickson, A. J., & Von Herzen, R. P. (1978). Down-hole temperature measurements, Deep Sea Drilling Project, Leg 42A.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342(6250), 637-642.
- Ferré, B., Mienert, J., & Feseker, T. (2012). Ocean temperature variability for the past 60 years on the Norwegian-Svalbard margin influences gas hydrate stability on human time scales. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C10).
- Finetti, I., Bricchi, G., DEL BEN, A., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30(117-118), 197-324.
- Fisher, R. E., Srisankharajah, S., Lowry, D., Lanoisellé, M., Fowler, C. M. R., James, R. H., ... & Nisbet, E. G. (2011). Arctic methane sources: Isotopic evidence for atmospheric inputs. *Geophysical Research Letters*, 38(21).
- Flemings, P. B., Long, H., Dugan, B., Germaine, J., John, C. M., Behrmann, J. H., ... & Expedition, I. O. D. P. (2008). Pore pressure penetrometers document high overpressure near the seafloor where multiple submarine landslides have occurred on the continental slope, offshore Louisiana, Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 269(3-4), 309-325.
- Floodgate, G. D., & Judd, A. G. (1992). The origins of shallow gas. *Continental shelf research*, 12(10), 1145-1156.
- Foucher, J. P., Nouzé, H., & Henry, P. (2002). Observation and tentative interpretation of a double BSR on the Nankai slope. *Marine Geology*, 187(1-2), 161-175.
- Gay, A. (2002). Les marqueurs géologiques de la migration et de l'expulsion des fluides sédimentaires sur le plancher des marges passives matures. Exemples dans le bassin du Congo (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis, Université des Sciences et Technologies de Lille, Lille, France, 426 pp.(in French)).
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sultan, N., Cauquil, E., & Brigaud, F. (2003). Sinuous pockmark belt as indicator of a shallow buried turbiditic channel on the lower slope of the Congo Basin, West African Margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1), 173-189.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., & Sermondadaz, G. (2006). Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene–Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Marine Geology*, 226(1-2), 25-40.
- Geletti, R., & Busetti, M. (2011). A double bottom simulating reflector in the western Ross Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B4). <https://doi.org/10.1029/2010JB007864>

- Gentz, T., Damm, E., von Deimling, J. S., Mau, S., McGinnis, D. F., & Schlüter, M. (2014). A water column study of methane around gas flares located at the West Spitsbergen continental margin. *Continental Shelf Research*, 72, 107-118.
- Georgievski, G., & Stanev, E. V. (2006). Late Pleistocene evolution of the Black Sea watershed and fluctuations of the sea level. In *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 8, p. 09462).
- Gillet, H. (2004). La stratigraphie tertiaire et la surface d'érosion messinienne sur les marges occidentales de la Mer Noire: Stratigraphie sismique haute résolution (Doctoral dissertation, Université de Bretagne occidentale-Brest).
- Ginsburg, G. D., & Soloviev, V. X. (1994). Mud volcano gas hydrates in the Caspian Sea. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 41(6), 95-100.
- Giosan, L., Filip, F., & Constatinescu, S. (2009). Was the Black Sea catastrophically flooded in the early Holocene?. *Quaternary Science Reviews*, 28(1-2), 1-6.
- Goni, M. F. S., & Harrison, S. P. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22), 2823-2827.
- Gorman, A. R., Holbrook, W. S., Hornbach, M. J., Hackwith, K. L., Lizarralde, D., & Pecher, I. (2002). Migration of methane gas through the hydrate stability zone in a low-flux hydrate province. *Geology*, 30(4), 327-330.
- Görür, N., Çağatay, M. N., Emre, Ö., Alpar, B., Sakınç, M., İslamoğlu, Y., ... & Karlık, G. (2001). Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth?. *Marine Geology*, 176(1-4), 65-73.
- Goto, S., Yamano, M., & Kinoshita, M. (2005). Thermal response of sediment with vertical fluid flow to periodic temperature variation at the surface. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B1). <https://doi.org/10.1029/2004JB003419>
- Greinert J, McGinnis DF, Naudts L, Linke P, De Batist M. 2010. Atmospheric methane flux from bubbling seeps: spatially extrapolated quantification from a Black Sea shelf area. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115: C01002
- Guichard, F., Carey, S., Arthur, M. A., Sigurdsson, H., & Arnold, M. (1993). Tephra from the Minoan eruption of Santorini in sediments of the Black Sea. *Nature*, 363(6430), 610-612.
- Gupta, A., Lachance, J., Sloan Jr, E. D., & Koh, C. A. (2008). Measurements of methane hydrate heat of dissociation using high pressure differential scanning calorimetry. *Chemical Engineering Science*, 63(24), 5848-5853.
- Haacke, R. R., Hyndman, R. D., Park, K. P., Yoo, D. G., Stoian, I., & Schmidt, U. (2009). Migration and venting of deep gases into the ocean through hydrate-choked chimneys offshore Korea. *Geology*, 37(6), 531-534.
- Haeckel, M., Bialas, J., Klauke, I., Wallmann, K., Bohrmann, G., & Schwalenberg, K. (2015). Gas hydrate occurrences in the Black Sea—new observations from the German SUGAR project. *Fire in the Ice: Methane Hydrate Newsletter*, 15(2), 6-9.
- Hafliðason, H., Sejrup, H. P., Bryn, P., Lien, R., Masson, D., Jacobs, C., ... & Berg, K. (2002, October). The architecture and slide mechanism of the Storegga Slide, Mid Norwegian margin. In *NGF Abstracts and Proceedings, Annual Meeting in Trondheim, Norwegian Petroleum Society, Stavanger* (pp. 80-81).
- Hafliðason, H., Sejrup, H. P., Nygård, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., ... & Masson, D. (2004). The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine geology*, 213(1-4), 201-234.
- Han, S., Bangs, N. L., Hornbach, M. J., Pecher, I. A., Tobin, H. J., & Silver, E. A. (2021). The many double BSRs across the northern Hikurangi margin and their implications for subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 558, 116743. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116743>

- Henriet, J. P., & Mienert, J. (Eds.). (1998). Gas hydrates: relevance to world margin stability and climate change. Geological Society of London.
- Hillman, J. I., Burwicz, E., Zander, T., Bialas, J., Klaucke, I., Feldman, H., ... & Awwiller, D. (2018). Investigating a gas hydrate system in apparent disequilibrium in the Danube Fan, Black Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 502, 1-11.
- Hillman, J. I., Klaucke, I., Bialas, J., Feldman, H., Drexler, T., Awwiller, D., ... & Badhani, S. (2018). Gas migration pathways and slope failures in the Danube Fan, Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 92, 1069-1084.
- Hinrichs, K. U., and A. Boetius (2003), The anaerobic oxidation of methane: New insights in microbial ecology and biogeochemistry, in *Ocean Margin Systems*, edited by G. Wefer et al., pp. 457–477, Springer, Berlin.
- Hiscott, R. N., Aksu, A. E., Mudie, P. J., Marret, F., Abrajano, T., Kaminski, M. A., ... & Yaşar, D. (2007). A gradual drowning of the southwestern Black Sea shelf: evidence for a progressive rather than abrupt Holocene reconnection with the eastern Mediterranean Sea through the Marmara Sea Gateway. *Quaternary International*, 167, 19-34.
- Hornbach, M. J., Saffer, D. M., & Steven Holbrook, W. (2004). Critically pressured free-gas reservoirs below gas-hydrate provinces. *Nature*, 427(6970), 142-144.
- Hovland, M. (1987). The formation of pockmarks and their potential influence on offshore construction. *Doboku Gakkai Ronbunshu*, 1987(388), 13-22.
- Huguen, C., Mascle, J., Woodside, J., Zitter, T., & Foucher, J. P. (2005). Mud volcanoes and mud domes of the Central Mediterranean Ridge: near-bottom and in situ observations. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(10), 1911-1931.
- Huuse, J. D., Palmer, C., & Cole, V. (2014, June). Deepwater Papua New Guinea-Evidence for a Working Petroleum System. In 76th EAGE Conference and Exhibition 2014 (Vol. 2014, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Imbert, P., & Ho, S. (2012). Seismic-scale funnel-shaped collapse features from the Paleocene–Eocene of the North West Shelf of Australia. *Marine Geology*, 332, 198-221.
- Ion, G., Lericolais, G., Nouzé, H., Panin, N., & Ion, E. (2002). Seismo-acoustic evidence of gases in sedimentary edifices of the paleo-Danube realm. In *CIESM Workshop Series* (Vol. 17, pp. 91-95).
- Ivanov, M. K., Limonov, A. F., & Woodside, J. M. (1998). Extensive deep fluid flux through the sea floor on the Crimean continental margin (Black Sea). *Geological Society, London, Special Publications*, 137(1), 195-213.
- Jahren, A. H., Arens, N. C., Sarmiento, G., Guerrero, J., & Amundson, R. (2001). Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous. *Geology*, 29(2), 159-162. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0159:TROMHD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0159:TROMHD>2.0.CO;2)
- Jain, A. K., & Juanes, R. (2009). Preferential mode of gas invasion in sediments: Grain-scale mechanistic model of coupled multiphase fluid flow and sediment mechanics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B8). <https://doi.org/10.1029/2008JB006002>
- Jipa, D. C., & Panin, N. (2020). Narrow shelf canyons vs. wide shelf canyons: Two distinct types of Black Sea submarine canyons. *Quaternary International*, 540, 120-136.
- Judd, A., & Hovland, M. (2009). *Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment*. Cambridge University Press.

- Jung, W. Y., & Vogt, P. R. (2004). Effects of bottom water warming and sea level rise on Holocene hydrate dissociation and mass wasting along the Norwegian-Barents Continental Margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B6).
- Jung, W. Y., & Vogt, P. R. (2004). Thermal models for post-glacial evolution of the gas hydrate stability zone: Storegga Slide, Norwegian Margin. In *Proceedings of the AAPG Annual Meeting*. Naval Research Laboratory.
- Karstens J, Haflidason H, Becker LWM, Berndt C, Rüpke L, Planke S, Liebetrau V, Schmidt M, Mienert J (2018) Glacigenic sedimentation pulses triggered post-glacial gas hydrate dissociation. *Nat Commun* 9 (1):635. doi:10.1038/s41467-018-03043-z
- Karstens J, Haflidason H, Berndt C, Crutchley GJ (2023) Revised Storegga Slide reconstruction reveals two major submarine landslides 12,000 years apart. *Communications Earth & Environment* 4 (1):55. doi:10.1038/s43247-023-00710-y
- Kayen, R. E. (1988). Arctic Ocean landslides and sea-level fall induced gas hydrate decomposition (Doctoral dissertation, MS Thesis, California State University, Hayward).
- Kayen, R. E., & Lee, H. J. (1991). Pleistocene slope instability of gas hydrate-laden sediment on the Beaufort Sea margin. *Marine Georesources & Geotechnology*, 10(1-2), 125-141.
- Kennett, J. P., Cannariato, K. G., Hendy, I. L., & Behl, R. J. (2003). Methane Hydrates in Quaternary Climate Change: The Clathrate Gun Hypothesis, Volume 54. In *Special Publications Series*, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Ker, S., Marsset, B., Garziglia, S., Le Gonidec, Y., Gibert, D., Voisset, M., et al. (2010). High-resolution seismic imaging in deep sea from a joint deep-towed/OBH reflection experiment: application to a Mass Transport Complex offshore Nigeria. *Geophysical Journal International*, 182(3), 1524-1542. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04700.x>
- Ker, S., Le Gonidec, Y., Marsset, B., Westbrook, G. K., Gibert, D., & Minshull, T. A. (2014). Fine-scale gas distribution in marine sediments assessed from deep-towed seismic data. *Geophysical Journal International*, 196(3), 1466-1470.
- Ker, S., Riboulot, V., & Team, G. C. (2015). GHASS cruise report.
- Ker, S., Thomas, Y., Riboulot, V., Sultan, N., Bernard, C., Scalabrin, C., ... & Marsset, B. (2019). Anomalous deep BSR related to a transient state of the gas hydrate system in the western Black Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(1), 442-459.
- Ketzer, M., Praeg, D., Rodrigues, L. F., Augustin, A., Pivel, M. A., Rahmati-Abkenar, M., ... & Cupertino, J. A. (2020). Gas hydrate dissociation linked to contemporary ocean warming in the southern hemisphere. *Nature communications*, 11(1), 3788.
- Khlystov, O. M., Poort, J., Mazzini, A., Akhmanov, G. G., Minami, H., Hachikubo, A., ... & Vorobeva, S. S. (2019). Shallow-rooted mud volcanism in Lake Baikal. *Marine and Petroleum Geology*, 102, 580-589.
- Klauda, J. B., and S. I. Sandler (2005), Global distribution of methane hydrate in ocean sediment, *Energy Fuels*, 19(2), 459–470, doi:10.1021/ef049798o.
- Konerding, C. (2005). Mio-Pleistocene sedimentation and structure of the Romanian shelf, northwestern Black Sea (Doctoral dissertation, Staats-und Universitätsbibliothek Hamburg Carl von Ossietzky).
- Konerding, C., Dinu, C., & Wong, H. K. (2010). Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geological Society, London, Special Publications*, 340(1), 159-180.

- Kopf, A., & Deyhle, A. (2002). Back to the roots: boron geochemistry of mud volcanoes and its implications for mobilization depth and global B cycling. *Chemical Geology*, 192(3-4), 195-210.
- Kretschmer, K., A. Biastoch, L. Rüpke, and E. Burwicz (2015), Modeling the fate of methane hydrates under global warming, *Global Biogeochem. Cycles*, 29, 610–625, doi:10.1002/2014GB005011.
- Krey, V., et al. (2009), Gas hydrates: Entrance to a methane age or climate threat?, *Environ. Res. Lett.*, 4, 034007, doi:10.1088/1748-9326/4/3/034007.
- Kuo, L. C. (1997). Gas exsolution during fluid migration and its relation to overpressure and petroleum accumulation. *Marine and Petroleum Geology*, 14(3), 221-229.
- Kvenvolden, K. A., & Barnard, L. A. (1983). Gas Hydrates of the Black Outer Ridge, DSDP Site 553, Leg76. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, 76, 353-366.
- Kvenvolden, K. A. (1988). Methane hydrate—a major reservoir of carbon in the shallow geosphere?. *Chemical geology*, 71(1-3), 41-51.
- Kvenvolden, K. A. (1993). Gas hydrates—geological perspective and global change. *Reviews of geophysics*, 31(2), 173-187.
- Kvenvolden, K. A. (1994). Natural gas hydrate occurrence and issues. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 715: 232-246. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1994.tb38838.x>
- Kvenvolden, K. A. (1998). A primer on the geological occurrence of gas hydrate. Geological Society, London, Special Publications, 137(1), 9-30.
- Kvenvolden, K. A. (1999). Potential effects of gas hydrate on human welfare. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96(7), 3420-3426.
- Kwiecien, O., Arz, H. W., Lamy, F., Wulf, S., Bahr, A., Röhl, U., & Haug, G. H. (2008). Estimated reservoir ages of the Black Sea since the last glacial. *Radiocarbon*, 50(1), 99-118.
- Lacoste, A., Vendeville, B. C., Mourgues, R., Loncke, L., & Lebacqz, M. (2012). Gravitational instabilities triggered by fluid overpressure and downslope incision—insights from analytical and analogue modelling. *Journal of Structural Geology*, 42, 151-162.
- Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Frigola, J., Berne, S., Jouet, G., ... & Sierro, F. J. (2009). Overpressure within upper continental slope sediments from CPTU data, Gulf of Lion, NW Mediterranean Sea. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 751-768.
- Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Lastras, G., Cattaneo, A., Frigola, J., ... & Berndt, C. (2012). Failure mechanisms of Ana slide from geotechnical evidence, Eivissa channel, Western Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 307, 1-21.
- Laherrere, J. H. (1999), Data show methane hydrate resource over-estimated, *Offshore*, 59, 156–158
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296-15303.
- Lee, H. J. (2009). Timing of occurrence of large submarine landslides on the Atlantic Ocean margin. *Marine Geology*, 264(1-2), 53-64.
- Lericolais, G., Panin, N., Ion, G., Bernu, S., & Popescu, I. (1998). Danube and Dniepr paleovalleys: new discoveries during BLASON survey on the North-western Black Sea shelf. *Geo-Eco-Marina*, 3, 34-35.

- Lericolais, G., Popescu, I., Guichard, F., & Popescu, S. M. (2007). A Black Sea lowstand at 8500 yr BP indicated by a relict coastal dune system at a depth of 90 m below sea level.
- Lericolais, G., Bulois, C., Gillet, H., & Guichard, F. (2009). High frequency sea level fluctuations recorded in the Black Sea since the LGM. *Global and Planetary Change*, 66(1-2), 65-75.
- Lericolais, G., Guichard, F., Morigi, C., Minereau, A., Popescu, I., & Radan, S. (2010). A post Younger Dryas Black Sea regression identified from sequence stratigraphy correlated to core analysis and dating. *Quaternary International*, 225(2), 199-209.
- Lericolais, G., Guichard, F., Morigi, C., Popescu, I., Bulois, C., Gillet, H., & Ryan, W. B. F. (2011). Assessment of Black Sea water-level fluctuations since the Last Glacial Maximum. *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis*, 473, 33.
- Lericolais, G., Bourget, J., Popescu, I., Jermannaud, P., Mulder, T., Jorry, S., & Panin, N. (2013). Late Quaternary deep-sea sedimentation in the western Black Sea: New insights from recent coring and seismic data in the deep basin. *Global and Planetary Change*, 103, 232-247.
- Li, A., Davies, R. J., & Mathias, S. (2017). Methane hydrate recycling offshore of Mauritania probably after the last glacial maximum. *Marine and Petroleum Geology*, 84, 323-331.
- Liu, F., Tan, L., Crosta, G., & Huang, Y. (2020). Spatiotemporal destabilization modes of upper continental slopes undergoing hydrate dissociation. *Engineering Geology*, 264, 105286.
- Liu, X., & Flemings, P. B. (2007). Dynamic multiphase flow model of hydrate formation in marine sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3).
- Liu, X., & Flemings, P. (2009). Dynamic response of oceanic hydrates to sea level drop. *Geophysical Research Letters*, 36(17).
- Locat, J., & Lee, H. J. (2002). Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39(1), 193-212.
- Locat, J., Leroueil, S., Locat, A., & Lee, H. (2014). Weak layers: their definition and classification from a geotechnical perspective. In *Submarine mass movements and their consequences: 6th international symposium* (pp. 3-12). Springer International Publishing.
- Loncke, L., Mascle, J., & Parties, F. S. (2004). Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Marine and petroleum geology*, 21(6), 669-689.
- Loncke, L., Gaullier, V., Droz, L., Ducassou, E., Migeon, S., & Mascle, J. (2009). Multi-scale slope instabilities along the Nile deep-sea fan, Egyptian margin: a general overview. *Marine and Petroleum Geology*, 26(5), 633-646.
- Lüdmann, T., Wong, H. K., Konerding, P., Zillmer, M., Petersen, J., & Flüh, E. (2004). Heat flow and quantity of methane deduced from a gas hydrate field in the vicinity of the Dnieper Canyon, northwestern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 24, 182-193.
- Ma, G., Zhan, L., Lu, H., & Hou, G. (2021). Structures in shallow marine sediments associated with gas and fluid migration. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(4), 396.
- Macelloni, L., Simonetti, A., Knapp, J. H., Knapp, C. C., Lutken, C. B., & Lapham, L. L. (2012). Multiple resolution seismic imaging of a shallow hydrocarbon plumbing system, Woolsey Mound, Northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 38(1), 128-142.

- Major, C., Ryan, W., Lericolais, G., & Hajdas, I. (2002). Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial–interglacial transition. *Marine Geology*, 190(1-2), 19-34.
- Major, C. O., Goldstein, S. L., Ryan, W. B., Lericolais, G., Piotrowski, A. M., & Hajdas, I. (2006). The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance. *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18), 2031-2047.
- Malinverno, A., & Pohlman, J. W. (2011). Modeling sulfate reduction in methane hydrate-bearing continental margin sediments: Does a sulfate-methane transition require anaerobic oxidation of methane?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(7).
- Malone, M. J., Martin, J. B., Schönfeld, J., Ninnemann, U. S., Nürnberg, D., & White, T. S. (2004). The oxygen isotopic composition and temperature of Southern Ocean bottom waters during the last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1), 275-283.
- Marsset, B., Menut, E., Ker, S., Thomas, Y., Regnault, J. P., Leon, P., ... & Sultan, N. (2014). Deep-towed high resolution multichannel seismic imaging. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 93, 83-90.
- Marsset, B., Ker, S., Thomas, Y., & Colin, F. (2018). Deep-towed high resolution seismic imaging II: Determination of P-wave velocity distribution. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 132, 29-36.
- Marsset, T., Ballas, G., Munteanu, I., Aiken, C., Ion, G., Pitel-Roudaut, M., & Dupont, P. (2022). Tectonic-sedimentary architecture of surficial deposits along the continental slope offshore Romania (North of the Viteaz Canyon, Western Black Sea): Impact on sediment instabilities. *Global and Planetary Change*, 208, 103708.
- Martinez-Lamas, R., Toucanne, S., Debret, M., Riboulot, V., Deloffre, J., Boissier, A., ... & Soulet, G. (2020). Linking Danube River activity to Alpine Ice-Sheet fluctuations during the last glacial (ca. 33–17 ka BP): Insights into the continental signature of Heinrich Stadials. *Quaternary Science Reviews*, 229, 106136.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., & Shackleton, N. J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year Chronostratigraphy1. *Quaternary research*, 27(1), 1-29.
- Maslin, M., Owen, M., Day, S., & Long, D. (2004). Linking continental-slope failures and climate change: Testing the clathrate gun hypothesis. *Geology*, 32(1), 53-56.
- Maslin, M., Owen, M., Betts, R., Day, S., Dunkley Jones, T., & Ridgwell, A. (2010). Gas hydrates: past and future geohazard?. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 368(1919), 2369-2393.
- Matenco, L., Munteanu, I., Ter Borgh, M., Stanica, A., Tilita, M., Lericolais, G., ... & Oaie, G. (2016). The interplay between tectonics, sediment dynamics and gateways evolution in the Danube system from the Pannonian Basin to the western Black Sea. *Science of the Total Environment*, 543, 807-827.
- Matova, M. (2000). Recent geological activity along the northeastern Bulgarian Black Sea coast. *Geological Quarterly*, 44(4), 355-362.
- Mazzini, A., Svensen, H., Akhmanov, G. G., Aloisi, G., Planke, S., Malthé-Sørensen, A., & Istadi, B. (2007). Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4), 375-388.
- Mazurenko, L. L., & Soloviev, V. A. (2002). The nature of gas hydrate-forming mud volcano fluids. In *Proc 4th Int Conf Gas Hydrates, Yokohama, Japan (Vol. 1, pp. 80-83)*.

- Mclver, R. D. (1982). Role of naturally occurring gas hydrates in sediment transport. *AAPG bulletin*, 66(6), 789-792. <https://doi.org/10.1306/03b5a318-16d1-11d7-8645000102c1865d>.
- McGinnis, D. F., Greinert, J., Artemov, Y., Beaubien, S. E., & Wüest, A. N. D. A. (2006). Fate of rising methane bubbles in stratified waters: How much methane reaches the atmosphere?. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C9).
- Menot, G., & Bard, E. (2012). A precise search for drastic temperature shifts of the past 40,000 years in southeastern Europe. *Paleoceanography*, 27(2).
- Mestdagh, T., Poort, J., & De Batist, M. (2017). The sensitivity of gas hydrate reservoirs to climate change: Perspectives from a new combined model for permafrost-related and marine settings. *Earth-science reviews*, 169, 104-131. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.013>
- Michel, G. (2017). Mise en place et pérennisation d'un vaste système fluide microbien sur le plateau aquitain: caractérisation et facteurs de contrôle (Doctoral dissertation, Paris 6).
- Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Ehrhold, A., Imbert, P., Pitel, M., ... & Deville, E. (2017). Pockmarks on the South Aquitaine Margin continental slope: The seabed expression of past fluid circulation and former bottom currents. *Comptes Rendus Geoscience*, 349(8), 391-401.
- Mienert, J., Posewang, J., & Lukas, D. (2001). Changes in the hydrate stability zone on the Norwegian margin and their consequence for methane and carbon releases into the oceanosphere. *The northern North Atlantic: a changing environment*, 259-280.
- Milkov, A. V. (2004), Global estimates of hydrate-bound gas in marine sediments: How much is really out there?, *Earth Sci. Rev.*, 66(3-4), 183-197, doi:10.1016/j.earscirev.2003.11.002.
- Mienert, J., Posewang, J., & Baumann, M. (1998). Gas hydrates along the northeastern Atlantic margin: possible hydrate-bound margin instabilities and possible release of methane. *Geological Society, London, Special Publications*, 137(1), 275-291.
- Mienert, J., Posewang, J., & Lukas, D. (2001). Changes in the hydrate stability zone on the Norwegian margin and their consequence for methane and carbon releases into the oceanosphere. *The northern North Atlantic: a changing environment*, 259-280.
- Mienert, J., Berndt, C., Laberg, J. S., & Vorren, T. O. (2003). Slope instability of continental margins. *Ocean margin systems*, 179-193.
- Mienert, J., Vanneste, M., Bünz, S., Andreassen, K., Hafliðason, H., & Sejrup, H. P. (2005). Ocean warming and gas hydrate stability on the mid-Norwegian margin at the Storegga Slide. *Marine and petroleum geology*, 22(1-2), 233-244.
- Milkov, A. V., & Sassen, R. (2003). Two-dimensional modeling of gas hydrate decomposition in the northwestern Gulf of Mexico: significance to global change assessment. *Global and Planetary Change*, 36(1-2), 31-46.
- Minshull, T. A., Marín-Moreno, H., Betlem, P., Bialas, J., Bünz, S., Burwicz, E., ... & Vázquez, J. T. (2020). Hydrate occurrence in Europe: A review of available evidence. *Marine and Petroleum Geology*, 111, 735-764.
- Miramontes, E., Sultan, N., Garziglia, S., Jouet, G., Pelleter, E., & Cattaneo, A. (2018). Altered volcanic deposits as basal failure surfaces of submarine landslides. *Geology*, 46(7), 663-666.
- Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., & Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

- Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., & Piccin, A. (2017). The Alpine LGM in the boreal ice-sheets game. *Scientific reports*, 7(1), 2078.
- Morosanu, I., 2007. Romanian Continental Plateau of the Black Sea, Oscar Print, Bucharest, 176 pp. (ISBN 078-973-668-167-7).
- Moscardelli, L., & Wood, L. (2016). Morphometry of mass-transport deposits as a predictive tool. *Bulletin*, 128(1-2), 47-80.
- Mountjoy, J. J., Pecher, I., Henrys, S., Crutchley, G., Barnes, P. M., & Plaza-Faverola, A. (2014). Shallow methane hydrate system controls ongoing, downslope sediment transport in a low-velocity active submarine landslide complex, Hikurangi Margin, New Zealand. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(11), 4137-4156.
- Mudie, P. J., Yanko-Hombach, V., & Kadurin, S. (2014). The Black Sea dating game and Holocene marine transgression. *Open Journal of Marine Science*, 4(1), 1-7.
- Mulder, T., & Cochonat, P. (1996). Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary research*, 66(1), 43-57.
- Mulder, T., Syvitski, J. P., Migeon, S., Faugères, J. C., & Savoye, B. (2003). Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 861-882.
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., & Cloetingh, S. A. P. L. (2011). Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*, 30(5).
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., & Cloetingh, S. (2012). Effects of large sea-level variations in connected basins: the Dacian–Black Sea system of the Eastern Paratethys. *Basin Research*, 24(5), 583-597.
- Naudts, L., Greinert, J., Artemov, Y., Staelens, P., Poort, J., Van Rensbergen, P., & De Batist, M. (2006). Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea. *Marine Geology*, 227(3-4), 177-199.
- Naudts, L., De Batist, M., Greinert, J., & Artemov, Y. (2009). Geo- and hydro-acoustic manifestations of shallow gas and gas seeps in the Dnepr paleodelta, northwestern Black Sea. *The Leading Edge*, 28(9), 1030-1040.
- Netzeband, G. L., Hübscher, C. P., Gajewski, D., Grobys, J. W., & Bialas, J. (2005). Seismic velocities from the Yaquina forearc basin off Peru: evidence for free gas within the gas hydrate stability zone. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 420-432.
- Nicholas, W. A., Chivas, A. R., Murray-Wallace, C. V., & Fink, D. (2011). Prompt transgression and gradual salinisation of the Black Sea during the early Holocene constrained by amino acid racemization and radiocarbon dating. *Quaternary Science Reviews*, 30(27-28), 3769-3790.
- Nikishin, A. M., Ziegler, P. A., Panov, D. I., Nazarevich, B. P., Brunet, M. F., & Stephenson, R. A. (2001). Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian platform-Black Sea-Caucasus domain. 186.
- Nikishin, A. M., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., & Brunet, M. F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene–Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 149-168.
- Nimblett, J., & Ruppel, C. (2003). Permeability evolution during the formation of gas hydrates in marine sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9). <https://doi.org/10.1029/2001jb001650>
- Nisbet, E. G., & Piper, D. J. (1998). Giant submarine landslides. *Nature*, 392(6674), 329-330.
- Hervé Nouzé (GM) et Pierre Chauchot (DITI) - *Geosciences Marine*, Vol: 21, pp: 25-29, (nov 1999).

- Özsoy, E., Rank, D., & Salihoglu, I. (2002). Pycnocline and deep mixing in the Black Sea: stable isotope and transient tracer measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54(3), 621-629.
- Paganoni, M., King, J. J., Foschi, M., Mellor-Jones, K., & Cartwright, J. A. (2019). A natural gas hydrate system on the Exmouth Plateau (NW shelf of Australia) sourced by thermogenic hydrocarbon leakage. *Marine and Petroleum Geology*, 99, 370-392.
- Panin, N. (1989). Danube Delta genesis, evolution and sedimentology. *Revue Roumaine de Geologie Geophysique et Geographie: Geographie*, 33.
- Panin, N., (1997). Geomorphological zonation of Black Sea. In: V. Mamaev, A. Berlyant, O. Musin et D. Aubrey (Editors), *Black Sea Geographic Information System (V 2.0) [CD-ROM]*. Black Sea Environmental Programme and UNDP
- Panin, N., & Jipa, D. (2002). Danube River sediment input and its interaction with the north-western Black Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54(3), 551-562.
- Papadopoulos, G. A., Diakogianni, G., Fokaefs, A., & Ranguelov, B. (2011). Tsunami hazard in the Black Sea and the Azov Sea: a new tsunami catalogue. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(3), 945-963.
- Pape, T., Kasten, S., Zabel, M., Bahr, A., Abegg, F., Hohnberg, H. J., & Bohrmann, G. (2010). Gas hydrates in shallow deposits of the Amsterdam mud volcano, Anaximander Mountains, Northeastern Mediterranean Sea. *Geo-Marine Letters*, 30, 187-206.
- Pape, T., Bahr, A., Klapp, S. A., Abegg, F., & Bohrmann, G. (2011). High-intensity gas seepage causes rafting of shallow gas hydrates in the southeastern Black Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1-2), 35-46.
- Patruț, I., Paraschiv, C., Dăneț, T., Balteș, N., Dăneț, N., Motaș, L., 1984. The Geological Constitution of the Danube Delta. *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică - Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique*, 59, pp. 55-61
- Paull, C. K., Ussler III, W., Borowski, W. S., & Spiess, F. N. (1995). Methane-rich plumes on the Carolina continental rise: associations with gas hydrates. *Geology*, 23(1), 89-92.
- Paull, C. K., Buelow, W. J., Ussler III, W., & Borowski, W. S. (1996). Increased continental-margin slumping frequency during sea-level lowstands above gas hydrate-bearing sediments. *Geology*, 24(2), 143-146.
- Pauli, C. K., Ussler, W., & Dillon, W. P. (2003). Potential role of gas hydrate decomposition in generating submarine slope failures. *Natural gas hydrate: In oceanic and permafrost environments*, 149-156.
- Paull, C. K., Normark, W. R., Ussler III, W., Caress, D. W., & Keaten, R. (2008). Association among active seafloor deformation, mound formation, and gas hydrate growth and accumulation within the seafloor of the Santa Monica Basin, offshore California. *Marine Geology*, 250(3-4), 258-275.
- Paull, C. K., Dallimore, S., Hughes-Clarke, J., Blasco, S., Lundsten, E., Ussler, W., ... & Collett, T. (2011, May). Tracking the decomposition of submarine permafrost and gas hydrate under the shelf and slope of the Beaufort Sea. In *Proceedings of the 7th International Conference on Gas Hydrates (Vol. 1, pp. 1689-1699)*. Edinburgh, Scotland: ICGH.
- Pecher, I., Crutchley, G., Mountjoy, J., Gorman, A., Fraser, D., & Henrys, S. (2014). Double BSRs on the Hikurangi Margin, New Zealand—Possible implications for gas hydrate stability and composition. In *Proc. 8th International Conference on Gas Hydrates*, edited (p. 6).
- Peltier, W. R., & Fairbanks, R. G. (2006). Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3322-3337.

- Phrampus, B. J., & Hornbach, M. J. (2012). Recent changes to the Gulf Stream causing widespread gas hydrate destabilization. *Nature*, 490(7421), 527-530.
- Pierre, C., Demange, J., Blanc-Valleron, M. M., & Dupré, S. (2017). Authigenic carbonate mounds from active methane seeps on the southern Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France): Evidence for anaerobic oxidation of biogenic methane and submarine groundwater discharge during formation. *Continental Shelf Research*, 133, 13-25.
- Plaza-Faverola, A., Bünz, S., & Mienert, J. (2010). Fluid distributions inferred from P-wave velocity and reflection seismic amplitude anomalies beneath the Nyegga pockmark field of the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 27(1), 46-60.
- Plaza-Faverola, A., Westbrook, G. K., Ker, S., Exley, R. J., Gailler, A., Minshull, T. A., & Broto, K. (2010). Evidence from three-dimensional seismic tomography for a substantial accumulation of gas hydrate in a fluid-escape chimney in the Nyegga pockmark field, offshore Norway. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8).
- Plaza-Faverola, A., Bünz, S., & Mienert, J. (2011). Repeated fluid expulsion through sub-seabed chimneys offshore Norway in response to glacial cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(3-4), 297-308.
- Plaza-Faverola, A., Sultan, N., Lucchi, R. G., El bani Altuna, N., Ramachandran, H., Singhroha, S., et al. (2023). Spatial changes in gas transport and sediment stiffness influenced by regional stress: Observations from piezometer data along Vestnesa Ridge, eastern Fram Strait. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(5), e2022JB025868. <https://doi.org/10.1029/2022JB025868>
- Poort, J., Vassilev, A., & Dimitrov, L. (2005). Did postglacial catastrophic flooding trigger massive changes in the Black Sea gas hydrate reservoir?. *Terra Nova*, 17(2), 135-140.
- Pope, E. L., Talling, P. J., & Carter, L. (2017). Which earthquakes trigger damaging submarine mass movements: Insights from a global record of submarine cable breaks?. *Marine Geology*, 384, 131-146.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Wong, H. K., & Droz, L. (2001). Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan, Black Sea. *Marine Geology*, 179(1-2), 25-37.
- Popescu, I. (2002). Analyse des processus sédimentaires récents dans l'éventail profond du Danube (mer Noire) (Doctoral dissertation, Université de Bucarest-Université de Bretagne occidentale).
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., & Le Drezen, E. (2004). The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Marine Geology*, 206(1-4), 249-265.
- Popescu, I., De Batist, M., Lericolais, G., Nouzé, H., Poort, J., Panin, N., ... & Gillet, H. (2006). Multiple bottom-simulating reflections in the Black Sea: potential proxies of past climate conditions. *Marine Geology*, 227(3-4), 163-176.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., De Batist, M., & Gillet, H. (2007). Seismic expression of gas and gas hydrates across the western Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 27, 173-183.
- Posewang, J., & Mienert, J. (1999). The enigma of double BSRs: indicators for changes in the hydrate stability field?. *Geo-marine letters*, 19, 157-163. <https://doi.org/10.1007/s003670050103>
- Praeg, D., Geletti, R., Wardell, N., Unnithan, V., Mascle, J., Migeon, S., & Camerlenghi, A. (2011, July). The Mediterranean Sea: a natural laboratory to study gas hydrate dynamics?. In 7th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2011) (pp. Full-paper).
- Praeg, D., Migeon, S., Mascle, J., Unnithan, V., Wardell, N., Geletti, R., & Ketzer, J. M. (2017, June). Geophysical evidence of gas hydrates associated with widespread gas venting on the central Nile Deep-Sea Fan, offshore Egypt. In 9th international Conference on Gas Hydrates-ICGH9.

- Praeg, D., Migeon, S., Mascle, J., Unnithan, V., & Ketzer, M. (2022). A gas hydrate system of heterogeneous character in the Nile deep-sea fan. *World Atlas of Submarine Gas Hydrates in Continental Margins*, 437-447.
- Rank, D., Özsoy, E., & Salihoğlu, İ. (1999). Oxygen-18, deuterium and tritium in the Black Sea and the Sea of Marmara. *Journal of Environmental Radioactivity*, 43(2), 231-245.
- Reeburgh, W. S. (2007). Oceanic methane biogeochemistry. *Chemical reviews*, 107(2), 486-513.
- Reis, A. T., Perovano, R., Silva, C. G., Vendeville, B. C., Araujo, E., Gorini, C., & Oliveira, V. (2010). Two-scale gravitational collapse in the Amazon Fan: a coupled system of gravity tectonics and mass-transport processes. *Journal of the Geological Society*, 167(3), 593-604.
- Riboulot, V., (2013). Facteurs de contrôle du fonctionnement des pockmarks durant les derniers cycles climatiques (Partie orientale du delta sous-marin du Niger et Golfe du Lion) (Université de Perpignan Via Domitia).
- Riboulot, V., Cattaneo, A., Sultan, N., Garziglia, S., Ker, S., Imbert, P., & Voisset, M. (2013). Sea-level change and free gas occurrence influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. *Earth and Planetary Science Letters*, 375, 78-91.
- Riboulot, V., Sultan, N., Imbert, P., & Ker, S. (2016). Initiation of gas-hydrate pockmark in deep-water Nigeria: Geo-mechanical analysis and modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 434, 252-263.
- Riboulot, V., Cattaneo, A., Scalabrin, C., Gaillot, A., Jouet, G., Ballas, G., ... & Ker, S. (2017). Control of the geomorphology and gas hydrate extent on widespread gas emissions offshore Romania. *Bulletin de la Société géologique de France*, 188(4).
- Riboulot, V., Ker, S., Sultan, N., Thomas, Y., Marsset, B., Scalabrin, C., ... & Ion, G. (2018). Freshwater lake to salt-water sea causing widespread hydrate dissociation in the Black Sea. *Nature communications*, 9(1), 117.
- Riboulot, V., Imbert, P., Cattaneo, A., & Voisset, M. (2019). Fluid escape features as relevant players in the enhancement of seafloor stability?. *Terra Nova*, 31(6), 540-548.
- Riedel, M., Novosel, I., Spence, G. D., Hyndman, R. D., Chapman, R. N., Solem, R. C., & Lewis, T. (2006). Geophysical and geochemical signatures associated with gas hydrate-related venting in the northern Cascadia margin. *Geological Society of America Bulletin*, 118(1-2), 23-38.
- Riedel, M., Freudenthal, T., Bergenthal, M., Haeckel, M., Wallmann, K., Spangenberg, E., et al. (2020). Physical properties and core-log seismic integration from drilling at the Danube deep-sea fan, Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 114, 104192. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104192>
- Riedel, M., Hähnel, L., Bialas, J., Bachmann, A. K., Gaide, S., Wintersteller, P., ... & Bohrmann, G. (2021). Controls on gas emission distribution on the continental slope of the western Black Sea. *Frontiers in Earth Science*, 8, 601254.
- Robinson, A. G. (Ed.). (1997). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region: AAPG Memoir 68 (No. 68)*. AAPG.
- Robinson, A. G., & Korusov, E. (1998). Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea: implications for petroleum exploration. *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, 369-380.

- Römer, M., Sahling, H., Pape, T., Bahr, A., Feseker, T., Wintersteller, P., & Bohrmann, G. (2012). Geological control and magnitude of methane ebullition from a high-flux seep area in the Black Sea—the Kerch seep area. *Marine Geology*, 319, 57-74.
- Römer, M., Sahling, H., Pape, T., dos Santos Ferreira, C., Wenzhöfer, F., Boetius, A., & Bohrmann, G. (2014). Methane fluxes and carbonate deposits at a cold seep area of the Central Nile Deep Sea Fan, Eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 347, 27-42.
- Ross, D. A., Degens, E. T., & MacIvaine, J. (1970). Black Sea: recent sedimentary history. *Science*, 170(3954), 163-165.
- Ross, D. A., Uchupi, E., Prada, K. E., & MacIvaine, J. C. (1974). Bathymetry and Microtopography of Black Sea: Structure.
- Ross, D. A., & Degens, E. T. (1974). Recent sediments of Black Sea: sediments.
- Rowan, M. G., Peel, F. J., & Vendeville, B. C. (2004). Gravity-driven fold belts on passive margins.
- Ruffine, L., Deusner, C., Haeckel, M., Kossel, E., Toucanne, S., Chéron, S., ... & Riboulot, V. (2021). Effects of postglacial seawater intrusion on sediment geochemical characteristics in the Romanian sector of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 123, 104746.
- Ruppel, C. (1997). Anomalously cold temperatures observed at the base of the gas hydrate stability zone on the US Atlantic passive margin. *Geology*, 25(8), 699-702.
- Ruppel, C., Dickens, G. R., Castellini, D. G., Gilhooly, W., & Lizarralde, D. (2005). Heat and salt inhibition of gas hydrate formation in the northern Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 32(4). <https://doi.org/10.1029/2004GL021909>
- Ruppel, C. (2007). Tapping methane hydrates for unconventional natural gas. *Elements*, 3(3), 193-199.
- Ruppel, C. D. (2011). Methane hydrates and contemporary climate change. *Nature Education Knowledge*, 2(12), 12.
- Ruppel, C. D., & Kessler, J. D. (2017). The interaction of climate change and methane hydrates. *Reviews of Geophysics*, 55(1), 126-168.
- Ryan, W. B., Pitman III, W. C., Major, C. O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G. A., ... & Yüce, H. (1997). An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine geology*, 138(1-2), 119-126.
- Ryan, W. B., Major, C. O., Lericolais, G., & Goldstein, S. L. (2003). Catastrophic flooding of the Black Sea. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 525-554.
- Ryan, W. B. (2007). Status of the Black Sea flood hypothesis. In *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement* (pp. 63-88). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Schmale, O., Greinert, J., & Rehder, G. (2005). Methane emission from high-intensity marine gas seeps in the Black Sea into the atmosphere. *Geophysical Research Letters*, 32(7).
- Schnyder, J. S., Eberli, G. P., Kirby, J. T., Shi, F., Tehranirad, B., Mulder, T., ... & Wintersteller, P. (2016). Tsunamis caused by submarine slope failures along western Great Bahama Bank. *Scientific reports*, 6(1), 35925.
- Schrader, H. J. (1979). Quaternary paleoclimatology of the Black Sea basin. *Sedimentary Geology*, 23(1-4), 165-180.
- Schultz, H., Berk, W. Van, Arning, E.T. (2015). Exploring the Potential for Biogenic Methane Formation Using Hydrogeochemical Thermodynamics, in : AAPG Search and Discovery Article #41524.

- Serié, C., Huuse, M., & Schødt, N. H. (2012). Gas hydrate pingoes: Deep seafloor evidence of focused fluid flow on continental margins. *Geology*, 40(3), 207-210.
- Shakhova, N., Semiletov, I., Salyuk, A., Yusupov, V., Kosmach, D., & Gustafsson, Ö. (2010). Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf. *Science*, 327(5970), 1246-1250.
- Shumilovskikh, L. S., Fleitmann, D., Nowaczyk, N. R., Behling, H., Marret, F., Wegwerth, A., & Arz, H. W. (2014). Orbital-and millennial-scale environmental changes between 64 and 20 ka BP recorded in Black Sea sediments. *Climate of the Past*, 10(3), 939-954.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Thompson, W. G., & Waelbroeck, C. (2008). Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics*, 46(4).
- Sidorchuk, A. Y., Panin, A. V., & Borisova, O. K. (2011). Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time. *Spec Pap Geol Soc Am*, 473, 1-25.
- Skarke, A., Ruppel, C., Kodis, M., Brothers, D., & Lobecker, E. (2014). Widespread methane leakage from the sea floor on the northern US Atlantic margin. *Nature Geoscience*, 7(9), 657-661. <https://doi.org/10.1038/ngeo2232>
- Sellm, M. S., & Sloan, E. D. (1990). Hydrate dissociation in sediment. *SPE Reservoir Engineering*, 5(02), 245-251.
- Sloan, E. D. (1998). Gas hydrates: review of physical/chemical properties. *Energy & fuels*, 12(2), 191-196.
- Sloan Jr, E. D. (2003). Fundamental principles and applications of natural gas hydrates. *Nature*, 426(6964), 353-359.
- Sloan, E. D., & Koh, C. A. (2007). *Clathrate hydrates of natural gases*. CRC press.
- Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J. T., Hernández-Molina, J., ... & Fernández-Puga, M. C. (2012). Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology*, 332, 4-26.
- Somoza, L., Medialdea, T., & Gonzalez, F. J. (2022). Bottom Simulating Reflectors Along the Scan Basin, a Deep-Sea Gateway Between the Weddell Sea (Antarctica) and Scotia Sea. *World Atlas of Submarine Gas Hydrates in Continental Margins*, 483-492. https://doi.org/10.1007/978-3-030-81186-0_41
- Soulet, G., Delaygue, G., Vallet-Coulomb, C., Böttcher, M. E., Sonzogni, C., Lericolais, G., & Bard, E. (2010). Glacial hydrologic conditions in the Black Sea reconstructed using geochemical pore water profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, 296(1-2), 57-66.
- Soulet, G. (2011). *Changements hydrologiques de la mer Noire au cours des 30 derniers millénaires et la dernière déglaciation en Europe centrale* (Doctoral dissertation, Aix-Marseille 3).
- Soulet, G., Ménot, G., Lericolais, G., & Bard, E. (2011a). A revised calendar age for the last reconnection of the Black Sea to the global ocean. *Quaternary Science Reviews*, 30(9-10), 1019-1026.
- Soulet, G., Ménot, G., Garreta, V., Rostek, F., Zaragosi, S., Lericolais, G., & Bard, E. (2011b). Black Sea “Lake” reservoir age evolution since the Last Glacial—Hydrologic and climatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1-2), 245-258.
- Soulet, G., Ménot, G., Bayon, G., Rostek, F., Ponzevera, E., Toucanne, S., ... & Bard, E. (2013). Abrupt drainage cycles of the Fennoscandian Ice Sheet. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(17), 6682-6687.

- Spence, G. D., Minshull, T. A., & Fink, C. (1995). Seismic studies of methane gas hydrate, offshore Vancouver Island. In PROCEEDINGS-OCEAN DRILLING PROGRAM SCIENTIFIC RESULTS (pp. 163-174). National Science Foundation.
- Srodon, J., & Eberl, D. D. (1984). Illite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), 495- 544.
- St. Louis, V. L., Kelly, C. A., Duchemin, É., Rudd, J. W., & Rosenberg, D. M. (2000). Reservoir Surfaces as Sources of Greenhouse Gases to the Atmosphere: A Global Estimate: Reservoirs are sources of greenhouse gases to the atmosphere, and their surface areas have increased to the point where they should be included in global inventories of anthropogenic emissions of greenhouse gases. *BioScience*, 50(9), 766-775.
- Starostenko, V. I., Rusakov, O. M., Shnyukov, E. F., Kobolev, V. P., & Kutas, R. I. (2010). Methane in the northern Black Sea: characterization of its geomorphological and geological environments. Geological Society, London, Special Publications, 340(1), 57-75. <https://doi.org/10.1144/SP340.5>
- Suess, E. (2014). Marine cold seeps and their manifestations: geological control, biogeochemical criteria and environmental conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 103, 1889-1916.
- Sun, Q., Wu, S., Cartwright, J., & Dong, D. (2012). Shallow gas and focused fluid flow systems in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Marine Geology*, 315, 1-14.
- Sun, Q., Alves, T., Xie, X., He, J., Li, W., & Ni, X. (2017). Free gas accumulations in basal shear zones of mass-transport deposits (Pearl River Mouth Basin, South China Sea): An important geohazard on continental slope basins. *Marine and Petroleum Geology*, 81, 17-32.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Hafliadason, H., ... & Wilson, C. (2004). Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology*, 213(1-4), 291-321.
- Sultan, N. (2007, April). Excess pore pressure and slope failures resulting from gas-hydrates dissociation and dissolution. In Offshore Technology Conference (pp. OTC-18532). OTC. <https://doi.org/10.4043/18532-MS>
- Sultan, N., Voisset, M., Marsset, T., Vernant, A. M., Cauquil, E., Colliat, J. L., & Curinier, V. (2007). Detection of free gas and gas hydrate based on 3D seismic data and cone penetration testing: An example from the Nigerian Continental Slope. *Marine geology*, 240(1-4), 235-255.
- Sultan, N., Marsset, B., Ker, S., Marsset, T., Voisset, M., Vernant, A. M., et al. (2010). Hydrate dissolution as a potential mechanism for pockmark formation in the Niger delta. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8). <https://doi.org/10.1029/2010JB007453>
- Sultan, N., De Gennaro, V., & Puech, A. (2012). Mechanical behaviour of gas-charged marine plastic sediments. *Géotechnique*, 62(9), 751-766.
- Sultan, N., Bohrmann, G., Ruffine, L., Pape, T., Riboulot, V., Colliat, J. L., ... & Wei, J. (2014). Pockmark formation and evolution in deep water Nigeria: Rapid hydrate growth versus slow hydrate dissolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 2679-2694.
- Sultan, N., Plaza-Faverola, A., Vadakkepuliambatta, S., Buenz, S., & Knies, J. (2020). Impact of tides and sea-level on deep-sea Arctic methane emissions. *Nature communications*, 11(1), 5087.
- Sweeney, C., Chatterjee, A., Wolter, S., McKain, K., Bogue, R., Conley, S., ... & Miller, C. E. (2022). Using atmospheric trace gas vertical profiles to evaluate model fluxes: a case study of Arctic-CAP observations and GEOS simulations for the ABoVE domain. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22(9), 6347-6364.
- Talling, P. J., Clare, M., Urlaub, M., POPE, E., HUNT, J. E., & WATT, S. F. Large submarine landslides on continental slopes. *Oceanography*, 27(2), 32.

- Talukder, A. R. (2012). Review of submarine cold seep plumbing systems: leakage to seepage and venting. *Terra Nova*, 24(4), 255-272.
- Tambrea, D., Sindilar, V., & Olaru, R. (2000). The Pontian from the Romanian continental shelf of the Black Sea. *Rom. Oil J*, 7(1), 9-20.
- Tambrea, D., Dinu, C., & Sampetrea, E. (2002). Characteristics of the tectonics and lithostratigraphy of the Black Sea shelf, offshore Romania. *Geology and tectonics of the Romanian Black Sea shelf and its hydrocarbon potential*. BGF Special Volume, (2), 29-42.
- Thöle, H., Kuhlmann, G., Lutz, R., & Gaedicke, C. (2016). Late Cenozoic submarine slope failures in the southern North Sea—Evolution and controlling factors. *Marine and Petroleum Geology*, 75, 272-290.
- Tinivella, U., & Giustiniani, M. (2012). An overview of mud volcanoes associated to gas hydrate system. *IntechOpen*.
- Tissot, B. P., Welte, D. H., Tissot, B. P., & Welte, D. H. (1984). Diagenesis, catagenesis and metagenesis of organic matter. *Petroleum formation and occurrence*, 69-73.
- Vadakkupuliyambatta, S., Hornbach, M. J., Bünz, S., & Phrampus, B. J. (2015). Controls on gas hydrate system evolution in a region of active fluid flow in the SW Barents Sea. *Marine and petroleum geology*, 66, 861-872.
- Vadakkupuliyambatta, S., Chand, S., & Bünz, S. (2017). The history and future trends of ocean warming-induced gas hydrate dissociation in the SW Barents Sea. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 835-844.
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Klerkx, J., Hus, R., Poort, J., Vanneste, M., ... & Krinitsky, P. (2002). Sublacustrine mud volcanoes and methane seeps caused by dissociation of gas hydrates in Lake Baikal. *Geology*, 30(7), 631-634.
- Vanneste, M. (2000). Gas hydrate stability and destabilisation processes in marine and lacustrine sediments: results from theoretical analysis and multi-frequency seismic investigations. PhD Thesis, University of Ghent, Belgium, p. 255
- Vanneste, M., Poort, J., De Batist, M., & Klerkx, J. (2002). Atypical heat-flow near gas hydrate irregularities and cold seeps in the Baikal Rift Zone. *Marine and Petroleum Geology*, 19(10), 1257-1274.
- Vanneste, M., Guidard, S., & Mienert, J. (2005). Bottom-simulating reflections and geothermal gradients across the western Svalbard margin. *Terra Nova*, 17(6), 510-516.
- Vanneste, M., Sultan, N., Garziglia, S., Forsberg, C. F., & L'Heureux, J. S. (2014). Seafloor instabilities and sediment deformation processes: The need for integrated, multi-disciplinary investigations. *Marine Geology*, 352, 183-214.
- Vanoudheusden, E., Sultan, N., & Cochonat, P. (2004). Mechanical behaviour of unsaturated marine sediments: experimental and theoretical approaches. *Marine geology*, 213(1-4), 323-342.
- Vassilev, A., & Dimitrov, L. (2002). Spatial and quantity evaluation of the Black Sea gas hydrates. *Russian Geology and Geophysics*, 43(7), 672-684.
- Vassilev, A., & Dimitrov, L. (2003). Model evaluation of the Black Sea gas hydrates. *Comptes Rendus de l'Academie bulgare des Sciences*, 56(3), 3-15.
- Vogt, P. R., & Jung, W. Y. (2002). Holocene mass wasting on upper non-Polar continental slopes—due to post-Glacial ocean warming and hydrate dissociation?. *Geophysical Research Letters*, 29(9), 55-1.

- Wallmann, K., Riedel, M., Hong, W. L., Patton, H., Hubbard, A., Pape, T., ... & Bohrmann, G. (2018). Gas hydrate dissociation off Svalbard induced by isostatic rebound rather than global warming. *Nature communications*, 9(1), 83.
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C. C., & Dorale, J. A. (2001). A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294(5550), 2345-2348.
- Wegwerth, A., Kaiser, J., Dellwig, O., Shumilovskikh, L. S., Nowaczyk, N. R., & Arz, H. W. (2016). Northern hemisphere climate control on the environmental dynamics in the glacial Black Sea "Lake". *Quaternary Science Reviews*, 135, 41-53.
- Westbrook, G. K., Thatcher, K. E., Rohling, E. J., Piotrowski, A. M., Pälike, H., Osborne, A. H., ... & Aquilina, A. (2009). Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin. *Geophysical Research Letters*, 36(15).
- Wheeler, S. J. (1988). A conceptual model for soils containing large gas bubbles. *Geotechnique*, 38(3), 389-397.
- Winguth, C., Wong, H. K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P., Ungureanu, G., ... & Podshuveit, V. (2000). Upper Quaternary water level history and sedimentation in the northwestern Black Sea. *Marine Geology*, 167(1-2), 127-146.
- Wong, H. K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P., & Rahn, C. (1994). Morphology and post-Chaudian (Late Pleistocene) evolution of the submarine Danube fan complex. *Terra Nova*, 6(5), 502-511.
- Wu, P., Yang, S., Song, X., Sun, X., & Li, Y. (2021). Influence of grain size distribution on the physical characteristics of cementing hydrate-bearing sediment. *Energy Reports*, 7, 8187-8197.
- Wu, T., Deng, X., Yao, H., Liu, B., Ma, J., Haider, S. W., ... & Wei, J. (2021). Distribution and development of submarine mud volcanoes on the Makran Continental Margin, offshore Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 207, 104653.
- Xu, W., & Ruppel, C. (1999). Predicting the occurrence, distribution, and evolution of methane gas hydrate in porous marine sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B3), 5081-5095. <https://doi.org/10.1029/1998JB900092>
- Xu, S., Hao, F., Xu, C., Wang, Y., Zou, H., & Gong, C. (2015). Differential compaction faults and their implications for fluid expulsion in the northern Bozhong Subbasin, Bohai Bay Basin, China. *Marine and Petroleum Geology*, 63, 1-16.
- Yanchilina, A. G., Ryan, W. B., McManus, J. F., Dimitrov, P., Dimitrov, D., Slavova, K., & Filipova-Marinova, M. (2017). Compilation of geophysical, geochronological, and geochemical evidence indicates a rapid Mediterranean-derived submergence of the Black Sea's shelf and subsequent substantial salinification in the early Holocene. *Marine Geology*, 383, 14-34.
- Yanko-Hombach, V., Gilbert, A. S., & Dolukhanov, P. (2007). Controversy over the great flood hypotheses in the Black Sea in light of geological, paleontological, and archaeological evidence. *Quaternary International*, 167, 91-113.
- Yanko-Hombach, V., Mudie, P. J., Kadurin, S., & Larchenkov, E. (2014). Holocene marine transgression in the Black Sea: New evidence from the northwestern Black Sea shelf. *Quaternary International*, 345, 100-118.
- Yefremova, A. G., & Zhizhchenko, B. P. (1974). Occurrence of crystal hydrates of gases in the sediments of modern marine basins. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 214(5), 1179-1181.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C., & Şengör, A. M. C. (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides. *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*, 68, 183-226.

- Yusifov, M., & Rabinowitz, P. D. (2004). Classification of mud volcanoes in the South Caspian Basin, offshore Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 21(8), 965-975.
- Zander, T., Haeckel, M., Berndt, C., Chi, W. C., Klaucke, I., Bialas, J., ... & Atgin, O. (2017). On the origin of multiple BSRs in the Danube deep-sea fan, Black Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 462, 15-25.
- Zander, T., Choi, J. C., Vanneste, M., Berndt, C., Dannowski, A., Carlton, B., & Bialas, J. (2018). Potential impacts of gas hydrate exploitation on slope stability in the Danube deep-sea fan, Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 92, 1056-1068.
- Zitter, T. A. (2004). Mud volcanism and fluid emissions in Eastern Mediterranean neotectonic zones (Doctoral dissertation, Vrije Universiteit).

Annexes

I. CONGRES SCIENTIFIQUES

European Conference on Gas Hydrate (2022)



Lyon – 13 au 16 juin 2022 (POSTER)

Slope instabilities and gas hydrate dissociation in the western Black Sea since the last glacial maximum

Maud FABRE^{1,2}, Lies Loncke², Vincent Riboulot¹, Nabil Sultan¹, Stephan Ker¹

¹ Ifremer, UMR6538 Geo-Ocean, F-29280 Plouzané, France

² Université de Perpignan Via Domitia, CEFREM, Perpignan, France

Marine landslides, which are observed worldwide along continental slopes, constitute the most important processes reworking sedimentary deposits and a major geohazard for marine and coastal domains. They can generate potentially the destruction of marine infrastructures through the formation of turbidity currents and/or hazardous tsunamis. In the Romanian sector of the Black Sea, high amounts of methane are detected in the sediments and at the seafloor through the identification of gas seeps in the water column. They occur on the upper slope, mostly outside the large gas hydrates system occurring in the sediment below -660 m water depth, where methane is trapped in ice cages that act as a buffer zone hampering methane to reach the water column. New geophysical and geotechnical dataset acquired along the Romanian margin reveals that the active seepage zone is associated with numerous slope failures, which incised the continental upper slope. Is there a possible relationship between gas hydrate system and recent slope instabilities? Could intense free gas emissions and/or gas hydrates dissociation have triggered such geohazards? To answer these questions, we present (1) an high resolution mapping and dating of landslides since the last glacial maximum (-35 ka), (2) results of numerical modelling showing the evolution of gas hydrates stability zone inside the sediments since the last 35 ka taking into account the environmental variations that occurred during this time lapse (geothermic gradient, temperature, salinity and sea level).

The models highlight the major effect of environmental changes and particularly the glacial/interglacial cycles and salinity variations on the extent of the gas hydrates. The confrontation of those models with slide extensions, depths and ages allows to better discuss the respective influences of gas hydrates dissociation, stratigraphic overpressure and seepage on slope instability since the last glacial maximum.

Key words: gas hydrate, free gas, landslide, BSR, overpressure, detachment surface, geohazard, Western Black Sea, modelling.

Slope instabilities and gas hydrate dissociation in the western Black Sea since the Last Glacial Maximum

Lyon – 13 to 16 June 2022

Maud Fabre^{1*}, Lies Loncke², Vincent Riboulot¹, Nabil Sultan¹, Stephan Ker¹

¹ Ifremer, geological hazards – Geo-Ocean laboratory, Brest

² University of Perpignan – CEFREM laboratory, Perpignan

* Speaker – Corresponding author – maud.fabre@ifremer.fr

INTRODUCTION (Figures 1, 2)

- The Black Sea basin contains a high content of biogenic methane in bearing sediments, in a form of Gas Hydrates (GH) in high pressure and low temperature.
- Recent publications have reported that GH in Black Sea are dissociating, due to salt diffusion in sediments (Riboulot et al., 2018) and increase of T°C occurred since -9 ka, in response of Black Sea and Mediterranean connection.
- A new high-resolution bathymetric dataset reveals that the upper slope is deeply incised by canyons, and especially by numerous scar failures attesting instability process between -200 and -700 m water depth.
- The distribution of these failures correlates with the active gas flares area. Moreover, they are located above the current GH pinch-out, inside the GH Destabilisation Zone (GHDZ).

➤ This work aims to evaluate, through a stratigraphic and spatio-temporal modelling approach, the potential link between the GH dynamics and the slope instabilities since the Last Glacial Maximum (LGM).

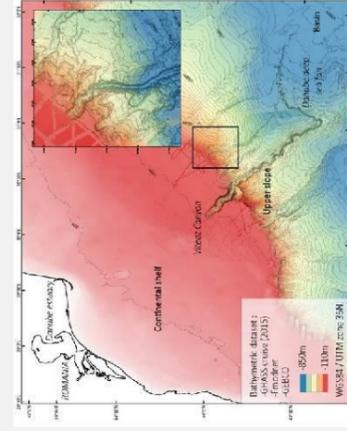


Figure 1

➤ **Impact of GH dissociation on observed slope instabilities?**

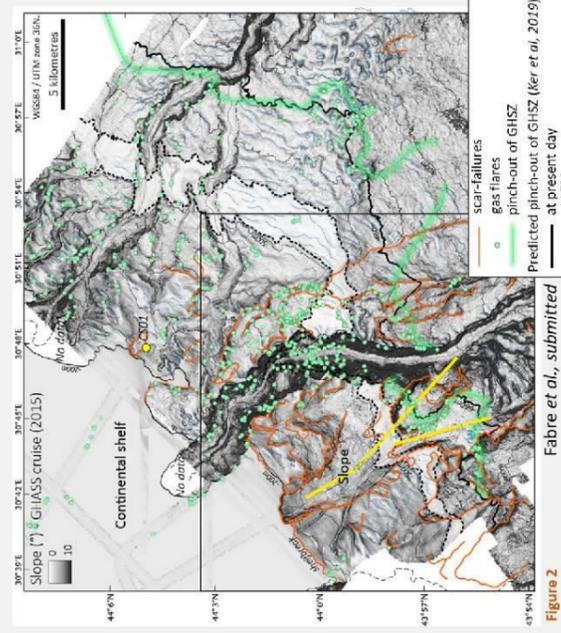


Figure 2

RESULTS

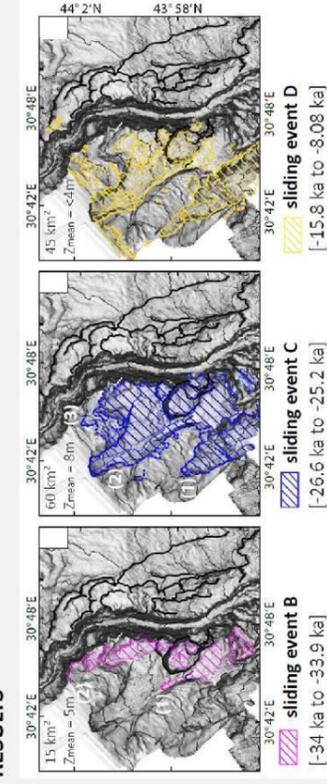


Figure 3 Fabre et al., submitted

1. Mapping and dating of slope instabilities (Figures 3, 4)

- Multi-resolution seismic data stratigraphic analysis (GHASS cruise, <https://doi.org/10.17607/15000500>, 2015) highlight 3 distinct sliding events named B, C, D.
- The correlation with sedimentary core-dating reveals that massive landslides B and C initiated during the LGM before the Mediterranean-Black Sea connection, ...
- ... whereas the last sliding event D, very superficial, activated during the lake-to-marine transition, questioning about its potential relation with GH dissociation.

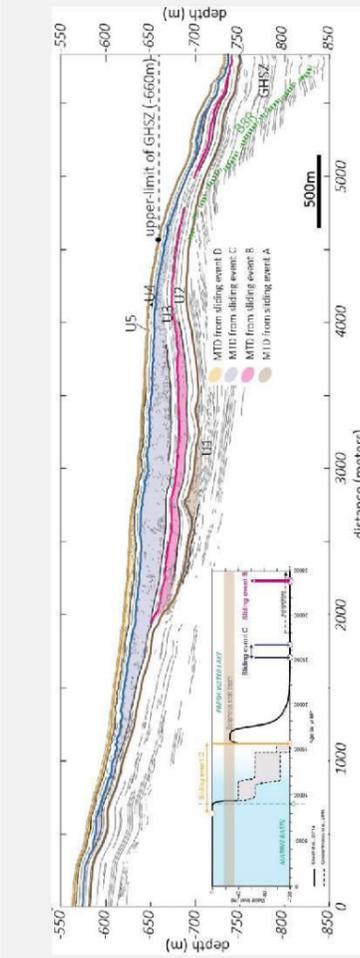


Figure 4

2. Modelling of GHSZ since the Last Glacial Maximum (LGM) versus sliding events (Figure 5)

- The identification of 2 BSRs due to the presence of free gas and GH questions about the origin of these reflections. Popescu et al., (2006); Zander et al., (2017) suggest the shallowest one could be attributed to the current Base of the Gas Hydrate Stability Zone (BGHSZ) and the second, the deepest one, could reflect the BGHSZ at LGM.
- The modelling, presented in our study, highlights the lateral and vertical evolution of the extent of the GHSZ since the LGM :
 - The comparison of the predicted BGHSZ (-34 ka and -20 ka) with the observed BSRs confirms the double BSR is a relict of BGHSZ during the LGM.
 - The landslide basal shear surfaces are systematically very superficial, in comparison with the predicted BGHSZ but localised in free gas zone and close to the pinch-out of the GHSZ.

Fabre et al., submitted

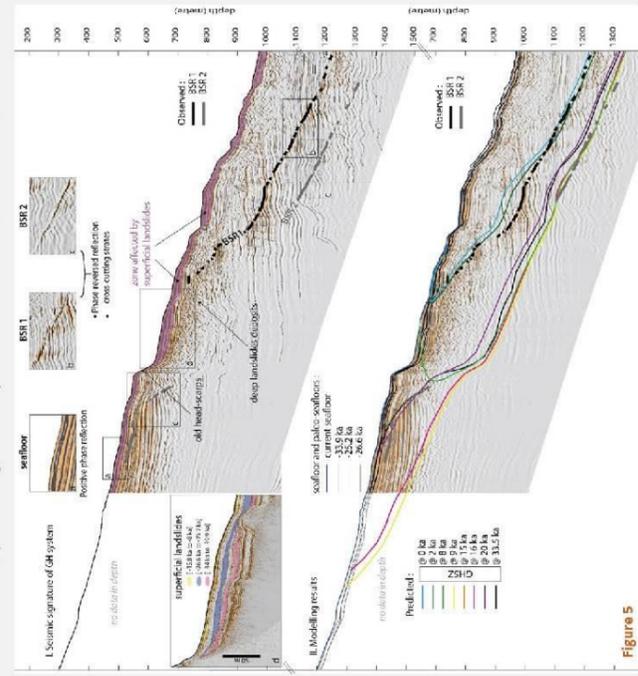


Figure 5 Fabre et al., submitted

CONCLUSIONS (Figure 6) :

- All the slide processes reworked surficial sedimentary layers → The BGHSZ do not acts as a decollement layer.
- Major sliding events B and C occurred during LGM, when GH are in steady state suggesting an other triggering factor (for instance: sediment overload, free gas overpressure...).
- The last sliding event D could be related to the GH dissociation episode. The salt diffusion in sediments and temperature warming after -9 ka led probably to GH melting and subsequent overpressure process, softening the very surficial layers inside the GHSZ.
- Our chronostratigraphic study demonstrates that the response of sediments to gas-hydrate decomposition is far from straightforward.

Conceptual model of sliding process and GH dynamics in western Black Sea

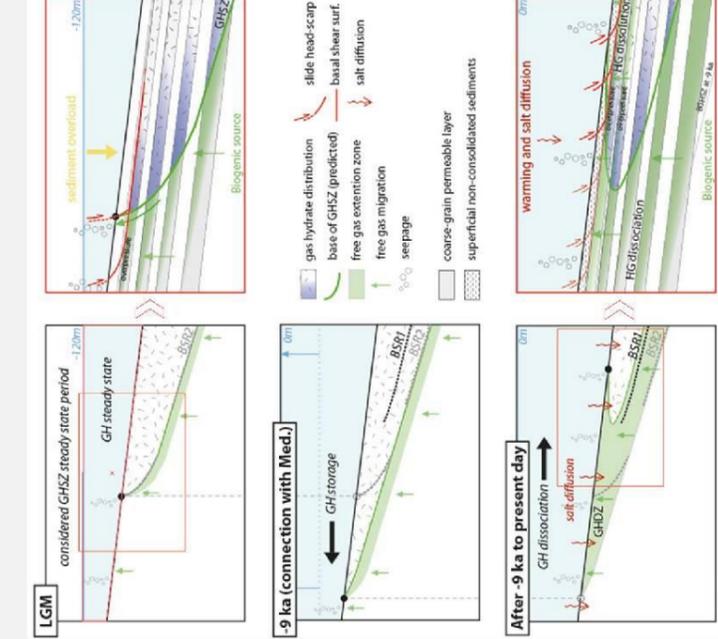


Figure 6

Fabre et al., submitted

References :
 -Cruet et al. 2020. "Impaired Rise of an Originating Basalium of a Gas Hydrate System." *Geophysical Research Letters* 47 (20): 1-11.
 -Constantinescu et al. 2015. "Evolution of the Danube Deep Sea Fan since the Last Glacial Maximum: New Insights into Black Sea Water Level History." *Journal of Geophysical Research* 120 (1): 1-14.
 -Ker et al. 2019. "Two-Dimensional Seismic Stratigraphic Analysis of the Black Sea Hydrate System in the Western Black Sea." *Geophysics* 84 (1): 1-14.
 -Popescu et al. 2006. "Multiple Bottom Simulating Reflections in the Black Sea: Potential Proxies of Post-Climatic Conditions." *Marine Geology* 227 (3-4): 163-76.
 -Riboulot et al. 2018. "11,000-Year-Old Salt-Water Seal Causing Widespread Hydrate Dissociation in the Black Sea." *Nature Communications* 9 (1): 1-9.
 -Sultan N., 2007. "Excess Pore Pressure and Slope Failures Resulting From Gas-Hydrate Dissociation and Dissolution." *Journal of Geophysical Research* 112 (1): 1-11.
 -Zander et al. 2017. "On the Origin of Multiple Reflections in the Danube Deep-Sea Fan, Black Sea." *Frontiers in Earth Science* 5 (12): 11-25.

Association des Sédimentologistes Français (ASF-2022)



ASF 2022 – 18^{ème} congrès de l'Association des Sédimentologistes Français
– Brest – 27 au 29 septembre 2022 (**ORAL**)

Slope instabilities and gas hydrate dissociation in the western Black Sea since the last glacial maximum

Maud FABRE^{1,2}, Lies Loncke², Vincent Riboulot¹, Nabil Sultan¹, Stephan Ker¹

¹ Ifremer, UMR6538 Geo-Ocean, F-29280 Plouzané, France

² Université de Perpignan Via Domitia, CEFREM, Perpignan, France

Marine landslides, which are observed worldwide along continental slopes, constitute the most important processes reworking sedimentary deposits and a major geohazard for marine and coastal domains. They can generate potentially the destruction of marine infrastructures through the formation of turbidity currents and/or hazardous tsunamis. In the Romanian sector of the Black Sea, high amounts of methane are detected in the sediments and at the seafloor through the identification of gas seeps in the water column. They occur on the upper slope, mostly outside the large gas hydrates system occurring in the sediment below -660 m water depth, where methane is trapped in ice cages that act as a buffer zone hampering methane to reach the water column. New geophysical and geotechnical dataset acquired along the Romanian margin reveals that the active seepage zone is associated with numerous slope failures, which incised the continental upper slope. Is there a possible relationship between gas hydrate system and recent slope instabilities? Could intense free gas emissions and/or gas hydrates dissociation have triggered such geohazards? To answer these questions, we present (1) an high resolution mapping and dating of landslides since the last glacial maximum (-35 ka), (2) results of numerical modelling showing the evolution of gas hydrates stability zone inside the sediments since the last 35 ka taking into account the environmental variations that occurred during this time lapse (geothermic gradient, temperature, salinity and sea level).

The models highlight the major effect of environmental changes and particularly the glacial/interglacial cycles and salinity variations on the extent of the gas hydrates. The confrontation of those models with slide extensions, depths and ages allows to better discuss the respective influences of gas hydrates dissociation, stratigraphic overpressure and seepage on slope instability since the last glacial maximum.

Key words: gas hydrate, free gas, landslide, BSR, overpressure, detachment surface, geohazard, Western Black Sea, modelling.

European Geosciences Union (EGU-2022)



EGU-2022 - Vienna, Austria – 23 au 27 May 2022 (ORAL-Online)

Slope instabilities and gas hydrate dissociation in the western Black Sea since the last glacial maximum

Maud FABRE^b, Vincent Riboulot^a, Lies Loncke^b, Nabil Sultan^a, Stephan Ker^a

^a *Université de Brest, CNRS, Ifremer, UMR6538 Geo-Ocean, F-29280 Plouzané, France*

^b *Université de Perpignan Via Domitia, CEFREM, Perpignan, France*

Marine landslides, which are observed worldwide along continental slopes, constitute the most important processes reworking sedimentary deposits and a major geohazard for marine and coastal domains. They can generate potentially the destruction of marine infrastructures through the formation of turbidity currents and/or hazardous tsunamis. In the Romanian sector of the Black Sea, high amounts of methane are detected in the sediments and at the seafloor through the identification of gas seeps in the water column. They occur on the upper slope, mostly outside the large gas hydrates system occurring in the sediment below -660 m water depth, where methane is trapped in ice cages that act as a buffer zone hampering methane to reach the water column. New geophysical and geotechnical dataset acquired along the Romanian margin reveals that the active seepage zone is associated with numerous slope failures, which incised the continental upper slope. Is there a possible relationship between gas hydrate system and recent slope instabilities? Could intense free gas emissions and/or gas hydrates dissociation have triggered such geohazards? To answer these questions, we present (1) an high resolution mapping and, more important, dating of landslides since the last glacial maximum (35 ka), (2) results of numerical modelling showing the evolution of gas hydrates stability zone inside the sediments since the last 35 ka taking into account the environmental variations that occurred during this time lapse (geothermic gradient, temperature, salinity and sea level).

The models highlight the major effect of environmental changes and particularly the glacial/interglacial cycles and salinity variations on the extent of the gas hydrates. The confrontation of those models with slide extensions, depths and ages allows to better discuss the respective influences of gas hydrates dissociation, stratigraphic overpressure and seepage on slope instability since the last glacial maximum.

European Geosciences Union (EGU-2023)

EGU-2023 - Vienna, Austria – 23 au 28 April 2023 (ORAL)

Gas Hydrate stability evolution in Black Sea offshore Romania since LGM and its impact on seafloor stability

Maud Fabre^{a, b}, Vincent Riboulot^a, Lies Loncke^b, Nabil Sultan^a

^a Ifremer, UMR6538 Geo-Ocean, F-29280 Plouzané, France

^b Université de Perpignan Via Domitia, CEFREM, Perpignan, France

Understanding and quantifying the migration of free-gas in hydrate-bearing sediments through time is particularly compulsive along continental margins, where gas hydrate dissociation could have triggered some of the largest submarine landslides observed on Earth. Offshore Romania, high-resolution seismic profiles reveal low reflective or low-velocity zones, which are indicative of free gas, beneath vertical stacked Bottom Simulating Reflectors (BSRs). To further understand the occurrence of double BSRs in the area and the possible effect of gas hydrate dynamics on slope instability and free gas releases, we performed a numerical 2D transient modelling of the evolution of the thermodynamic stability of gas hydrates, integrating in-situ measured physical data and indirect assessments of sea-bottom temperature, thermal conductivity, salinity and sea-level variations. We found that the shallowest BSR matches well with the current Base of the Gas Hydrate Stability Zone (BGHSZ) and the deeper one with the last glacial maximum (LGM) base of GHSZ. The reduction of the GHSZ extension subsequently led to widespread gas hydrate dissociation associated with warming conditions and an increase in Black Sea salinity. However, this dissociation is only responsible of some very superficial submarine landslides (< 30 mbsf and 3 m thick in average) that occurred during this same period. These new constraints improve our understanding of the sliding mechanisms on the Romanian slope that have been ongoing since the LGM and support less catastrophic scenarios than those suggested previously in the case of active gas hydrate dissociation. These results also allow solving the mystery of the double BSR, which here corresponds to a relic of the LGM BGHSZ.

II. COMMUNICATION

THESEZ-VOUS (Capsule vidéo, service communication Ifremer-Brest)



Lien vidéo : <https://youtu.be/FH9yrnR2yG8?si=sX2isvOj3qmko2dH>

SCRIPT :

Architecture sédimentaire et « plomberie » du système fluide du secteur roumain de la mer noire

Le sujet de ma thèse c'est un peu le feu sous la glace... J'étudie les hydrates de gaz qui correspondent à la forme solide du méthane. Ils se présentent sous la forme d'une cage de glace, où des bulles de méthane issues de la dégradation de matières organiques y sont piégées. Stables à Haute Pression et Basse Température, ils cristallisent dans les sédiments marins à partir d'une certaine profondeur. Lorsqu'on les remonte à la surface, ils deviennent instables et se consomment, ce qui permet d'observer le spectacle surprenant d'un bloc de glace qui s'enflamme si on y approche un briquet...

Ma thèse se concentre plus particulièrement sur la mer Noire, où des hydrates de méthane ont été repérés dans les sédiments dès 660m de profondeur d'eau, aux abords du delta du Danube. Pourquoi cibler précisément cette zone ? Parce que les hydrates de gaz sont en train de se déstabiliser et de libérer une quantité de méthane non négligeable dans la colonne d'eau voire dans l'atmosphère. Cette libération serait en partie liée à la dernière hausse du niveau global des océans amenant la Mer Noire à se reconnecter il y a 9000 ans avec la Méditerranée. Celle-ci s'est donc vue progressivement passer de lac d'eau douce à environnement marin entraînant le réchauffement de l'eau et la diffusion du sel dans les sédiments à hydrates.

Mon travail consiste donc à mieux comprendre la dynamique du système à hydrate en mer noire, en décrivant ce qu'on pourrait appeler la « plomberie » du gaz, c'est-à-dire les zones de stockages et les chemins de migration du gaz depuis les sédiments profonds jusqu'au fond de la mer. Un autre point crucial de ma thèse est d'analyser l'impact de la fonte des hydrates de gaz sur le déclenchement de glissements sous-marins le long de la pente de la mer noire.

Pour se faire, on utilise des données in-situ de carottes sédimentaires, ainsi que des données d'imagerie acoustiques issues des campagnes océanographiques. Celles-ci comprennent la bathymétrie qui dessine la morphologie des fonds et la sismique réflexion qui permet cette fois-ci d'effectuer une échographie du sous-sol.

Les enjeux autour de ce sujet sont loin d'être anecdotiques. Ils touchent à la fois à la question climatique car le méthane libéré est un gaz à effet de serre ~25 fois plus impactant que le CO2 mais aussi à la question des risques géologiques littoraux car les instabilités de pente liées à la fonte des hydrates pourraient être la cause possible de tsunamis.



INTERVIEW A BORD DU *N/O POURQUOI PAS?* lors de la mission GHASS-2 (2021)

Lien vidéo : https://x.com/Ifremer_fr/status/1442472568770883584?s=20

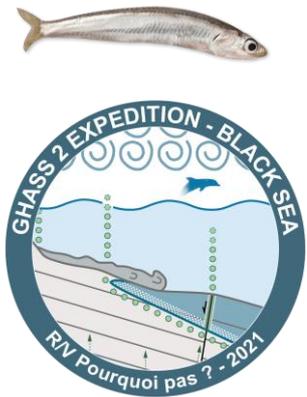
Ifremer @Ifremer_fr

Toujours sur la campagne #GHASS2 🇫🇷🔥 on a tendu notre micro à Maud Fabre, doctorante à l'@Ifremer_fr (LAD) et à l'@upvd1 (CEFREM), qui étudie la circulation du méthane dans les sédiments marins. 🗣️ En quelques mots, elle nous explique (1 facette !) de son rôle sur la campagne !

[Translate post](#)



2:53 PM · Sep 27, 2021



CONFERENCE A BORD DU *N/O POURQUOI PAS?* lors de la mission GHASS-2 (2021)

Les conférences

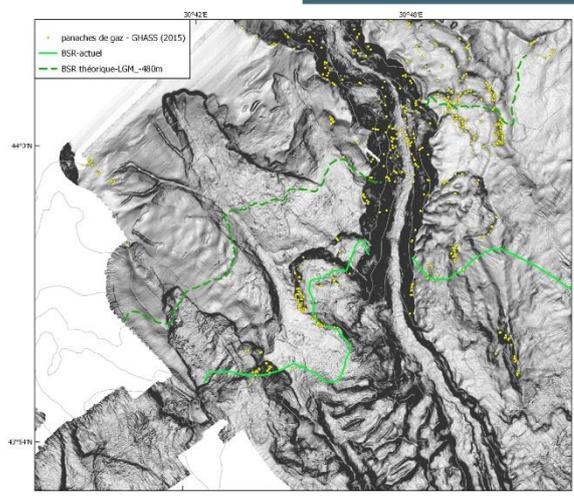
à bord du "Pourquoi Pas ?"

Vendredi 27 août à 16h15

Salle de conférence 510 - Pont 5



Les instabilités de pente récentes sur la marge roumaine de la Mer Noire en contexte de dissociation des hydrates de méthane



Maud FABRE
Doctorante



RESUME

Comprendre et quantifier la migration du gaz libre et des hydrates, forme solide du gaz sous forte pression et faible température, présents dans les sédiments au fil du temps est particulièrement important le long des marges continentales, où la dissociation des hydrates de gaz pourrait être associée à plusieurs événements catastrophiques, notamment au déclenchement de certains des plus grands glissements de terrain sous-marins survenus sur Terre et à la libération massive de gaz à effet de serre dans l'océan. Dans le secteur roumain de la mer Noire, de nombreux glissements de terrain peuvent être observés sur la pente continentale entre 200 et 1000 m de profondeur d'eau, dans une province active d'émission de gaz depuis le sous-sol vers la colonne d'eau, en amont de la zone de présence d'hydrates de gaz. Grâce à de nouvelles données géophysiques multi-résolution corrélées à des carottes sédimentaires, nous avons établi une cartographie à haute résolution des dépôts de masse transportés et daté des événements d'instabilités sédimentaires successifs qui se sont produits depuis la dernière période glaciaire (-34 ka). Parallèlement, la présence d'un second réflecteur sismique marquant la transition entre le gaz libre présent en profondeur dans les sédiments et les hydrates sus-jacents (double BSR), sous le BSR actuel, s'est avérée une opportunité unique pour étudier la dynamique des hydrates depuis la dernière période glaciaire. Pour mieux comprendre la présence de ce double BSR dans la région et l'effet possible des hydrates de gaz sur les instabilités de pente et les émissions de gaz en fond mer, nous avons effectué une modélisation numérique 2D de l'évolution de la stabilité thermodynamique des hydrates dans le temps. Cette étude multiparamétrique intègre des données physiques *in situ* mesurées récemment tels le gradient géothermique et la salinité ainsi que des données indirectes issues d'interprétation des données sismiques (profondeur du BSR, paléobathymétrie, ...) ou de la littérature (paléo températures, variations du niveau de la mer). La modélisation montre que la zone de stabilité des hydrates de gaz a fortement fluctué face aux variations des conditions environnementales survenues en mer Noire depuis la fin de la dernière période glaciaire, notamment en réponse à la hausse du niveau marin, au réchauffement et à l'augmentation de la salinité de la mer Noire depuis les derniers 9000 ans. Ces nouvelles contraintes apportent ainsi un cadre spatio-temporel solide de l'évolution du système gaz-libre/hydrates en mer Noire à un pas de temps jusque-là jamais documenté sur la zone, en rendant compte des positions successives des bases de stabilité des hydrates prédites au cours du temps. Les résultats de la thèse mettent en avant (1) un système gaz libre/hydrates typiquement biogénique présentant des déformations sédimentaires très différentes des systèmes thermogéniques, (2) une cinétique très lente de mise à l'équilibre du système suite à des changements environnementaux plus rapides en raison des processus de diffusion du gaz suite à la dissociation des hydrates, et (3) une meilleure compréhension des mécanismes de glissement sur la marge roumaine depuis le dernier glaciaire excluant un rôle prépondérant des hydrates et soutenant un scénario moins catastrophique que ceux suggérés précédemment dans le cas d'une dissociation massive des hydrates de gaz.

Mots clés : Hydrates de Gaz, Gaz Libre, Double BSR, Plomberie du gaz, Modélisation, Instabilités de Pente, Dernière Période Glaciaire, Mer Noire.

ABSTRACT

Understanding and quantifying the migration of free-gas in hydrate-bearing sediments through time is particularly compulsive along continental margins, where gas hydrate dissociation has been linked to several catastrophic events, including some of the largest submarine landslides on Earth and the massive release of greenhouse gases into the ocean. In the Romanian sector of the Black Sea, numerous head-scarps can be observed on the upper slope between 200 and 1000 m water depth. They initiated generally in an active gas-seep province, landward the upper limit of the current gas hydrates occurrence zone. Through new multi-resolution geophysical data, correlated with coring sediment record, we established a high-resolution mapping of mass transport deposits and proposed an age-depth model of successive sliding events that occurred since the Last Glacial Period in the western Black Sea (-34 ka). In parallel, the presence of a deeper double Bottom Simulating Reflectors (BSR) below the current and shallowest BSR on the high-resolution seismic data is a unique opportunity to obtain precious information about the hydrate's dynamics since the last glacial period. To further understand the occurrence of this double BSR in the area and the possible effect of gas hydrate dynamics on slope instability and free gas releases, we performed a numerical 2D transient modelling of the evolution of the thermodynamic stability of gas hydrates over time, integrating in-situ measured physical data recently acquired and indirect assessments of paleo-sea-bottom temperature, paleo-thermal gradient, paleo-salinity, and sea-level variations. Modelling results show that the gas hydrates stability zone has strongly fluctuated since the last glacial period, particularly in response to sea level fluctuations, warming and increasing salinity that occurred over the last 9000 years. These new constraints provide a new spatio-temporal framework of the free-gas/hydrate system evolution in the Black Sea at a finer time step, allowing to assess past positions of the base of the GHSZ through time. The thesis results evidence (1) a typical free-gas/hydrates biogenic system, showing very different sediment deformations from thermogenic system, (2) a slow kinetics of system equilibration in response the rapid environmental changes, due to slow gas diffusion process and long-lasting hydrates dissociation, and (3) an improved understanding of the sliding mechanisms on the romanian margin since the last glacial period supporting less catastrophic scenarios than those suggested previously in the case of massive gas hydrate dissociation.

Key words : Gas Hydrates, Free Gas, Double BSR, Gas Plumbing, Modelling, Slope Instability, Last Glacial Period, Black Sea.