Aix-Marseille Université
Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement

Discipline : Sciences de la Terre
Ecole doctorale : Sciences de l'Environnement

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur d'Aix-Marseille Université

Par

Aurélie TASSY

Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque :

Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural

Soutenue publiquement à Marseille le : **20 décembre 2012**
Devant le jury composé de :

Dr. Philippe AUDRA	Université de Nice Sophia Antipolis	Rapporteur
Pr. Christian GORINI	Université Pierre et Marie Curie Paris VI	Rapporteur
Pr. Laurent JOLIVET	Université d'Orléans	Examinateur
Pr. Pierre ROCHETTE	Aix-Marseille Université	Examinateur
Dr. Jean-Loup RUBINO	TOTAL, Pau	Examinateur
Dr. Isabelle THINON	BRGM, Orléans	Invitée
Dr. Bruno ARFIB	Aix-Marseille Université	Directeur
Dr. François FOURNIER	Aix-Marseille Université	Directeur

A Ange et Jean

A mes parents, mon frère

Résumé

La marge provençale, localisée au Nord-Ouest de la Méditerranée, constitue avec la marge du Golfe du Lion et la marge ligure, la bordure septentrionale du bassin Liguro-Provençal. L'objectif principal de ce travail est la reconstitution de l'histoire géodynamique, structurale et géomorphologique de la marge depuis le Tertiaire. Sa structure est principalement le résultat des phases tectoniques anté-miocènes. Sur la marge provençale la transition entre le plateau continental et le bassin est étroite et caractérisée par des pentes abruptes affectées par des phénomènes d'instabilité gravitaire dans l'axe du canyon sous-marin de Cassidaigne. A terre, la marge provençale est caractérisée par une compression pyrénéenne, des fossés oligocènes, et une sédimentation mésozoïque à cénozoïque essentiellement carbonatée propice à l'infiltration des eaux en profondeur. L'origine des cours d'eau de la région est essentiellement karstique, et les sources côtières de Port-Miou et Bestouan constituent des réseaux karstiques noyés développés sur plusieurs kilomètres dans le calcaire urgonien, au droit du canyon de Cassidaigne.

Les travaux antérieurs suggèrent (1) que l'absence de réseau fluviatile de surface en amont et la forme de reculée karstique de la tête du canyon de Cassidaigne sont le résultat d'une connexion karstique entre les sources côtières et le canyon, (2) que la marge provençale n'ait pas été affectée par l'érosion messinienne et la transgression pliocène, (3) que certains dépôts transgressifs marins miocènes sont situés à des altitudes anormalement élevées par rapport à leurs niveaux de dépôt théorique. Ces faits témoignent d'une évolution géodynamique récente, mais encore peu documentée dans la région.

Cette thèse applique une approche intégrative géologique, géomorphologique et hydrogéologique afin de caractériser l'évolution et le fonctionnement du karst côtier et des canyons sous-marins. Les méthodes utilisées sont principalement : (1) l'acquisition et l'interprétation géologique des données de sismique marine (2740 km) et de 74 carottages, (2) l'analyse tectonique et/ou eustatique de marqueurs géomorphologiques de paléo-niveaux de base, (3) le suivi hydrogéologique et l'imagerie électrique des aquifères karstiques côtiers de Cassis, (4) la modélisation géologique 3D de surfaces terre-mer dans le géomodeleur gOcad, et (5) la restauration de l'évolution de la paléotopographie depuis le Tortonien.

Les résultats de l'interprétation sismique sont (1) une carte détaillée de la surface d'érosion messinienne du plateau continental mettant en évidence la présence d'un canyon messinien de direction E-W, baptisé « canyon de Bandol », (2) une carte géologique inédite du plateau continental et des coupes géologiques terre-mer qui s'étendent de l'extrémité ouest de la Nerthe au Cap Sicié.

L'évolution sédimentaire du canyon de Cassidaigne durant la période messino-pliocène est génétiquement liée à celle du canyon de Bandol. Deux modèles stratigraphiques ont été proposés pour expliquer l'histoire du remplissage sédimentaire de ces deux canyons.

L'altitude et la bathymétrie des transgressions marines miocènes reconnues à terre et en mer ont permis de définir une carte de déformation de la topographie de la marge à grande longueur d'onde depuis le Burdigalien. Les restaurations en 3D mettent en évidence la bascule de la marge et le rajeunissement des reliefs pyrénéo-provençaux à terre du NE vers le SW.

Un schéma d'évolution du réseau hydrogéologique de la marge, cohérent avec le modèle restauré est présenté. Un karst profond, connecté à un réseau inférieur de la grotte de Port-Miou, émerge pendant le Messinien dans la partie amont du canyon de Cassidaigne. Il est confiné par des structures géologiques défavorables à la karstification situées juste au sud. Des cours d'eau mineurs, provenant du Massif des Calanques ou du secteur vallonné du bassin de Riou façonnent la partie ouest de la tête du canyon de Cassidaigne. Le canyon de Bandol, de direction ouest-est, est principalement incisé par les cours de la Reppe-Destel, du Gapeau.

Mots clés : Canyon sous-marin, Karst côtier, Sismostratigraphie, Géomorphologie sismique, lien terre-mer, Géodynamique, Modélisation, Messinien, Marge provençale.

Abstract

The Provence Margin is situated in the north-western Mediterranean and constitutes the northern edge of the Liguro-Provençal Basin with the margins of the Gulf of Lion and Ligurian sea. The main objectif of this thesis is the reconstruction of the geodynamic, structural and geomorphologic history of the margin since the Tertiary. This margin is mainly structured by ante-miocene tectonic events. On the Provence Margin, transition between the continental plate and the basin is narrow and characterized by abrupt slopes and associated gravitary instability within the axis of the Cassidaigne canyon. The Provence Margin is characterized by Pyrenean compression and Oligocene extension. The Mesozoïc-Cenozoïc sedimentary pile is dominated by carbonate rocks favorable to water circulation. The origin of the river system in the region is essentially karstic, and the coastal springs of Port-Miou and Bestouan correspond to drowned karstic network that develop along tens of kilometers within the Urgonian limestone, updip of the Cassidaigne Canyon.

Previous work suggest (1) that the lack of updip river system and the karst pocket valley shape of the canyon head are the result of an active karstic connexion between the coastal springs and the canyon, (2) that the Provence Margin is not affected by the Messinian erosion and Pliocene transgression, and (3) that Miocene marine transgressions are preserved at higher altitudes than their theoretical level. These facts witness a recent tectonic deformation that is not well understood. This work is based on the integration of geology, geomorphology and hydrogeology with the aim to understand evolution and functioning of coastal karsts and submarine canyons. The main methods are: (1) acquisition and geological interpretation of marine seismic data (2740 km) and 74 shallow coring, (2) the analysis of benchmark levels in terms of tectonics and/or eustasy, (3) hydrogeological survey and electric resistivity imagery of Cassis coastal karst aquifer, (4) 3D geological modeling of land-sea surfaces in the gOcad software, and (5) restoration of the paleotopography since the Tortonian.

Results of the seismic interpretation are: (1) a detailed map of the Messinian erosional surface showing an E-W messinian canyon, called "Bandol Canyon", (2) a new geological map and land-sea geological cross sections of the continental shelf that extends from the western Nerthe massif to the Sicié Cape.

Sedimentary evolution of the Cassidaigne canyon during the Messinian-Pliocene is genetically linked with the Bandol canyon sedimentation. Two stratigraphic models are proposed to explain the history of their sedimentary filling.

Altitude and paleo-bathymetry of marine Miocene transgressions recognized onland and offshore allows the definition of a topographic deformation map at regional scale since the Burdigalian. These 3D topography restorations evidence the tilting of the margin and rejuvenation of reliefs from NE to SW.

The evolution of the hydrologic network of the margin, that is coherent with the tectonic restoration, is presented. A deep karst, connected to the lowest network of the Port-Miou cave, emerged during the Messinian in the proximal part of the Cassidaigne canyon. It is confined by southern geologic structures not favorable to karstification. Minor streams, sourced from the Calanque Massif and from the Riou basin, carve the western side of the Cassidaigne canyon. The Bandol canyon, oriented west-east, is mainly incised by the Reppe-Destel and Gapeau rivers.

Key-words: Submarine canyon, Coastal karst, Sismostratigraphy, Seismic Geomorphology, offshore-onshore link, Geodynamics, Modelisation, Messinian, Provence Margin.

Remerciements

A travers ces remerciements, je voudrais exprimer en quelques mots ma gratitude à toutes les personnes m'ayant – scientifiquement ou moralement – aidé pendant mon travail de thèse.

Je remercie sincèrement tous les membres du jury qui me font l'honneur de juger ce travail et particulièrement Philippe Audra et Christian Gorini pour avoir accépté d'en être les rapporteurs.

Je suis reconnaissante envers mes directeurs de thèse, Bruno Arfib et François Fournier pour la confiance et la liberté qu'ils m'ont accordé, pour leurs conseils avisés, leur disponibilité, et leurs encouragemments tout au long de mes travaux. Bruno et François, chacun dans votre spécialité, sous terre ou sur la mer, m'avez fait partager avec entousiasme votre passion et votre rigueur scientifique. Je vous en remercie.

Merci également à Jean Borgomano qui a été, en tant que directeur du Laboratoire GSRC et avec François Fournier et Bruno Arfib à l'origine de ce sujet original, entre terre et mer.

Je tiens à remercier tous les partenaires du projet KarstEAU pour leur soutien financier : Laurent Cadilhac de l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse, Christelle Billet et Jean-François Tapoul du Conseil Général du Var, Claudine Trezzy du Conseil Général des Bouches-du-Rhône, et la Région Provence-Alpes-Côte-d'Azur.

Merci à Explobotique, Thomas Cavalera, Christian Ligori, Thierry Lamarque, Philippe Maurel, Lionel Marié, Bertand-Martin-Garin et bien d'autres pour leur support apporté sur le site souterrain de Port-Miou. Merci à la fondation Camargo de nous avoir permis l'accès au forage de Bestouan.

J'adresse un grand merci à toutes les personnes (les équipages marins et les scientifiques) présentes sur le Téthys II lors des campagnes de sismique et de carottages MARSOLIG et CASSEIS I et II. Merci pour le temps passé en mer, et le réconfort apporté durant les longues journées de mal de mer… Merci au BRGM, à l'INSU-CNRS et à Action-Marges pour le soutien financier de ces campagnes.

Merci à Mickael Maxwell, Jean Borgomano, Jan Borgomano, Michel Tassy, Clément Ciocca, Loïc Pantaine et Thomas Maggiore pour leur support logistique et technique lors de l'acquisition des profils de tomographie électrique à Port-Miou.

Merci à ParadigmGeo pour la mise à disposition du logicien gOcad avec l'ensemble de ses plug-ins.

Merci à toutes les personnes de l'« ex-GSRC » de m'avoir accueilli si chaleureusement au sein du laboratoire.

Je tiens à remercier tous ceux et celles du laboratoire qui m'ont apporté un conseil ou un soutien à un moment ou un autre de ces quatre années de thèse : Michel Villeneuve, Philippe Münch, Jean-Pierre Masse, Marc Floquet, Jean Philip, Yves Guglielmi, Bertrand Martin-Garin, Sophie Viseur, Juliette Lamarche, Lucien Montaggioni, Jocelyne Turiello, Philippe Léonide, Josiane, Lionel Marié, Guy Tronchetti, Anne Ribaud, Gilles Conesa et d'autres encore...

Je tiens à remercier Olivier Bellier, Ludovic Mocochain, Didier Bourlès, Régis Braucher, Stéphane Molliex et Jérôme Gattacceca du CEREGE, qui m'ont transmis le goût de la Recherche depuis la première année de Master. Je remercie particulièrement Ludovic qui m'a transmis le virus du Messinien il y a cinq ans déjà.

J'ai une pensée pour tous mes collègues doctorants et post-docs Fabienne, Arnaud, Rémi, Frank, Dimitri, Alex, Cédric, Gaëlle, Florence, Christophe, Arthur, Pierro, Renaud…, et tous ceux d'avant la thèse, avec qui j'ai partagé toutes ces années de fac.

Enfin, mes pensées vont à ma famille, mes amies, et mes deux amours, Ange et Jean. Merci pour votre immense soutien, votre présence, votre patience. Je vous dédie cette thèse.

Table des matières

Résumé 4
Abstract 5
Remerciements 6

Chapitre 1 : Introduction 13
1.1 Contexte géologique et géomorphologique 14
1.2 Objectifs 16
1.2.1 Problématique scientifique 16
1.2.2 Objectifs scientifiques 17
1.3 Méthodes et données 17
1.3.1 Caractérisation hydrogéologique des aquifères karstiques côtiers 18
1.3.2 Interprétation géologique des données de sismique marine 19
1.3.3 Reconnaissance et interprétation des marqueurs géomorphologiques de paléo-niveaux de base 19
1.3.4 Modélisation géologique 3D terr-mer et restauration de l'évolution paléotopographique de la marge provençale depuis le Tortonien 19
1.4 Plan du mémoire 19

Chapitre 2 : Etat de l'Art sur les karsts et les canyons sous-marins 21
2.1 Caractéristiques des aquifères karstiques 22
2.1.1 Structure et fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique 22
2.1.2 Contamination saline et typologie des karsts côtiers méditerranéens 26
2.2 Réponse des karsts aux oscillations du niveau de base 30
2.2.1 La notion de niveau de grottes 30
2.2.2 Modèles de creusement du karst 31
2.2.3 Méthodologie de caractérisation de la karstification 33
2.3 Genèse et fonctionnement des canyons sous-marins 35
2.3.1 Définition 35
2.3.2 Exploration des canyons sous-marins 36
2.3.3 Genèse des canyons sous-marins 39
2.3.4 Typologie des canyons sous-marins 41
2.3.5 Géomorphologie dynamique des canyons sous-marins 44
2.3.6 Intérêts d'étudier les canyons sous-marins 46
2.4 Conclusions 47

Chapitre 3 : Synthèse géologique et géomorphologique de la marge provençale 49
3.1 Cadre géologique, évolution paléogéographique et géodynamique de la marge provençale 50
3.1.1 Contexte géologique à l'échelle du Sud-Est de la France 50
3.1.1.1. Contexte géodynamique de la Marge Nord du Bassin Liguro-Provençal
3.1.1.2. Contexte géodynamique du Bassin liguro-provençal
3.1.1.3. Cadre géologique local à terre : de la Nerthe au Cap Sicié
3.1.2 Evolution paléogéographique 63

3.1.2.1 L'orogénèse hercynienne
3.1.2.2 Le Bassin du Sud-Est
3.1.2.3 L'orogénèse pyrénéo-provençale
3.1.2.4 L'orogénèse alpine et l'ouverture du Bassin Liguro-Provençal
3.1.2.5 Le méga-cycle eustatique messino-pliocène en Méditerranée
3.2 Cadre géomorphologique de la marge provençale à terre 81
3.2.1 Synthèse géomorphologique de la Nerthe aux massifs toulonnais 81
3.2.1.1 Présentation géographique de la Basse-Provence calcaire
3.2.1.2 Les surfaces d'aplanissement de la Nerthe à l'unité du Beausset
3.2.1.3 Les principaux massifs karstiques de Basse-Provence calcaire
3.2.1.4 Les grands poljés
3.2.2 Résumé et discussion sur l'évolution géomorphologique de la marge provençale 100
3.2.3 Impact de l'évolution géologique et géomorphologique sur la stratigraphie de la marge provençale 102
3.3 Etat des connaissances sur la géomorphologie et la géologie marines de la marge provençale 104
3.3.1 Cadre géomorphologique 104
3.3.1.1 Le plateau continental
3.3.1.2 La pente continentale
3.3.1.3 Morphologie du Canyon de Cassidaigne
3.3.2 Etat des connaissances sur la géologie du plateau continental 112
3.3.2.1 Données de géophysique
3.3.2.2 Echantillons marins
3.3.2.3 Hydrodynamique régionale et sédimentation des boues rouges

Chapitre 4 : Hydrogéologie des sources karstiques sous-marines de Port-Miou et Bestouan 123
4.1 Cadre hydrogéologique des aquifères côtiers de basse-Provence 124
4.1.1 Présentation des sources de Port-Miou et Bestouan dans le contexte hydrogéologique de la Basse-Provence calcaire 124
4.1.2 Connaissances sur les sources de Port-Miou et Bestouan 126
4.1.2.1 Etudes de l'aquifère karstique par prospection géophysique
4.1.2.2 Historique des anciens travaux de recherche
4.1.2.3 Evolution des paramètres physico-chimiques des sources de Port-Miou et Bestouan
4.1.2.4 Hypothèses sur l'origine de la salinité
4.1.2.5 Bassin-versant supposé
4.1.2.6 Traçages
4.2 Nouveaux résultats hydrogéologiques sur l'aquifère karstique côtier de Port-Miou et Bestouan 134
4.2.1 Salinité des eaux de surface près des côtes 134
4.2.2 Suivi hydrologique des sources 137
4.2.2.1 Outils et base de données
4.2.2.2 Résultats des mesures
4.2.2.3 Interprétation des résultats
4.2.3 Caractérisation de la géométrie de l'aquifère karstique 145
4.2.3.1 Modèle conceptuel de fonctionnement de l'aquifère karstique côtier de Port-Miou : Tassy *et al.,* 2010
4.2.3.2 Imagerie par tomographie de résistivité électrique de l'aquifère fracturé-karstique de Port-Miou : Tassy *et al.,* 2011
4.2.3.3 Modélisation 3D de l'aquifère fracturé-karstique de Port-Miou
4.2.4 Conclusion 168

Chapitre 5 : Architecture tectono-stratigraphique et géomorphologie messinienne de la marge provençale 169
5.1 Méthodologie et base de données 169
5.1.1 Données de carottes 169
5.1.2 Données de sismique 170
5.2 Post-Messinian seismic geomorphology and stratigraphy of the Provence continental shelf (SE France) 174
1) Introduction 174
2) Geological setting 175
3) Data and methods 178
4) Results 180
4.1 Petrography and ages of sea-bottom rock samples
4.2 Definition of the seismo-stratigraphic units
4.3 Seismic stratigraphy and structure of the Provence continental shelf
4.4 Tectonostratigraphic framework of the Provence continental shelf
4.5 Seismic geomorphology of the Messinian Provence shelf
5) Discussion: reconstitution of the Messinian hydrographic network and karst drainage 200
6) Conclusion 203
5.3 Planches photos : échantillons du fond marin et profils sismiques 209
5.3.1. Echantillons du fond marin : les carottes de la campagne CASSEIS 209
5.3.2. Profils sismiques de la Marge Provençale 234
5.3.2.1 Secteur Ouest (Bassin de Marseille)
5.3.2.2 Secteur Central
5.3.2.3 Secteur ouest: canyon de Bandol
5.4 Architecture tectono-stratigraphique du plateau continental 250
5.4.1. Coupes géologiques terre-mer 250
5.4.2. 5.4.2.Relations entre la structure, les formations géologiques, les réseaux karstiques et les incisions de la marge 255

Chapitre 6 : Modélisation sédimentaire et géodynamique 2D-3D de la marge provençale au Cénozoïque 257
6.1 Contexte et méthodologie générale 258
6.2 Les transgressions marines cénozoïques et le cycle eustatique messino-pliocène 260
6.2.1 Les transgressions oligo-miocènes 260
6.2.1.1 Les transgressions oligo-miocènes en mer
6.2.1.2 Rappels sur les transgressions oligo-miocènes à terre :
6.2.1.3 Synthèse terre-mer des transgressions oligo-miocènes
6.2.2 Interprétation sismo-stratigraphique des canyons de Bandol et Cassidaigne durant le cycle eustatique messino-pliocène 263
6.2.2.1 Evolution sédimentaire des canyons de Bandol et de Cassidaigne
6.2.2.1.1 Evolution sédimentaire des canyons de Bandol et de Cassidaigne selon l'Hypothèse 1
6.2.2.1.2 Evolution sédimentaire des canyons de Bandol et de Cassidaigne selon l'Hypothèse 2
6.2.2.2 Estimation paléoaltimétrique
6.2.2.3 Comparaison avec les séries sédimentaires du Golfe du Lion :
6.2.2.4 Comparaison avec la courbe d'évolution du niveau de base obtenue dans la vallée du Rhône par l'étude du karst
6.2.2.5 Conclusion
6.3 Modélisation des niveaux marins sur la topographie terre-mer 275
6.3.1 Rappel sur les indices géomorphologiques à terre 275
6.3.2 Construction des surfaces terre-mer 3D dans le logiciel gOcad 275

6.3.3 Modélisation des fluctuations eustatiques sur les surfaces topographiques terre-mer 3D **279**
6.3.3.1 Niveau marin Burdigalien (+140 m NGF)
6.3.3.2 Niveau marin Tortonien inférieur (- 80 m NGF)
6.3.3.3 Niveau marin Tortonien supérieur (+20 m NGF)
6.3.3.4 Niveau marin Messinien (- 1500 m NGF)
6.3.3.5 Niveau marin Pliocène (+70 m NGF)
6.3.4 Conclusion **287**
6.4 Restauration des paléo-topographies superficielles **290**
6.4.1 Topographie dynamique de la marge provençale **290**
6.4.2 Transects topographiques terre-mer **293**
6.4.3 Restaurations 3D et restitution des paléotopographies terre-mer **296**
6.4.4 Discussion : la bascule de la marge provençale dans le cadre géodynamique global et méditerranéen **302**
6.4.4.1 Contexte tectonique plio-quaternaire des Apennins au Golfe du Lion
6.4.4.2 Retrait et détachement du slab
6.4.4.3 Upwelling mantellique
6.4.4.4 Rebond hydro-isostatique
6.4.4.5 Tectonique des plaques
6.4.5 Conclusion **307**

Chapitre 7 : Géodynamique et hydrogéologie de la Marge provençale **309**

Conclusions générales et perspectives **321**
- **Rappel de la problématique et des objectifs scientifiques** **322**
- **Une méthodologie intégrative** **322**
- **Résultats** **323**
  - **Caractérisation hydrogéologique, géologique et géophysique du karst côtier de Port-Miou**
  - **Cartographie géologique du plateau continental provençal**
  - **Modélisation de la morphologie de la marge au Messinien**
  - **Fonctionnement du canyon de Cassidaigne durant le cycle eustatique messino-pliocène**
  - **Modèle d'évolution géodynamique de la marge**
  - **La marge provençale dans le contexte liguro-provençal**
- **Perspectives** **328**

Annexes **331**
Annexe 1 : Les principaux massifs karstiques de Basse-Provence calcaire **332**
Annexe 2 : Evolution tectonique et morphologique de la Marge depuis l'Oligocène **337**
Annexe 3 : Résumé étendu présenté à la conférence I-Dust – Apt 2010 ..... **341**
Annexe 4 : Poster présenté à l'AAPG Annual Convention & Exhibition – Long Beach 2012 ..... **345**
Annexe 5 : Poster présenté à l'AAPG Hedberg Research Conference – Saint-Cyr-Sur-Mer 2012 ..... **348**
Annexe 6 : Article sur mes travaux de Master (accepté dans *Geomorphology*) **348**

Références bibliographiques **367**
Table des illustrations **395**

Chapitre 1 - Introduction

1.1 Contexte géologique et géomorphologique

La marge provençale, localisée au Nord-Ouest de la Méditerranée, constitue avec la marge du Golfe du Lion et la marge ligure, la bordure septentrionale du bassin Liguro-Provençal (Oudet *et al.,* 2010a). Le bassin est limité au nord par les Alpes et le Massif Central, à l'est par le bassin Tyrrhénien, à l'ouest par le fossé de Valence et enfin au sud par le bassin Algérien. La structure du bassin Liguro-Provençal est fortement contrôlée par un diapirisme intense lié à la présence d'une épaisse série évaporitique d'âge Messinien (Lofi *et al.,* 2011). La structure de ses marges est quant à elle essentiellement le résultat de phases tectoniques anté-miocènes (Bache *et al.,* 2009). La transition entre le plateau continental et le bassin est caractérisée par des pentes abruptes affectées par des phénomènes d'instabilité gravitaire (courants de turbidité, glissements en masse, érosion régressive) dans l'axe des canyons sous-marins (Fig. 1-1 ; Berné et Loubrieu, 1999).

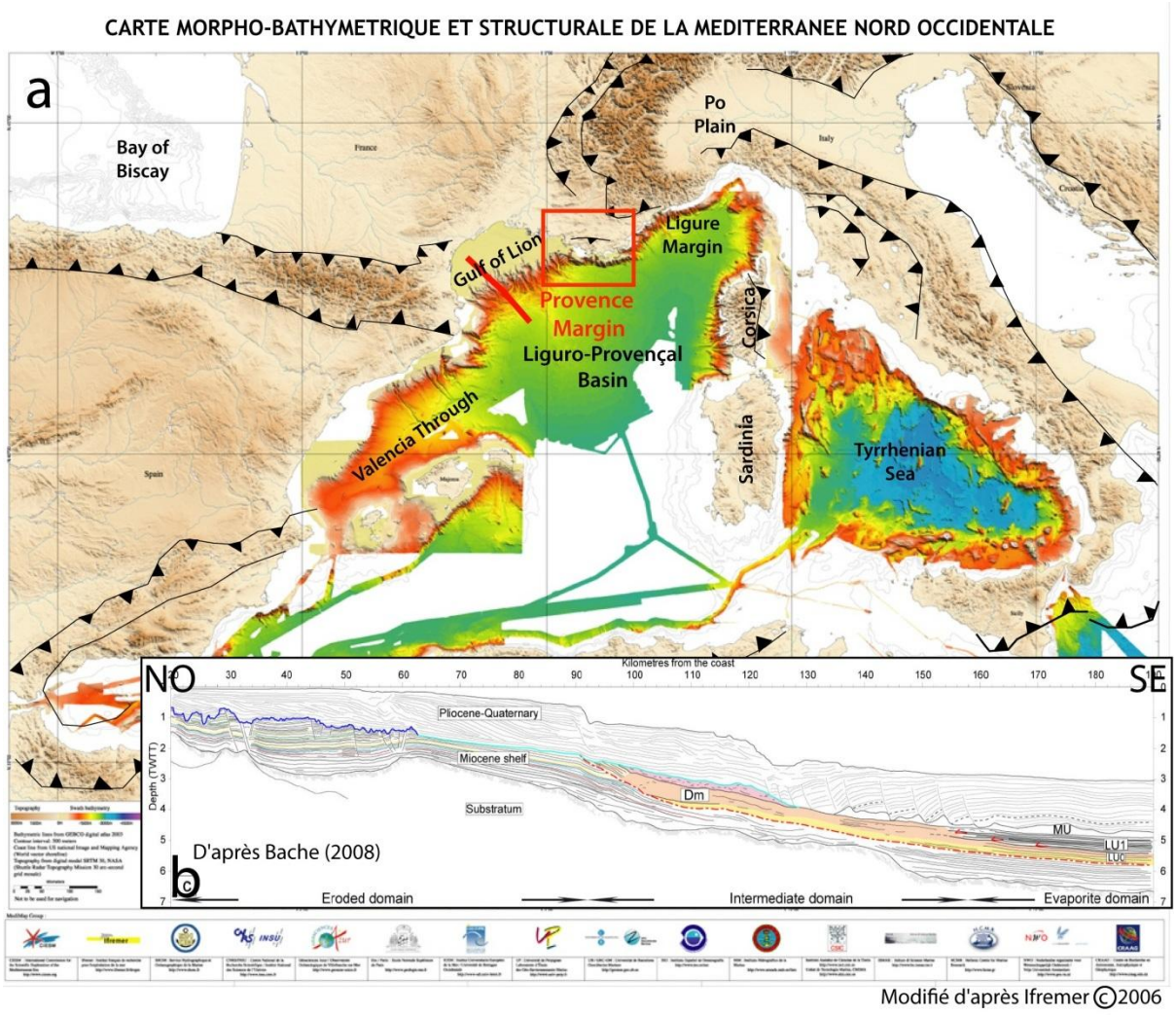


Figure 1- 1 : a) Carte de la Méditerranée occidentale montrant la localisation de la marge provençale limitée par les marges Ligure et du Golfe du Lion, la morphologie des plateaux continentaux et des pentes incisées par des canyons sous-marins, et des bassins (d'après compilation de données de l'Ifremer, 2006). Les principales structures tectoniques sont tirées de Jolivet *et al.,* 2006. b) profil sismique interprété (localisé par le trait rouge sur la Fig.1-1-a) illustrant l'architecture stratigraphique de la marge du Golfe du Lion et la surface d'érosion messinienne, d'origine subaérienne (bleu foncé) ou marine (bleu clair ; d'après Bache 2008). MU : Mobile Unit ; Dm : Detritic material ; LU : Lower Unit.

La marge provençale est caractérisée par un plateau continental étroit et profondément incisé par le canyon sous-marin de Cassidaigne, contrairement à la marge du Golfe du Lion, dont le plateau continental est très large, et les canyons sous-marins localisés à la fois sur ses pentes et sur son plateau (Fig. 1-1).

A terre, la marge provençale est caractérisée par des chevauchements est-ouest à vergence nord réputés pyrénéens (Champion *et al.,* 2000), des fossés oligocènes de direction NE-SW, et une sédimentation mésozoïque à cénozoïque essentiellement carbonatée et propice à l'infiltration des eaux en profondeur. L'origine des cours d'eau de la région est d'ailleurs essentiellement karstique, et les sources côtières de Port-Miou et Bestouan constituent des réseaux karstiques noyés développés sur plusieurs kilomètres dans les calcaires urgoniens des Calanques de Cassis, au droit du canyon de Cassidaigne (Fig. 1-2).

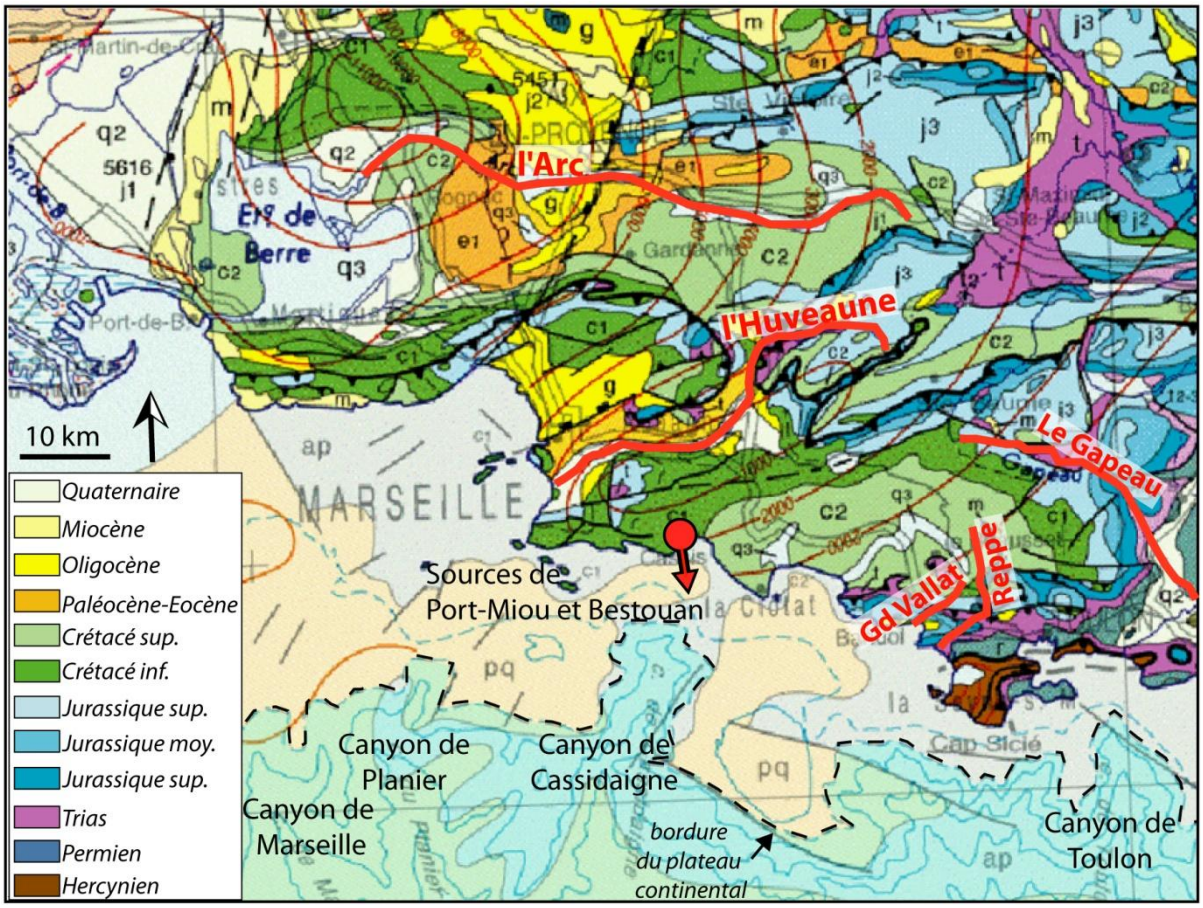


Figure 1- 2 : Carte géologique simplifiée de la Basse-Provence et localisation de la bordure du plateau continental (pontillés noirs). La marge provençale est caractérisée par des massifs d'orientation est-ouest réputés pyrénéens, des fossés oligocènes de direction NE-SW, et une sédimentation mésozoïque à cénozoïque à dominante carbonatée. Les principaux cours d'eau actuels, de taille relativement modeste, sont surlignés en rouge et la position des sources karstiques de Port-Miou et Bestouan est indiquée par une flèche rouge. D'ouest en est ce sont : l'Arc, l'Huveaune, les sources karstiques de Port-Miou et Bestouan, le Grand Vallat, la Reppe et le Gapeau. En mer, la pente continentale est colorée en bleu clair.

Basés sur les données des premières prospections d'hydrocarbure dans les années 50 et des études académiques, de nombreux travaux ont été effectués sur les marges nord du bassin Liguro-Provençal afin d'étudier l'évolution et la formation des marges passives en contexte d'arrière-arc (Jolivet *et al.,* 2006). La plupart des travaux concernant la tectonique, les séries

sédimentaires et les canyons ont été effectués séparément à terre (Clauzon, 1982 ; Besson, 2005 ; Nury et Thomasin 1994 ; Monleau *et al.,* 1988), ou en mer (Leenhardt, 1969 ; Ducrot 1967, 1971 ; Froget 1966, 1967, 1972, 1974 ; Angelier *et al.,* 1977 ; Gorini *et al.,* 2005 ; Lofi *et al.,* 2003, 2011 ; Bache *et al.,* 2009, 2010 ; Rabineau *et al.,* 2005). Quelques rares études à l'échelle de la marge ont considéré les liens géométriques entre les affleurements à terre et les données de sub-surface en mer (Oudet *et al.,* 2010 a,b) et les liens géomorphologiques entre le relief à terre et la bathymétrie du plateau continental (Collina-Girard, 1999 ; Audra *et al.,* 2004).

1.2 Objectifs

1.2.1 Problématique scientifique

Durant la crise de salinité messinienne, en réponse à l'abaissement drastique du plan d'eau méditerranéen sur près de 2000 m, les cours d'eau ont profondément incisé leur lit afin de retrouver l'équilibre avec leur nouveau niveau de base, et ont formé les canyons messiniens (Clauzon, 1973). Lors de la remise en eau pliocène à 5,32 Ma, ces canyons, se retrouvent submergés et forment des rias. Les cours d'eau, refoulés par la transgression, entament une reconquête de leur domaine en colmatant les rias par la progradation des Gilbert delta (Clauzon, 1982). Dans les massifs calcaires méditerranéens, la spéléogénèse est fortement influencée par ces oscillations eustatiques hors normes, résultant en un approfondissement du karst au Messinien. Les remontées successives du niveau de base pendant le Pliocène exercent un forçage *per ascensum* sur le drainage des réseaux karstiques (Mocochain *et al.,* 2006a,b). Cette spéléogénèse prend la forme dans certains cas de conduits vauclusiens (Audra *et al.,* 2004) qui débouchent au contact du niveau de base rehaussé. La source de Port-Miou illustre cet exemple puisqu'elle est l'exutoire d'un vaste réseau karstique sub-horizontal développé juste sous le niveau marin actuel sur une distance de 2000 m, jusqu'à un puits vertical exploré aujourd'hui jusqu'à la côte -223 m (Meniscus, 2012). Le canyon de la Cassidaigne est l'un des plus profonds de la Méditerranée nord occidentale et il n'est connecté à aucun système fluviatile sur le continent mais se situe au droit des rivières souterraines de Port Miou et du Bestouan, soumises à une intrusion saline en profondeur. L'absence de réseau fluviatile de surface en amont et la forme supposée de reculée karstique de la tête du canyon de Cassidaigne suggèrent une connexion entre les sources karstiques et le canyon (Audra *et al.,* 2004). En revanche, la marge provençale ne montre pas d'incision messinienne au large de ses fleuves côtiers (Fig. 1-2), ni de témoins de la transgression pliocène dans ses vallées. Au contraire, certains dépôts transgressifs marins miocènes sont situés à des altitudes anormalement élevées par rapport à leurs niveaux de dépôt théorique (cf. carte géologique). Ces faits témoignent d'une évolution géodynamique récente, mais encore peu reconnue dans la région (Andreani *et al.,* 2010).

Les questions principales concernent (1) l'influence respective de la crise messinienne sur le développement du réseau karstique côtier et du canyon de Cassidaigne, et (2) l'éventualité de connexions entre le canyon et le réseau karstique côtier : connexion hydraulique, niveau de base par exemple. La question de l'interaction hydrodynamique entre le canyon et le karst côtier est donc également posée.

L'établissement d'un modèle géologique et géodynamique de l'ensemble de la marge provençale, incluant à la fois la Provence émergée et son plateau continental sous-marin, qui soit cohérent avec l'ensemble des données géologiques et géophysiques collectées à terre et en mer, est un pré-requis indispensable pour apporter des éléments de réponse à ces deux questions. L'établissement de ces modèles terre-mer pourra également contribuer à une meilleure connaissance du karst côtier dans le cadre de la gestion des ressources en eau de la région.

1.2.2 Objectifs scientifiques

Les rares études de géologie marine menées sur la marge (Leenhardt *et al.,* 1969 ; Ducros, 1972 ; Froget, 1974,) n'ont pas conduit à la réalisation d'une carte géologique du plateau continental ni à la reconstitution d'un cadre géodynamique et structural commun entre la terre et la mer. La question des liens génétiques et des connexions hydrauliques entre le réseau hydrographique à terre (surface et souterrain) et les canyons sous-marins n'a également pu être approfondie par manque de données et de cadre géologique bien contraint en mer. Ce travail de thèse se propose donc d'appliquer une approche intégrative hydrogéologique, géologique et géodynamique à cette problématique scientifique en réalisant les objectifs scientifiques suivants :

1) la cartographie géologique du plateau continental provençal en intégrant les données de surface (carte géologique, coupes, affleurements) et de subsurface (sismique, carottes, dragages)
2) la modélisation de la morphologie de la marge et du fonctionnement du canyon de Cassidaigne durant le cycle messino-pliocène
3) la réalisation d'un modèle restauré de l'évolution géodynamique terre-mer à l'échelle de la marge intégrant les structures géomorphologiques et les indices sédimentaires de l'évolution du niveau de base
4) la caractérisation hydrogéologique, géologique et géophysique de l'aquifère et de l'intrusion saline du karst côtier de Port-Miou
5) la modélisation de l'évolution du réseau hydrographique de surface et souterrain à l'échelle des sources de Port-Miou et Bestouan et du canyon de Cassidaigne.

1.3 Méthodes et données

L'originalité de cette étude est la réalisation d'un modèle d'évolution géologique, géomorphologique et hydrologique à travers l'intégration d'un ensemble de données très hétérogènes par leur nature (données hydrogéologiques, géomorphologiques, stratigraphiques et structurales de terrain, données géophysiques à terre et en mer et carottages/dragages en mer), la résolution de leurs outils d'analyse (de 0.05 mm pour l'étude des lames minces en microscopie optique à pluri-décamétrique pour l'imagerie sismique marine industrielle), et l'échelle des objets étudiés (échelle de la lame mince à échelle de la marge). La méthodologie développée est résumée dans la Fig. 1-3. Elle comprend les 4 étapes suivantes : 1) la caractérisation hydrogéologique des aquifères karstiques côtiers de Cassis, 2) l'interprétation géologique des données de sismique

marine, 3) la reconnaissance et l'interprétation géodynamique et/ou eustatique de marqueurs géomorphologiques de paléo-niveaux de base et 4) la modélisation géologique 3D terre-mer et la restauration de l'évolution de la paléotopographie de la marge provençale depuis le Tortonien.

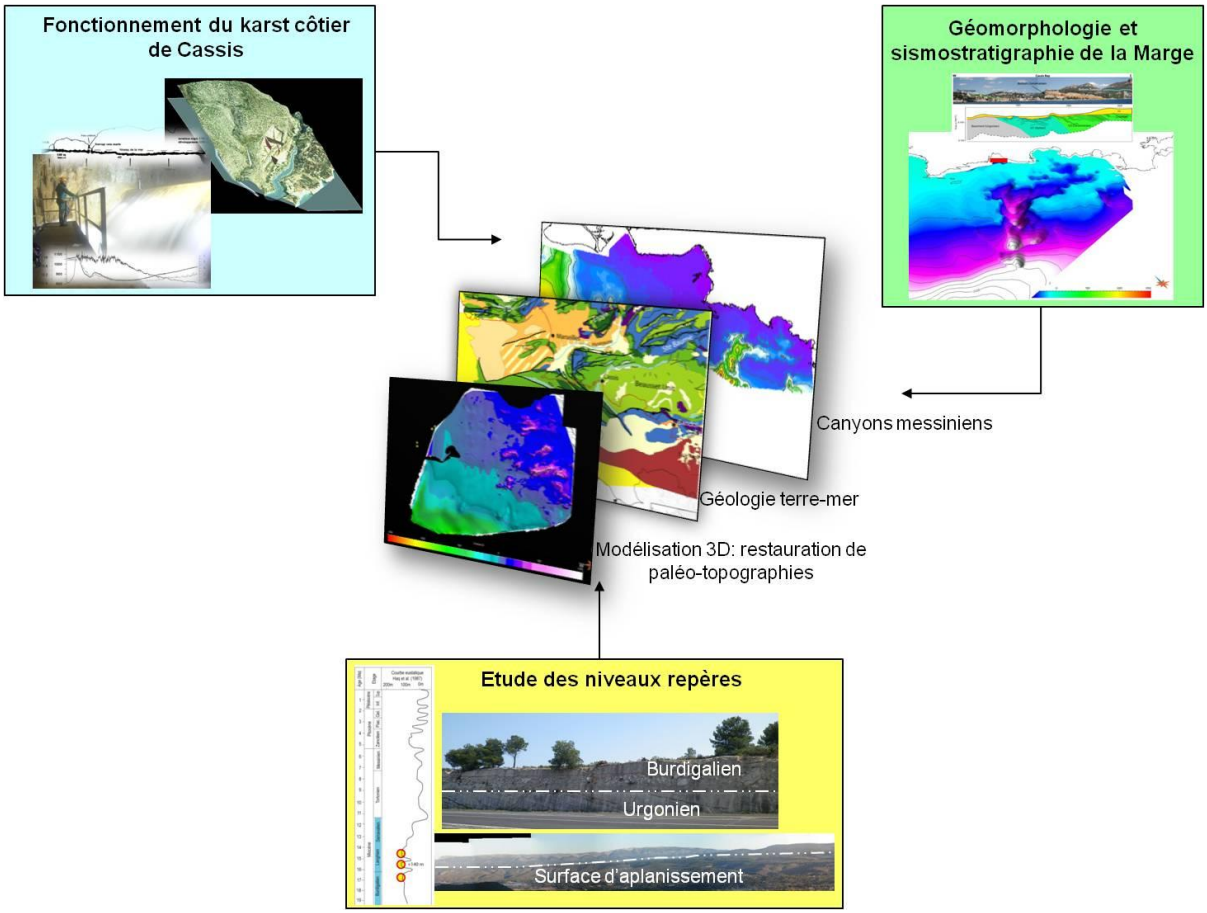


Figure 1- 3 : La méthodologie utilisée consiste en l'intégration de données hydrogéologiques et géomorphologiques à terre, et de données sismiques en mer afin de construire un modèle d'évolution géologique terre-mer.

1.3.1 Caractérisation hydrogéologique des aquifères karstiques côtiers

L'acquisition des données d'hydrogéologie a nécessité la mise en place d'un matériel de mesure hydrologique adapté aux conditions particulières des sources sous marines saumâtres de Port-Miou et Bestouan. L'interprétation des données s'est focalisée sur l'acquisition continue de données de température, pression et conductivité sur une année hydrologique complète. Parallèlement, nous avons mené une campagne de mesure de salinité et température des eaux de surface le long des côtes entre Marseille et St Cyr/Mer afin de détecter et localiser d'autres sources sous-marines au voisinage de Port-Miou et Bestouan. Des profils de tomographie électrique ont été réalisés entre la côte et l'aquifère karstique de Port-Miou afin d'imager la géométrie de l'aquifère (drains karstiques et fractures, poches d'argiles) et l'invasion du biseau salé.

1.3.2 Interprétation géologique des données de sismique marine

L'acquisition des données de sismique *offshore* et des carottages s'est faite au cours de plusieurs campagnes marines, dont deux auxquelles j'ai participé au cours la thèse, les missions CASSEIS (2009 ; sismique et carottes) et CASSEIS II (2011 ; sismique), localisées de part et d'autre du canyon de Cassidaigne. Les données inédites de la campagne de sismique MARSOLIG (2008) sont également intégrées dans la thèse. En 2007 et 2009 deux campagnes ont complété l'acquisition des données de sismique autour du canyon de Cassidaigne (campagnes MAST59-13). L'interprétation stratigraphique et structurale de toute cette base de données sismique est intégrée aux anciennes données du plateau continental marseillais au Golfe du Lion.

1.3.3 Reconnaissance et interprétation des marqueurs géomorphologiques de paleo-niveaux de base

Les niveaux repères sont des marqueurs géomorphologiques qui restituent une ancienne position du niveau de base, telle qu'une surface d'aplanissement, un remplissage sédimentaire marin (si le niveau de base est la mer), ou continental (si le niveau de base est un cours d'eau). La position spatiale et l'âge respectif de chaque niveau repère, lorsqu'ils peuvent être datés, permet de retracer les oscillations du niveau de base au cours du temps. Cette évolution du niveau de base, comparée aux courbes eustatiques permet de restituer l'évolution géodynamique de la région étudiée en quantifiant les mouvements verticaux (uplifts ou subsidence).

1.3.4 Modélisation géologique 3D terre-mer et restauration de l'évolution paléotopographique de la marge provençale depuis le Tortonien

La modélisation 3D de surfaces représentant des marqueurs géomorphologiques de paléo-niveau de base présents à terre et en mer a été réalisée avec le géomodeleur gOcad, utilisant la méthode d'interpolation appelée DSI (*Discrete Smooth Interpolation* ; Mallet, 2002). A terre, les données sont extraites du MNT au pas de 50 m de l'IGN. En mer, les surfaces sont extraites de l'interprétation sismique. L'intérêt de cette démarche est d'obtenir une visualisation optimale des topographies messinienne et actuelle, de comparer les variations de niveaux marins à la distribution spatiale des niveaux repères qui leur sont attribués, et de faire des restaurations de paléotopographie.

1.4 Plan du mémoire

Ce mémoire est divisé en sept chapitres. Après avoir présenté le contexte de l'étude et les méthodes en introduction, le Chapitre 2 présente un état de l'art général sur les karsts et les canyons sous-marins, du point de vue hydrogéologique, géomorphologique et sédimentaire.

Le contexte géologique, géomorphologique et géodynamique de la marge provençale de la terre à la mer est développé dans le Chapitre 3.

Le Chapitre 4 présente le contexte hydrogéologique ainsi que l'acquisition des données et les résultats sur l'hydrogéologie des sources karstiques côtières de Port-Miou et Bestouan. Les résultats sont présentés sous la forme d'une série d'articles publiés dans des revues scientifiques ou des actes de congrès.

Le Chapitre 5 concerne l'étude géologique du plateau continental provençal. Il est divisé en quatre parties. La première partie présente la description de la méthode de travail et la base de données. La deuxième partie présente les résultats des campagnes de sismique et de carottages sous la forme d'un article en préparation qui sera soumis à la revue Marine Geology. La troisième partie présente la base de données acquise dans le cadre de la thèse (carottes et profils sismiques) qui n'est pas incluse dans l'article. La dernière partie est consacrée à la description tectono-sédimentaire de la marge provençale à travers la présentation de coupes géologiques terre-mer.

Le Chapitre 6 est un chapitre intégratif. Il présente une modélisation de l'évolution géodynamique et des cycles eustatiques de la marge provençale au Cénozoïque à terre (à partir des niveaux repères géomorphologiques et stratigraphiques décrits dans le chapitre 3) et en mer (à partir des transgressions marines et des incisions de canyons décrits dans le chapitre 5). L'objectif principal est de reconstituer l'évolution chronologique de la paléotopographie terre-mer et du niveau marin eustatique.

Le Chapitre 7 présente la modélisation de l'évolution du réseau hydrographique de surface et souterrain à l'échelle des sources de Port-Miou et Bestouan et du canyon de Cassidaigne.

Les conclusions générales et perspectives constituent la partie finale du mémoire.

Chapitre 2 - Etat de l'Art sur les Karsts et les Canyons Sous-marins

Avant-propos :
Cette partie présente un état de l'art des connaissances sur les aquifères karstiques et sur l'évolution des réseaux karstiques en relation avec les variations du niveau de base. Cet état des lieux bibliographique sert de pré-requis à l'analyse du karst côtier méditerranéen des massifs provençaux, soumis à de l'intrusion saline et témoin des variations eustatiques de grande ampleur du Mio-pliocène et du Quaternaire.

2.1 Caractéristiques des aquifères karstiques

2.1.1 Structure et fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique

Les aquifères karstiques résultent d'un processus particulier d'évolution des massifs calcaires: la karstification. Ce processus, commandé par la dissolution des roches carbonatées au contact de l'eau chargée en acide carbonique (H_2CO_3), a pour effet de transformer une formation carbonatée fracturée en un aquifère karstique (Drogue, 1974 ; Kiraly, 1975 ; Mangin, 1975 ; Marsaud, 1997 ; Dörfliger *et al.,* 1999). La réaction chimique globale de dissolution/précipitation des carbonates est la suivante :

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

Les roches carbonatées ont un grand potentiel de dissolution, ce qui facilite l'infiltration de l'eau. Les réseaux de chenaux qui résultent de ce processus constituent des milieux très ouverts propices aux écoulements souterrains. Le drainage (Drogue, 1974 ; Mangin, 1975) est assuré par un réseau de conduits à forte porosité et perméabilité, permettant un stockage important de l'eau et son écoulement rapide vers un exutoire. Ce dernier est déterminé par le niveau de base de l'aquifère (cours d'eau principal, niveau marin), ou par un écran moins perméable (karst barré à l'exutoire ou développé sur un substratum imperméable). La dissolution karstique est un processus dynamique en évolution permanente qui dépend de plusieurs paramètres, par exemple la composition minéralogique et les propriétés réservoirs (porosité, perméabilité) des roches calcaires, la morphologie de la topographie aérienne, la température, l'altitude ou le temps de contact eau-roche. Il résulte de la multiplicité de ces paramètres et de leurs interactions une grande variabilité des caractéristiques des karsts (architecture, dimensions, …).

Le processus de karstification a donc pour conséquence l'établissement d'un paysage particulier, les formes de surfaces, dénommées exokarst (lapiaz, dolines, reculée, canyons…) étant distinguées des formes souterraines ou endokarst (grottes, rivières souterraines, aquifères karstiques ; Fig. 2-1 ; Mangin, 1975).

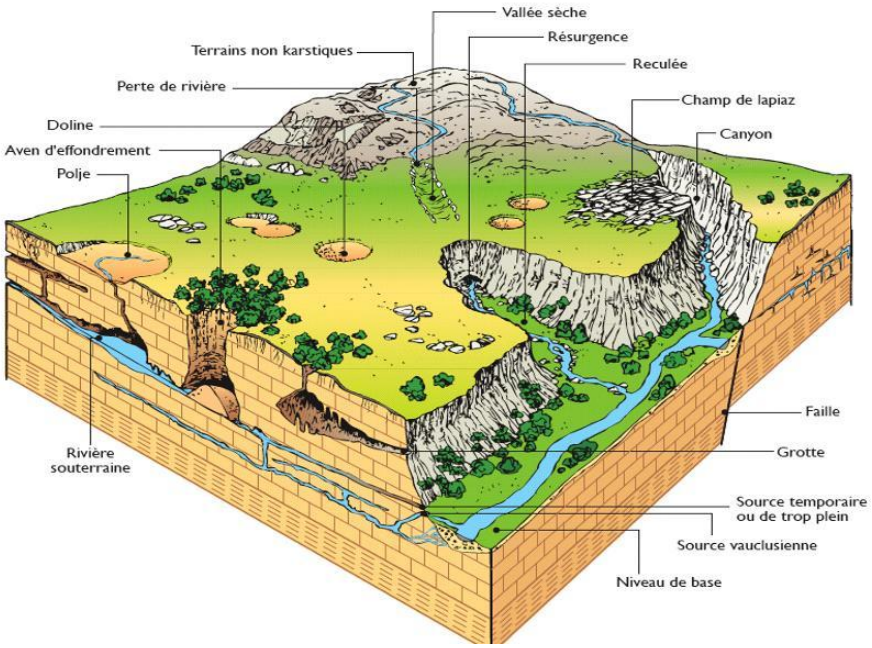


Figure 2- 1 : Représentation schématique du paysage et de l'aquifère karstique Agence de l'eau RMC d'après Mangin (1975).

La grande spécificité des paysages karstiques est l'absence ou la rareté des écoulements de surface. Les cours d'eau, issus de terrains non karstiques en amont s'infiltrent rapidement au niveau de pertes, puis transitent en profondeur par des rivières souterraines atteignant ainsi la nappe avant de réapparaître à l'air libre sous forme de sources ou de sources sous-marines en milieu marin. C'est le cas à Cassis où des rivières souterraines longues de plusieurs kilomètres ont leurs exutoires aux sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan (Potié, 1974 ; Cavalera, 2007).

Le fonctionnement hydrogéologique permet de différencier trois parties de l'aquifère karstique (Fig. 2-2 ; Perrette, 1999) :

- L'**épikarst** représente la partie superficielle. Epaisse de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, elle collecte les eaux d'infiltration ou de ruissellement et les stocke temporairement dans une nappe perchée discontinue. Ces eaux sont ensuite drainées vers le bas par des vides plus larges.

- **La zone d'infiltration** correspond à la partie non-saturée de l'aquifère karstique dans laquelle les écoulements se produisent par des drains hétérogènes (conduits kilométriques à fissures micrométriques) connectés au réseau des conduits karstiques de la zone noyée.

- **La zone noyée,** développée entre la base de l'aquifère et la limite de la zone non-saturée, s'organise autour d'un axe de drainage pouvant correspondre à des conduits karstiques de grande taille, en connexion hydraulique entre les conduits du réseau de drainage de la zone d'infiltration et l'émergence ou l'exutoire au contact du niveau de base.

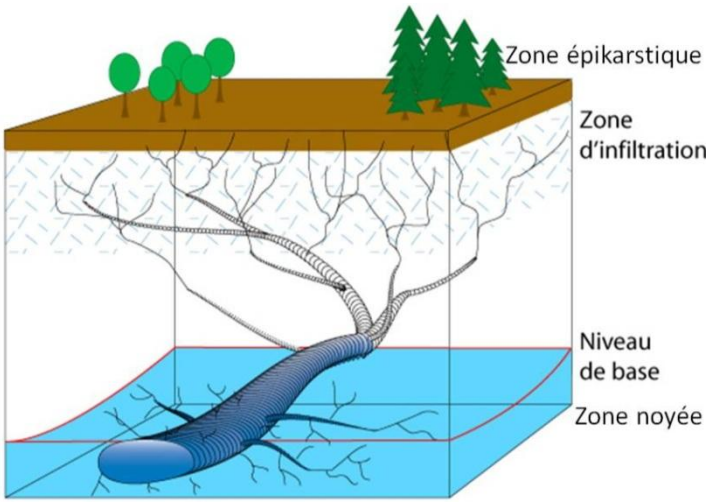


Figure 2- 2 : Organisation d'un drainage karstique depuis la zone épikarstique sous la surface jusqu'à l'émergence, au contact du niveau de base (d'après Perrette, 1999, modifié).

La vitesse d'écoulement au sein des conduits karstique est très variable, quelques millimètres par heure à plusieurs centaines de mètres par heures, elle est dépendante de la taille et de la connectivité des conduits. Les variations de charge hydrauliques rapides sont l'une des principales caractéristiques hydrogéologiques des aquifères karstiques. Afin de caractériser le fonctionnement hydrogéologique particulier de ces aquifères, différentes conceptualisations du karst ont été proposées depuis les premiers travaux de Martel (1910, 1927).

- Le premier schéma, issu des premières explorations spéléologique et initié par Martel (1910, 1927) considère l'aquifère karstique comme une distribution de conduits reliant des pertes à une résurgence, réfutant la notion de nappe dans les massifs karstiques car ne tenant pas compte des zones non accessibles aux spéléologues. Ce schéma très simpliste est aujourd'hui abandonné par les hydrogéologues.

- Pour les tenants du deuxième concept, l'aquifère karstique est un ensemble régulier de fractures agrandies par la karstification drainant des eaux stockées dans une matrice assimilable à un milieu poreux (Drogue, 1974 ; Kiraly, 1975 ; Teutsh & Sauter, 1991). Ce modèle considère deux milieux en continuité hydraulique assurant des fonctions différentes : transmissivité dans les conduits et stockage dans la matrice fissurée (Fig. 2-3).

- Le troisième concept représente une structure organisée à l'échelle d'un massif correspondant au système karstique sensu stricto (Mangin, 1975, 1982). Les écoulements souterrains sont hiérarchisés de manière analogue à celle des réseaux hydrographiques de surface. Les réserves sont contenues dans des vides de grande taille situés de part et d'autre du drain, qui lui, structure les écoulements souterrains jusqu'à l'exutoire.

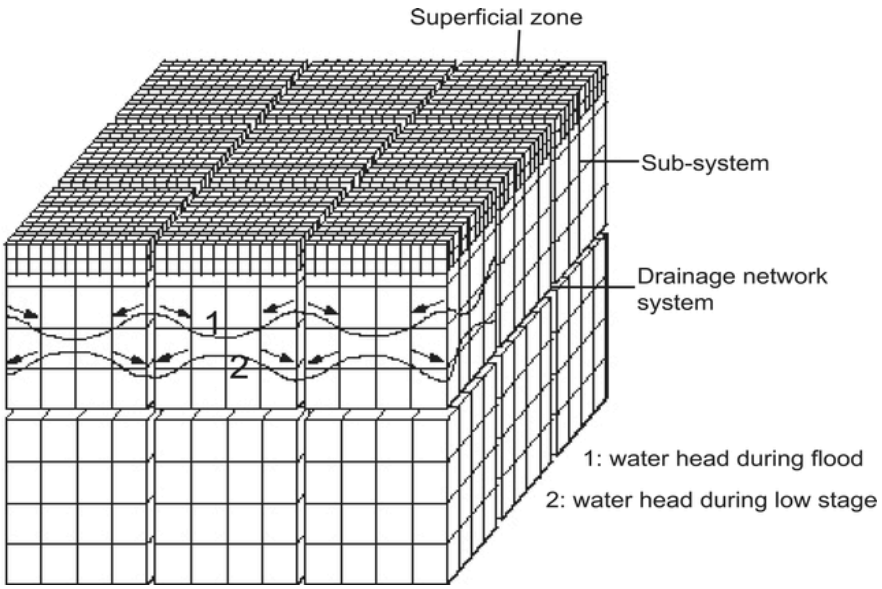


Figure 2- 3 : Schématisation d'un système karstique fracturé (Drogue, 1971).

Les deux derniers concepts ne sont pas incompatibles et en fonction du degré d'évolution atteint par les systèmes karstiques et de caractères régionaux propres à chaque système, il existe une multitude d'aquifères intermédiaires à partir de l'aquifère carbonaté originellement fissuré jusqu'à l'aquifère karstique évolué et hiérarchisé.

Plusieurs critères déterminent la spécificité des aquifères karstiques, parmi eux :

- de très forts contrastes de perméabilité au sein du réservoir,
- la possibilité de vitesses d'écoulement souterrain très élevées,
- l'hétérogénéité spatiale et temporelle des charges hydrauliques dans le milieu,
- l'hétérogénéité des roches encaissantes (distribution des fractures et des conduits, propriétés pétrophysiques de la matrice carbonatée),
- la non application de la loi de Darcy,
- les grandes variabilités du régime des sources en période de crues et de basses eaux.

L'hétérogénéité des propriétés pétrophysiques des roches carbonatées est l'une des causes de la variabilité spatiale et temporelle des charges hydrauliques des aquifères karstiques.
Le taux de résidence de l'eau qui y séjourne est beaucoup plus court qu'en aquifère poreux, du fait des perméabilités en grand de l'aquifère karstique. Il est généralement inférieur à un cycle hydrologique, et une part de l'eau peut circuler à travers l'aquifère en seulement quelques jours à quelques semaines (Bakalowicz, 1999). Toutefois une part de l'eau, contenue dans les vides moins bien connectés, peut résider plusieurs mois ou années.

En France, la répartition des roches carbonatées permet de considérer que le karst représente environ 30% à 40% de la superficie du territoire (Nicod, 1995), ce qui en fait des réserves exploitables à fort potentiel. Les drains profonds sont des cibles de choix pour les forages lorsqu'ils peuvent être localisés, et les débits exploitables peuvent atteindre des valeurs très importantes (1,3m^3/s à la source du Lez, Montpellier ; Cadilhac *et al.,* 2010).

L'évolution tectonique et géomorphologique des paysages français a induit une grande diversité de karsts (Fig.2-4 ; Nicod, 1995) :

- Les Causses présentent des morphologies karstiques typiques avec de hauts plateaux calcaires et dolomitiques, des grands réseaux et des rivières souterraines résultants d'une longue évolution polyphasée du karst.
- Les karsts des bassins sédimentaires (Bassin parisien, Bassin Aquitain) sont caractérisés par l'infiltration de cours d'eau provenant d'affleurements marneux (Meuse, Moselle), et sont fréquemment développés sous couverture (Périgord, Charente), ou dans la craie (Bassin parisien).
- Les karsts de montagne sont généralement localisés dans des massifs isolés au sein des Alpes et des Pyrénées en relation avec une activité tectonique récente (Chartreuse, Vercors…). Le relief important associé à l'abondance des eaux de pluie et de fonte des neiges, enrichies en CO2 provenant de l'humus des sols et des tourbières, résultent dans la formation des karsts les plus profonds avec des réseaux extrêmement développés.
- Les karsts périméditerranéens ont enregistré une évolution polyphasée depuis l'émersion au Crétacé qui a entraîné la formation des ocres et de la bauxite (Philip *et al.,* 1989). Le territoire Provençal par exemple, est dominé par les séries Mésozoïques carbonatées fracturées et plissées qui ont évolué en un paysage karstique caractérisé par des vallées sèches, des surfaces d'aplanissement karstifiées (lapiaz, poljes, avens), un réseau hydrographique superficiel peu dense, mais des rivières souterraines (Port-Miou et Bestouan) parmi les plus longues d'Europe. Le pourtour méditerranéen français montre également une concentration importante de réseaux noyés profonds tel que Port-Miou ou la Fontaine de Vaucluse, dont la spéléogenèse particulière a été attribuée à la crise de salinité messinienne (Audra *et al.,* 2004).

2.1.2 Contamination saline et typologie des karsts côtiers méditerranéens

L'intrusion saline dans les aquifères côtiers a été particulièrement étudiée dans les milieux poreux homogènes dans le but d'établir les modèles mathématiques et physiques de la zone de contact entre l'eau douce et l'eau salée. Ces modèles sont basés sur des lois (Ghyben, 1888 ; Herzberg, 1901 ; Reilly et Goodman 1985) qui déterminent la dynamique et la géométrie de l'intrusion de l'eau de mer en biseau sous la nappe d'eau douce avec une zone de transition (Fig.2-5A). Ces modèles sont couramment appliquées pour prédire les conséquences du pompage d'eau douce en zone côtière et adapter une gestion particulière dans des territoires où le développement économique est limité par le manque d'eau (Espagne, Italie, Grèce, Turquie).
Dans les aquifères karstiques, dont la spécificité est la grande hétérogénéité à toutes les échelles, les modèles mathématiques ne sont pas universels, car chaque système karstique a un fonctionnement spécifique et le contraste de perméabilité entre les conduits karstiques et la matrice poreuse et fracturée engendre des écoulements complexes, comprenant deux voire trois systèmes (Martel 1910, 1927 ; Drogue, 1974 ; Kiraly, 1975 ; Teutsh & Sauter, 1991 ; Mangin, 1975, 1982).

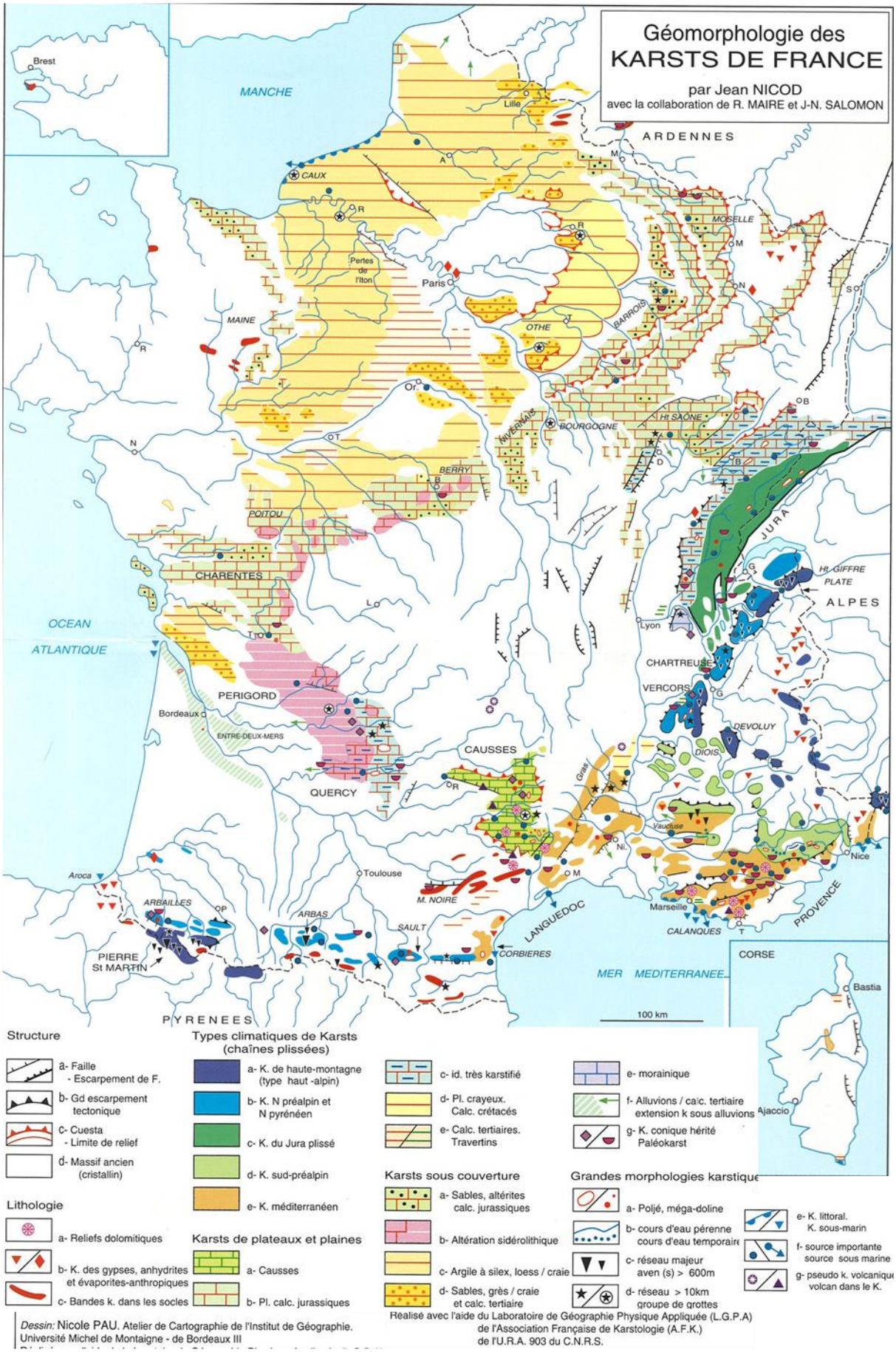


Figure 2- 4 : Carte géomorphologique des karsts de France (d'après Nicod, 1995).

Cette complexité se retrouve dans l'intrusion saline au sein des karsts côtiers (Arfib, 2001). La distribution d'eau de mer peut être très variable en fonction du développement des conduits sous le niveau marin et de leur connectivité aux sources ou à la mer.

Deux types de contaminations salines sont décrits dans la littérature (Arfib, 2001):

- une contamination saline diffuse par la matrice calcaire perméable (Fig.2-5 A et B)
- une contamination saline directe par les conduits karstiques (Fig.2-5C)

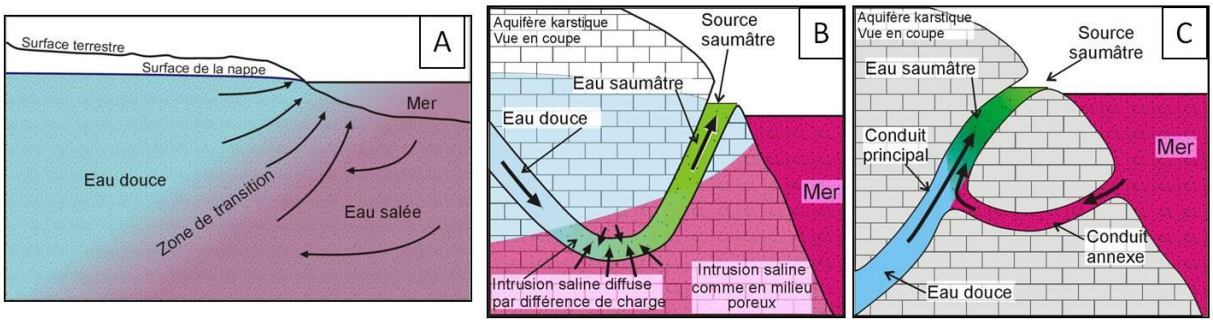


Figure 2- 5 : (A) Coupe théorique à travers un aquifère libre homogène côtier montrant la zone de transition et les directions d'écoulement des deux fluides (d'après Reilly & Goodman, 1985, modifié). (B) Coupe schématique d'une source polluée par une intrusion d'eau de mer diffuse en profondeur dans le conduit. (C) Coupe schématique d'une source polluée par une intrusion d'eau de mer par un conduit profond connecté au système (d'après Arfib, 2001).

Localement, l'intrusion saline se fait directement à partir de la source sous-marine sous la forme d'une langue d'eau salée plus dense fluant au plancher de la galerie karstique, ce qui a justifié la construction d'un barrage souterrain à Port-Miou (Potié, 1974) dans le but d'exploiter l'eau douce en amont du barrage. Cet ouvrage, bien qu'ayant fait chuter la valeur de la salinité dans le conduit, ne l'a pas totalement annulé, ce qui laisse supposer qu'un mécanisme d'intrusion saline supplémentaire se produit dans l'aquifère (Blavoux *et al.*, 2004).

De nombreuses sources côtières et sous-marines existent sur les côtes méditerranéennes karstiques (Stringfield et Legrand, 1971 ; Paloc et Potié, 1973 ; Gilli, 1999 ; Fleury, 2007). Elles ont pu se développer lors de niveaux marins plus bas qu'actuellement, ou déplacées à la faveur de mouvements tectoniques. Les karsts sous-marins sont habituellement connus lorsque les sources sous-marines à leur exutoire produisent de l'eau douce et deviennent une ressource potentielle pour les régions voisines. Les figures 2-6 et 2-7 représentent la localisation des principales sources karstiques côtières nord-méditerranéennes et une classification basée sur la perméabilité de l'encaissant rocheux, la structure de l'aquifère, l'intrusion saline et l'exploitation.
Le long des côtes espagnoles à italiennes, une trentaine de sources karstique côtières sont étudiées pour leur exploitation (Fig. 2-7). Environ 70% de ces sources sont soumises à une intrusion saline, qui peut être variable ou saisonnière. Un peu plus de la moitié de ces sources sont exploitées bien que parmi elles les trois quarts sont soumises à une intrusion saline.
Ces valeurs varient pour la Méditerranée nord-orientale, où les sources côtières sont presque systématiquement soumises à une invasion marine (90% des cas), rarement dépendantes du climat ou des saisons. Ces sources sont exploitées plus largement que dans nos régions, et la quasi-totalité de ces sources exploitées sont soumises à une intrusion saline (95%).

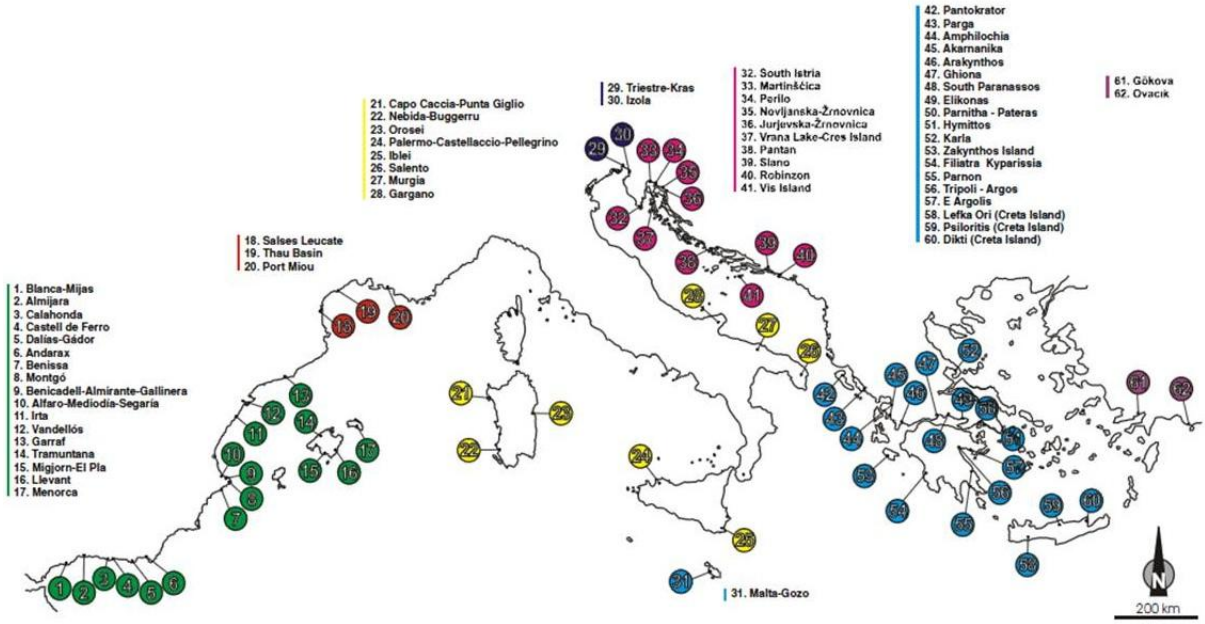


Figure 2- 6 : Localisation des principales sources karstiques côtières nord-méditerranéennes (d'après COST Action 621, 2005)

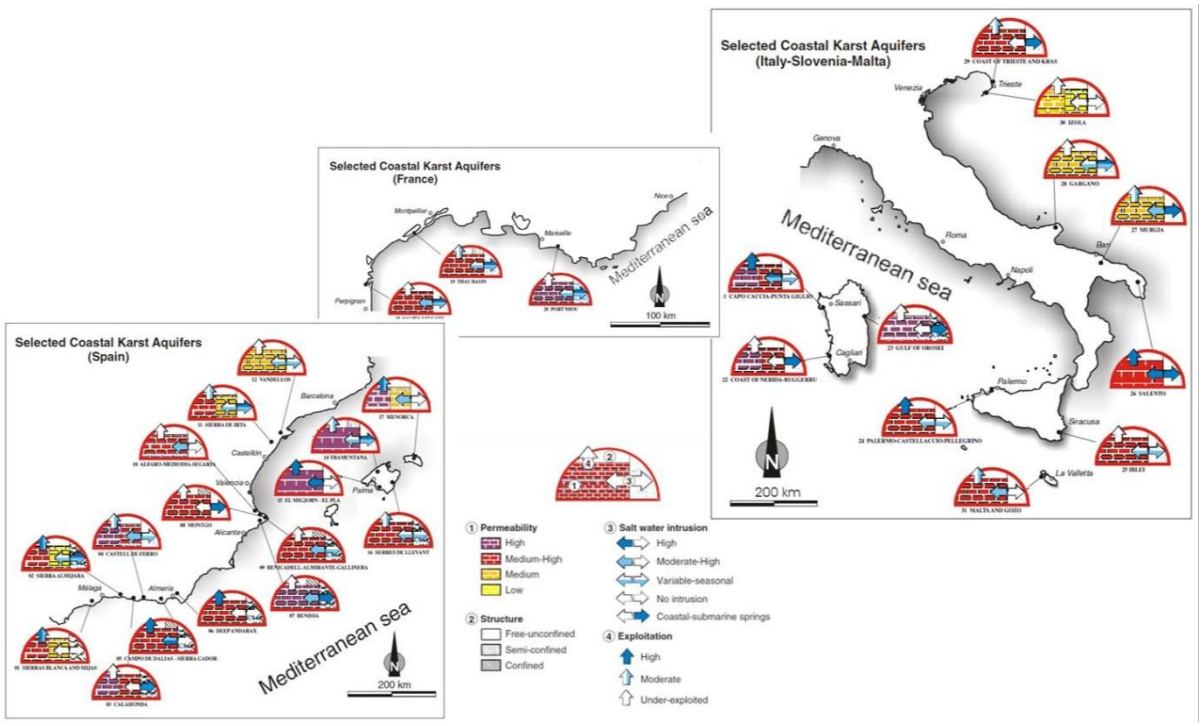


Figure 2- 7 : Représentation graphique du comportement hydrogéologique général des sources karstiques côtières de Méditerranée nord-occidentale (d'après COST Action 621, 2005).

2.2 Réponse des karsts aux oscillations du niveau de base

2.2.1 La notion de niveau de grottes

La notion de niveau de grottes horizontales est étroitement liée à celle de niveau de base. En effet, sans un contrôle structural, l'étagement de niveaux de grottes dans le karst est considéré dans la littérature comme une conséquence de l'évolution du niveau de base (Fig. 2-8 ; Palmer, 1987 ; Audra, 1994 ; Mocochain *et al.,* 2006a). Cette évolution du niveau de base est elle-même soumise à un contrôle eustatique et/ou tectonique. Dès lors que des niveaux horizontaux de grotte sont identifiés, ils deviennent des marqueurs de l'évolution du niveau de base, et peuvent ainsi permettre de reconstituer un signal géodynamique régional.

Pour parvenir à ce résultat il faut procéder à une série d'analyses intermédiaires :

- Connaître la chronologie relative de l'étagement des niveaux de grottes.
- Etablir une corrélation entre un ou plusieurs niveaux de grotte et un ou plusieurs marqueurs de surface. Cette étape permet de rattacher le karst à l'évolution géodynamique régionale, mais pose déjà des limites, dans la mesure où les étages du karst se trouvent rattachés à une histoire géologique qui n'est pas exempte de lacunes. En revanche, si la chronologie relative extraite du karst s'avère compatible avec l'évolution des niveaux de surface, le karst devient à son tour un référentiel pour étudier la géodynamique régionale (Mocochain *et al.,* 2006a,b, 2009). Dans cette perspective, parvenir à dater de manière absolue un niveau de grotte, revient à dater une ou plusieurs grandes phases de l'évolution géodynamique régionale (Tassy, 2008 ; Tassy *et al.,* accepté).
- Rechercher du matériel sédimentaire souterrain déposé pendant la phase de formation des niveaux de grotte. Lorsqu'une grotte se forme au contact du niveau de base, elle peut enregistrer cette phase par le dépôt de sédiments liés à son fonctionnement hydrologique. En fonction de la nature de ces sédiments (marins ou fluviatiles), il peut être possible de les dater en livrant un âge absolu (cosmonucléides ^{26}Al / ^{10}Be : Granger *et al.,* 1997) ou un âge relatif (détermination de la microfaune, Martini, 2005 ; magnétostratigraphie : Audra *et al.,* 2001).

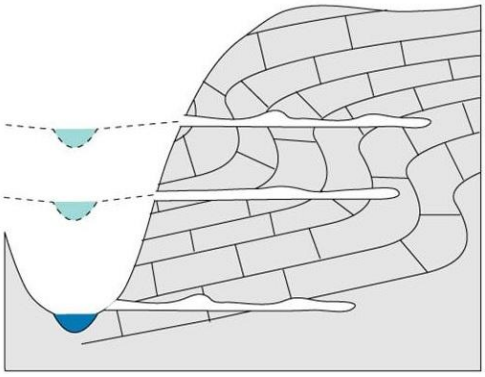


Figure 2- 8 : Etagement des niveaux de grottes en relation avec les variations du niveau de base (Mocochain, 2007).

2.2.2 Modèles de creusement du karst

Les récents travaux sur les karsts méditerranéens ont proposé deux modes de creusement des grottes : les grottes creusées par les eaux d'infiltration provenant d'un plateau karstique en amont et les grottes creusées par l'infiltration d'un cours d'eau de surface dans le karst (Mocochain *et al.,* 2006c).

Le premier mode de creusement donne lieu à des réseaux hiérarchisés qui s'organisent depuis le plateau où l'eau s'infiltre par des conduits de très petites tailles jusqu'au niveau de base où l'eau ressort concentrée vers une émergence. Dans leur partie médiane et aval, ces réseaux se structurent aussi de manière horizontale lorsqu'ils arrivent au contact de la surface piézométrique du niveau de base (Fig.2-2).

Dans le second mode de creusement, la rivière opère des recoupements souterrains des méandres de son canyon (Fig. 2-9). Ces recoupements de méandre donnent lieu à des grottes systématiquement horizontales car leur développement est guidé par le plan d'eau de la rivière. En plus de leur horizontalité, ces grottes forment généralement d'importants vides souterrains (galeries pouvant dépasser les 20m de diamètre) dans lesquels sont piégés des sédiments allochtones, des plus grossier aux plus fins. Ces dépôts sont synchrones du fonctionnement de ce type de grotte (Mocochain *et al.,* 2009).

Ces deux modes de creusements sont complémentaires (Fig. 2-9). Cependant, les hypothèses divergent sur la chronologie de l'étagement des cavités.

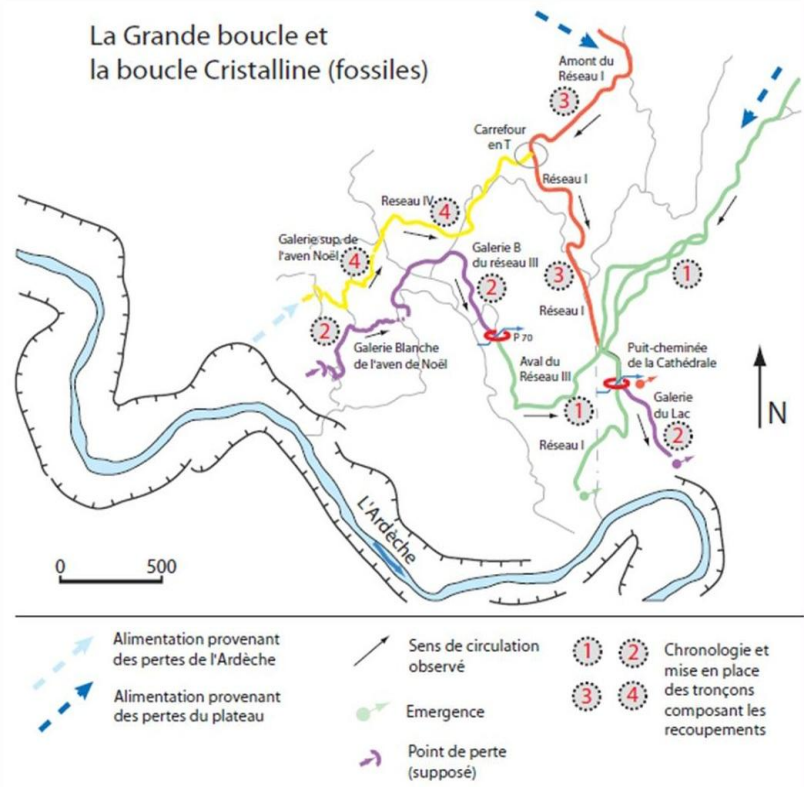


Figure 2- 9 : Chronologie de la mise en place des étages de la grotte de St Marcel (Ardèche) et des recoupements souterrains de méandres qui leur sont corrélés. Le processus se forme en deux temps : 1/suite à une première remontée du niveau de base le drainage provenant du plateau s'adapte par creusement d'un puits cheminée et /ou d'un drain horizontal calé sur la surface piézométrique (étapes 1 à 3) ; 2/le recoupement de méandre se forme en se raccordant à ce drainage provenant du plateau (Mocochain *et al.,* 2006c).

Traditionnellement les auteurs interprétaient l'étagement de ces niveaux de grotte comme une conséquence de l'abaissement du niveau de base. Ainsi, à chaque phase de chute du niveau marin, un niveau de grotte se trouvait perché et abandonné alors que se formaient de nouveaux réseaux au contact de la rivière ou de la côte. On parle alors de modèle de creusement *per descensum* du karst. Ce modèle de creusement (Fig. 2-10a) a été largement utilisé pour expliquer l'étagement des réseaux, y compris dans les karsts peri-méditerranéens (Guérin, 1973 ; Gombert, 1988 ; Belleville, 1985 ; Debard, 1997). Cette interprétation se heurtait à deux difficultés. En premier lieu, elle n'expliquait pas la forme des grands conduits verticaux qui ont été identifiés comme étant des puits cheminées dans les gorges de l'Ardèche (Fig. 2-10b ; Mocochain *et al.*, 2006c), c'est à dire des conduits dans lesquels l'eau circule de bas en haut (Chevalier, 1944 ; Rodet, 1992 ; Camus, 2003 ; Bigot, 2004;). Seconde difficulté, l'altitude des niveaux de grotte ne correspondait pratiquement jamais avec les terrasses quaternaires qui marquent les stades d'incision des vallées. Les travaux de Mocochain (2007) sur l'étagement des grottes en Ardèche ont montré une autre logique, inverse à la précédente, dite *per ascensum*, c'est à dire un étagement des grottes du bas vers le haut. Bien que ces deux hypothèses soient différentes, elles ne s'opposent pas car elles correspondent à des karsts évoluant dans des conditions géodynamiques différents. Dans les karsts méditerranéens, cette dynamique est le résultat de plusieurs remontées du niveau de base ayant eu lieu au Pliocène et qui sont une conséquence de la crise de salinité messinienne (Audra *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2006b).

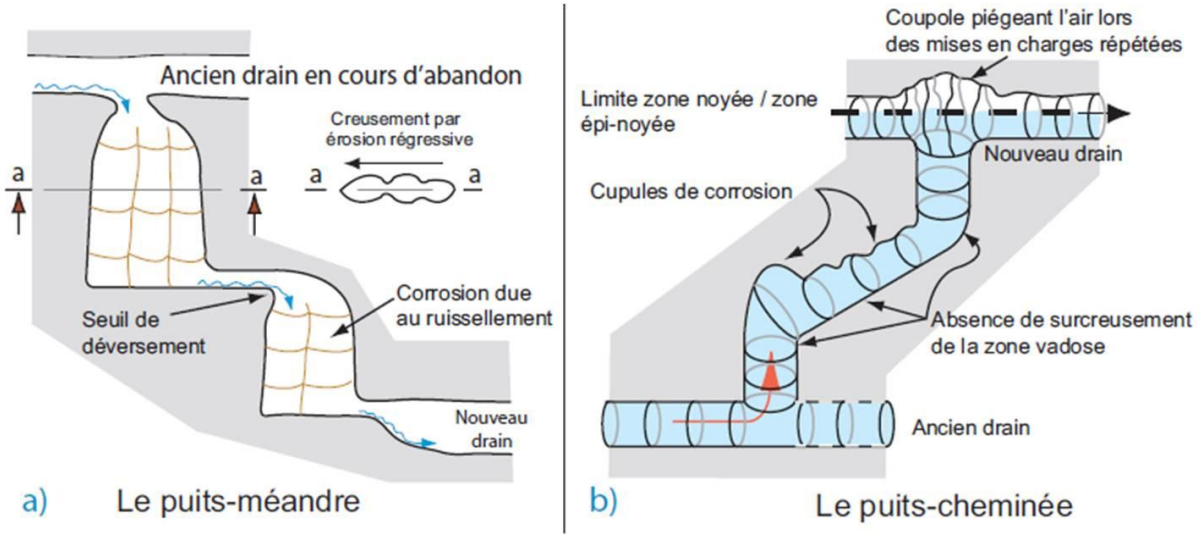


Figure 2- 10 : Les deux exemples de puits. a/ de type *per descensum* (puits-méandre) , b/ de type *per ascensum* (puits-cheminée), d'après Mocochain *et al.*, 2006c.

En effet, sur tout le pourtour méditerranéen un nombre important de réseaux phréatiques profonds et de sources vauclusiennes sont développés à des altitudes plus basses que les variations glacio-eustatiques du Quaternaire, mais sont en revanche corrélables aux niveaux de base Messinien et Pliocène (Fig. 2-11). En effet, après la période de chute drastique du niveau marin au Messinien (5,96 – 5,32 Ma), le développement du karst *per ascensum* est contrôlé pendant 3 Ma par les remontées successives du niveau de base jusqu'à la fin du Pliocène (1,8 Ma). Cette spéléogénèse montre que le développement du karst n'est pas réduit à la période de crise, mais

prolonge ses effets durant tout le Pliocène et le Quaternaire. D'après la Fig.2-11, les karsts profonds de Provence et des Causses ne semblent pas directement reliés à des rias pliocènes.

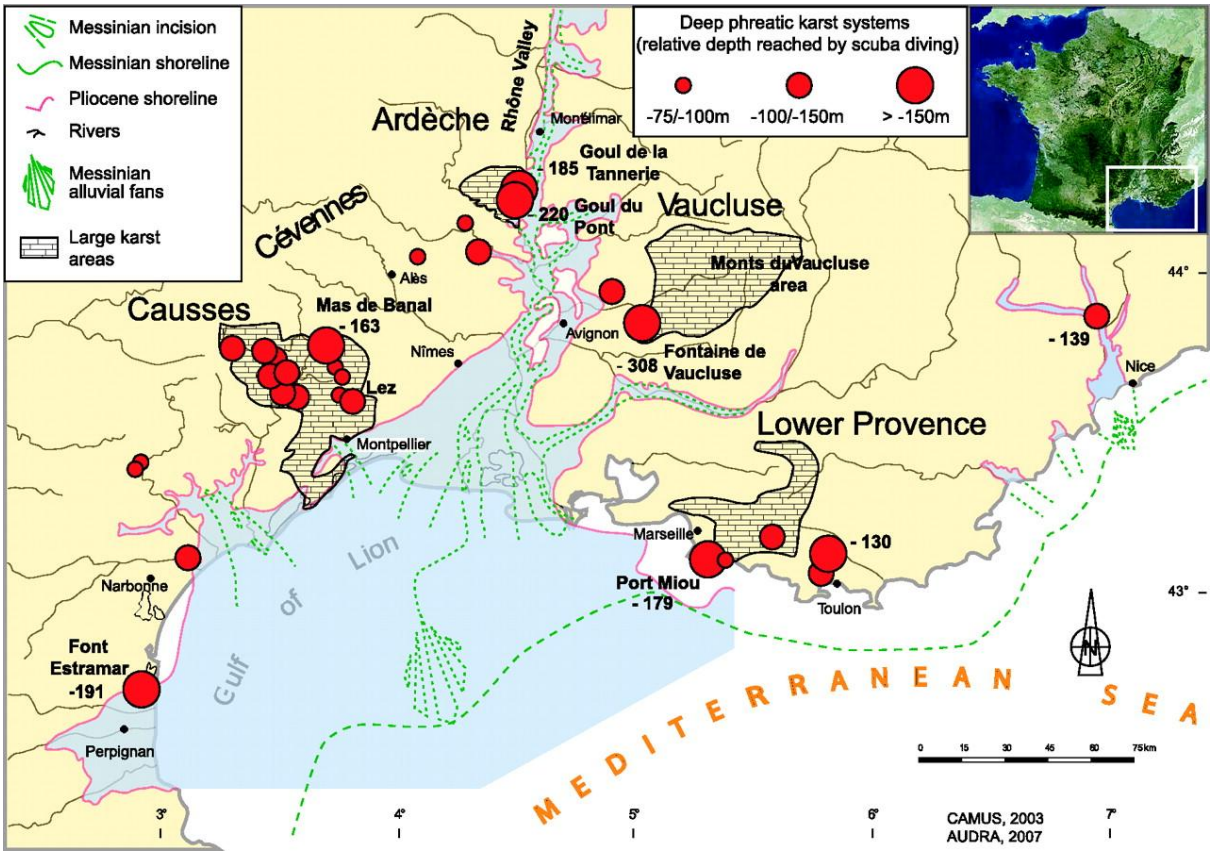


Figure 2- 11 : Localisation des systèmes phréatiques profonds du pourtour méditerranéen comparés aux canyons messiniens et aux rias pliocènes (Mocochain *et al.*, 2011).

2.2.3 Méthodologie de caractérisation de la karstification

La spéléogenèse d'une région donnée est directement dépendante des variations de son niveau de base, et donc des mouvements tectoniques et/ou eustatiques, c'est-à-dire la géodynamique régionale. De plus, un certains nombre de réseaux karstiques, trop étroits, noyés profonds, ou inconnus, ne sont pas accessibles directement à l'homme. C'est pourquoi il est pertinent de placer le karst dans un contexte de géodynamique de bassin afin d'étudier son évolution (Aunay et Le Strat, 2002 ; Dörfliger *et al.*, 2006; Mocochain *et al.*, 2006a,b). La méthodologie proposée par Aunay *et al.*, (2005) est une approche géologique qui repose sur ce positionnement du système karstique dans son contexte géodynamique régional, et permet de définir le cadre de son évolution au cours du temps (Fig. 2-12).

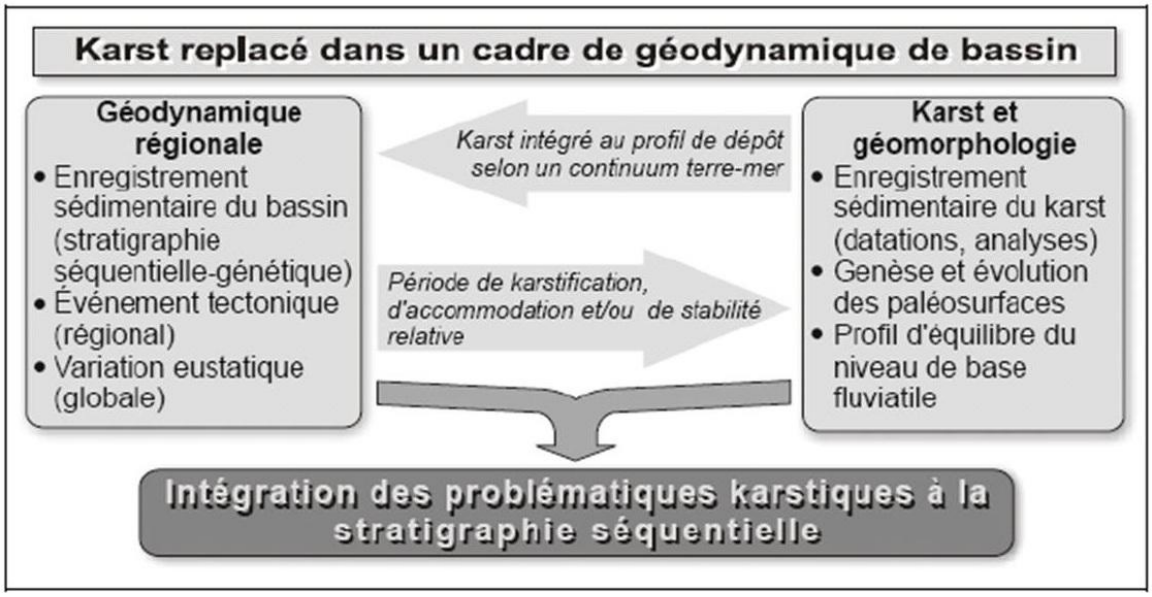


Figure 2- 12 : Schéma conceptuel de la méthodologie de caractérisation du développement de la karstification (Aunay *et al.*, 2005 *in* Dörfliger *et al.*, 2008).

Cette méthodologie repose d'abord sur la prise en compte des variations eustatiques globales, de l'histoire tectonique régionale et de l'enregistrement sédimentaire du bassin. Cette prise en compte de l'histoire géologique régionale va permettre de définir des périodes qui ont été propices à la karstification. Ensuite, l'étude géomorphologique des paléo-surfaces, des paléo-cours d'eau, et les datations de sédiments piégés dans les karsts vont permettre de reconstituer l'évolution paléogéographique de la région étudiée. Cette reconstitution est nécessaire pour identifier les périodes d'émersion favorables à la karstification, et le gradient topographique qui va contrôler la vergence des paléo-cours d'eau associés au drainage karstique, des paléo-exutoires et des reculées karstiques.

2.3 Genèse et fonctionnement des canyons sous-marins

Avant-propos :
Cette partie présente une synthèse des connaissances sur les canyons sous-marins, depuis les premières explorations aux connaissances d'aujourd'hui. Les différentes hypothèses de genèse des canyons sous-marins, leur classification, la géomorphologie dynamique des canyons, et l'intérêt de les étudier sont discutés dans ce chapitre. Cet état des connaissances permet de poser les bases essentielles à la compréhension des canyons sous-marins, et de savoir si des relations avec le karst sont possibles, étape nécessaire avant la réalisation des objectifs de la thèse.

2.3.1 Définition

Les canyons sous-marins sont des vallées encaissées qui incisent profondément les marges continentales (jusqu'à 4000 m dans le canyon de Great Bahama, décrit pour la première fois par Andrews *et al.,* 1970) depuis le plateau ou le sommet de la pente jusqu'au glacis où le relief s'adoucit rapidement (Shepard, 1963, 1981). Ils jouent un rôle prépondérants de drains et de collecteurs des sédiments terrigènes qui alimentent les éventails sédimentaires profonds (ou *deep-sea fans*). Leur ressemblance avec les systèmes fluviatiles continentaux, (présence d'un cours principal au tracé rectiligne ou sinueux et d'affluents hiérarchisés) a été à l'origine de controverses importantes sur leur origine (Shepard, 1981 ; Canals *et al.,* 2006 ; Pratson *et al.,* 2009).

Le profil en long des canyons a une forme concave qui imite en l'exagérant le profil d'équilibre des cours d'eau. Il est divisé en trois parties principales (Fig. 2-13 ; Reading et Richards, 1994) :

– **le cours supérieur ou la tête du canyon** correspond généralement à une morphologie évasée, creusée en bordure de plate-forme, ou parfois entaillant profondément le plateau, comblée ou non par des sédiments.

– **le cours moyen**, fortement incisé, est limité sur ses bordures par des escarpements raides et est le siège de processus gravitaires jouant un rôle érosif important.

– **le cours inférieur** correspond au début du glacis continental, où le relief s'estompe rapidement sous l'accumulation de décharges sédimentaires parfois dispersées par les courants de contour ; des constructions sédimentaires en forme de lobes peuvent lui succéder en aval, constituant des deltas profonds, ou *deep-sea fans*.

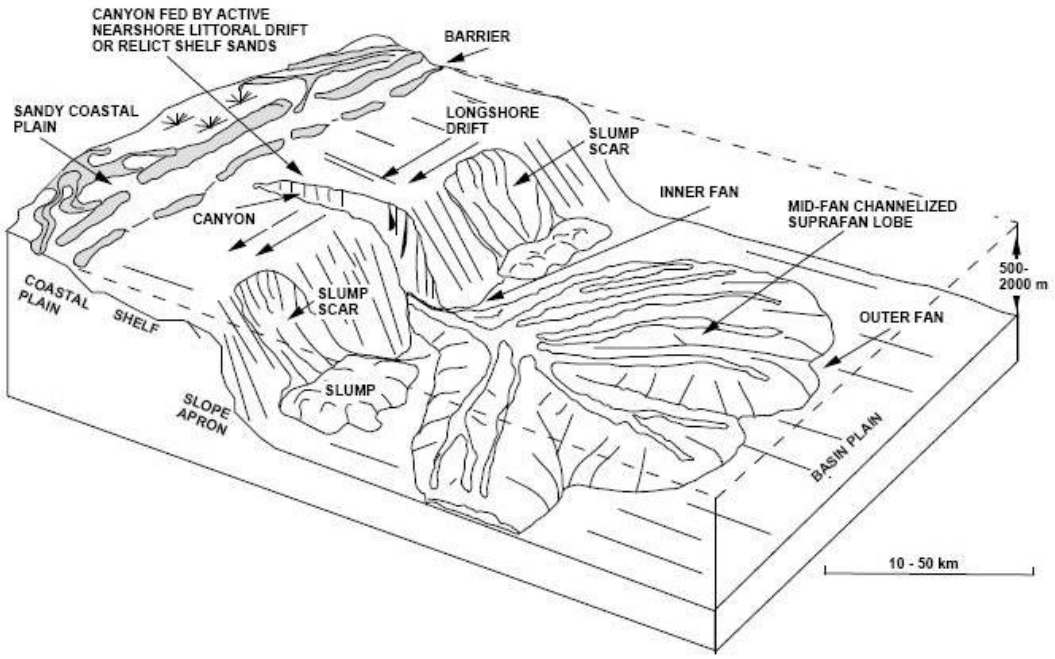


Figure 2- 13 : Physiographie d'un canyon sous-marin et du système sédimentaire clastique associé (d'après Reading et Richards, 1994).

2.3.2 Explorations des canyons sous-marins

Les canyons sous-marins ont été reconnus pour la première fois au XIX^{ème} siècle (Dana, 1863), mais il faut attendre la fin du XXème siècle pour les premières cartographies détaillées, avec les avancées technologiques des plongées en bathyscaphes et de la géophysique. Dans les années 1930, l'apparition des premières méthodes de sondage sonore et ultrasonore ont permit les levés bathymétriques des canyons provençaux (restés secret militaire jusqu'en 1945), ceux du Capbreton et de la côte Est des Etats-Unis (Gennesseaux, 2012). Dans les années 1970, les prises de vues photographiques par déclenchement automatique de caméras suspendues à des câbles (troïka de J.-Y. Cousteau), puis les plongées en submersible (Angelier *et al.,* 1977, 1978), ont permis l'observation directe des canyons par les géologues marins, et la possibilité d'échantillonnages ciblés. A ce moment là, les géologues ont mis en évidence que des évènements exceptionnels de type torrentiels devaient se produire dans le lit des canyons avec l'observation de nombreux blocs épars ou en éboulis sur les fonds, des réseaux de stries et *ripple marks* parallèles, des ravinements en « *gullies* » sur les flancs, des rides de courant dans les dépôts sableux, et des bancs polis par le courant (Fig. 2.14 et 2.15 ; Angelier *et al.,* 1977, 1978).
Aujourd'hui grâce à la mise au point de technologies de plus en plus performantes, et en particulier l'adaptation au domaine civil de techniques développées pour les applications militaires, tels les sonars latéraux, les systèmes de radiopositionnement, ou les sondeurs de sédiments, mais également la sismique réflexion 3D, les géologues sont dotés d'outils permettant de visualiser avec précision l'état de surface des fonds marins, ouvrant de nouvelles perspectives dans la compréhension de la morphologie des canyons et de leur évolution (Fig. 2-16 et 2-17).

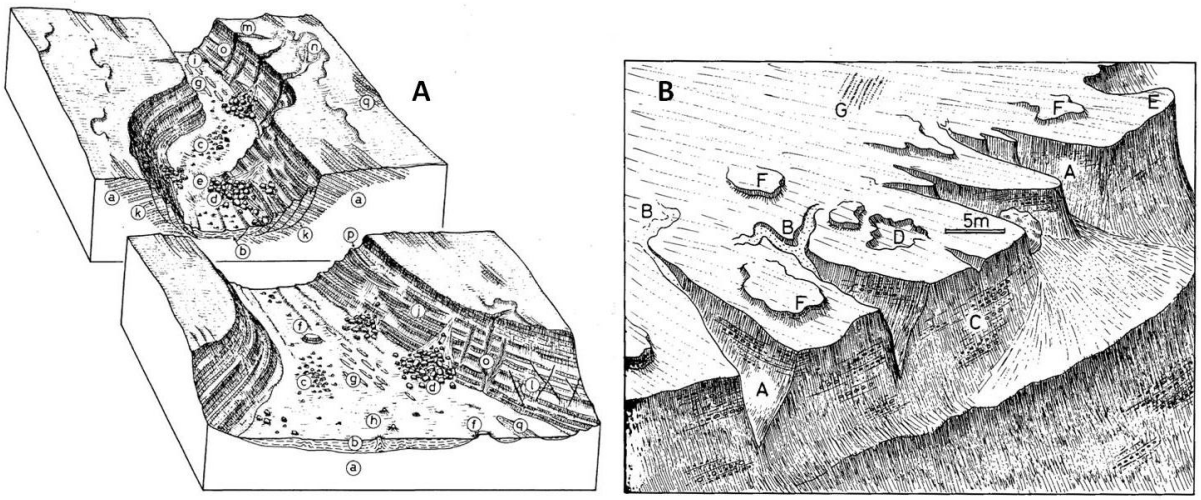


Figure 2- 14 : Blocs diagrammes synthétiques illustrant les principales observations effectuées dans les canyons des Stoechades et de Saint-Tropez lors des plongées de la soucoupe Cyana. entre 1 500 et 2 000 m. A/ : *a. série oligo-aquitanienne; b, Pléistocène; c, blocs épars ou groupés sur le fond du canyon; d, éboulis et chaos de blocs au pied des versants; e, seuil; f, buttes-témoins; g, rides de courant; h, structures attribuées à des diapirs vaseux; i, cavernes; j, ressauts lithologiques; k, gradins de failles panaméennes; 1, faille d'origine tectonique; m, entailles, gorges; n, rigoles; o, ravins; p, crevasses d'arrachement; q, affleurements épars hors du canyon.* (Angelier *et al.,* 1977). *B/ A, ravin ; B, rigoles ; C, ressaut lithologique ; D, arrachement ; E, falaise ; F, butte témoin ; G, réseau de stries* (Angelier *et al.,* 1978).

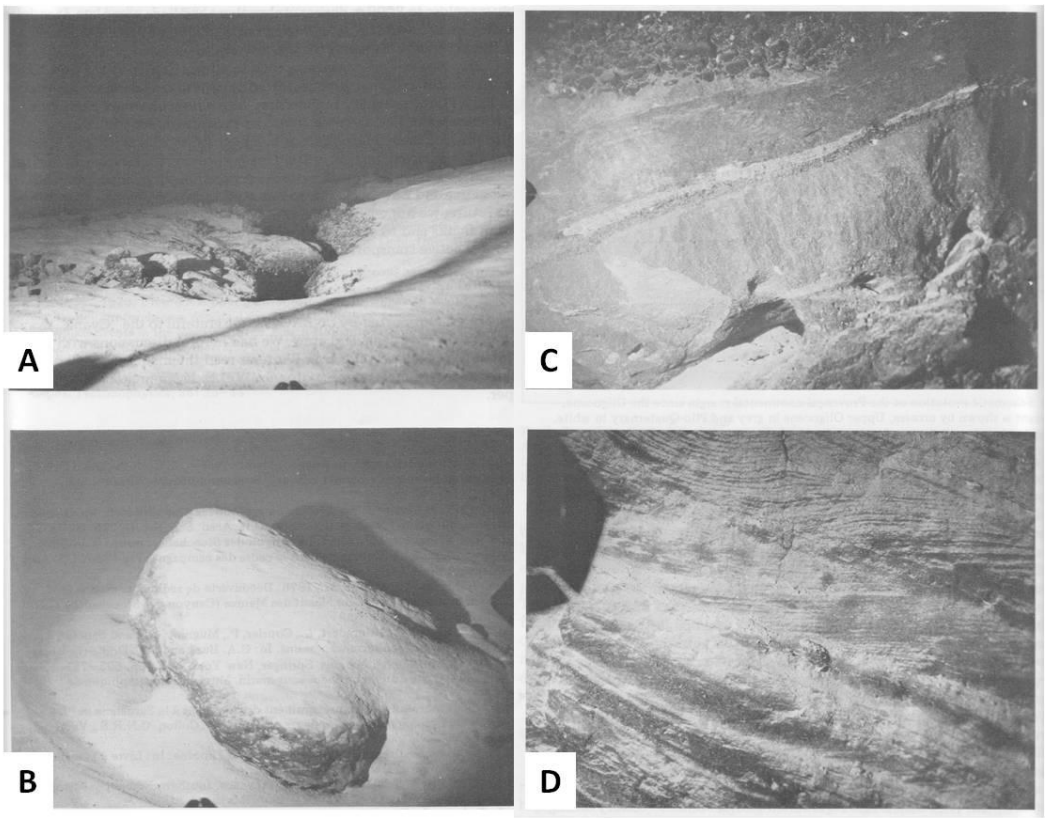


Figure 2- 15 : Photographies prises lors des plongées en submersible du groupe Estocade. A : rigole; B : affleurement montrant des lithologies variées avec un banc de galet au sommet; C : un bloc épars ensablé ; D : érosion différentielle et réseaux de stries sur un versant de canyon (Angelier et al. 1978).

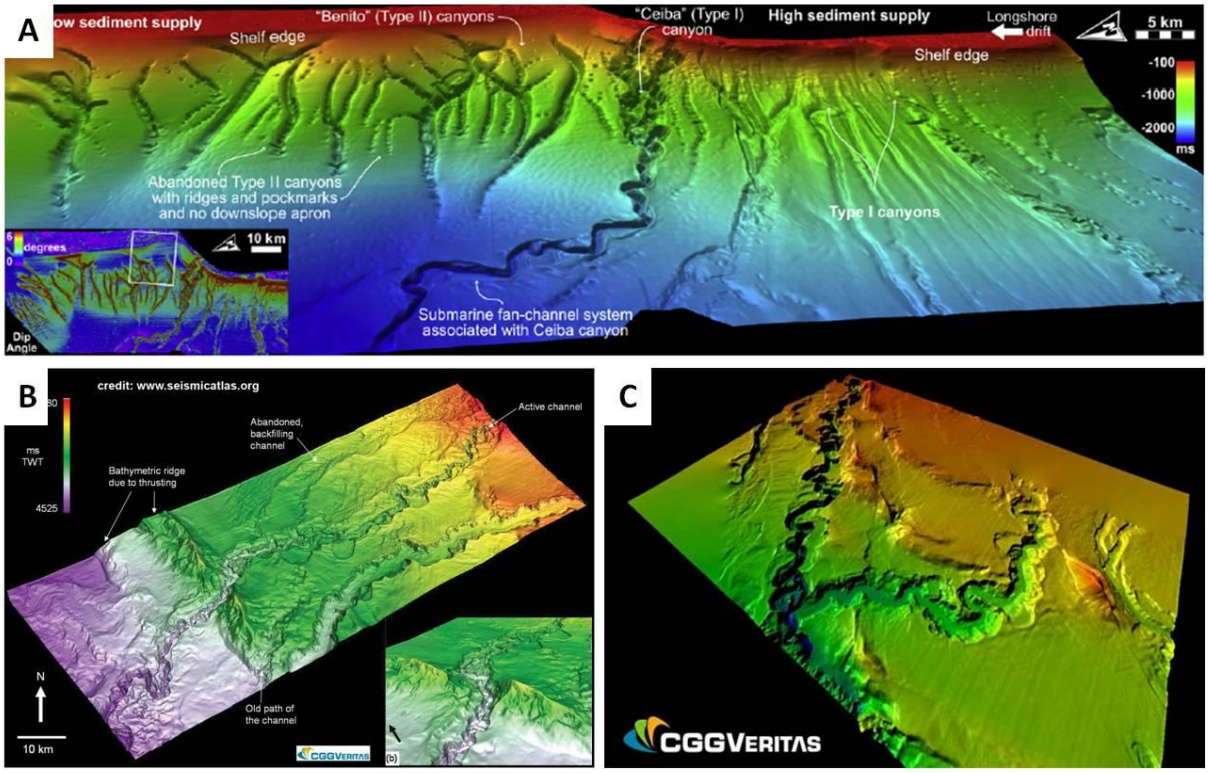


Figure 2- 16 : Cartes du fond marin en temps (ms TWTT) illustrant des canyons sous-marins interprétées d'après des données de sismique réflexion. A : Canyons sous-marins au large de la Guinée Equatoriales (Jobes *et al.*, 2010) ; B et C : Canyons sous-marins au large du delta du Niger (d'après Virtual Seismic Atlas http:// www.seismicatlas.org).

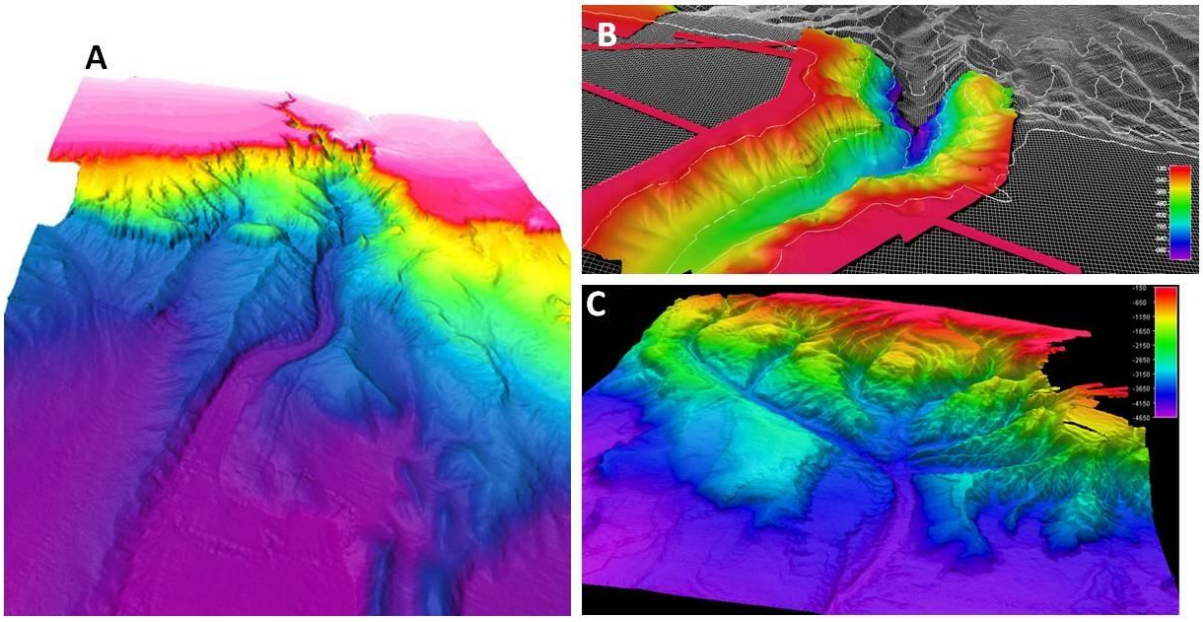


Figure 2- 17 : Cartes de bathymétrie multifaisceaux haute résolution de canyons sous-marins. A : Visualisation 3D du canyon de Nazare sur la marge ouest du Portugal. L'échelle de couleur montre des profondeurs allant de -50 m (en rouge) jusqu'à -5000 m (en violet) dans la plaine abyssale ibérique. La longueur du canyon est d'environ 100 km ; source : http://noc.ac.uk/science-technology/earth-ocean-system/seafloor/submarine-canyons B : Image au sonar multifaisceaux du canyon de Norfolk sur la côte est des Etats-Unis orientée dans l'axe du canyon de la tête (en bas à gauche) à l'embouchure (en haut) source : http://deepwatercanyons.wordpress.com/. C : Visualisation 3D du canyon de Whittard au sud-ouest de l'Irlande. L'échelle de l'image est d'environ 100 km de large ; source : http://noc.ac.uk/science-technology/earth-ocean-system/seafloor/submarine-canyons.

2.3.3 Genèse des canyons sous-marins

L'existence des canyons-sous-marins sur les marges continentales est classiquement expliquée par trois types de processus d'érosion : « du haut vers le bas » (Angelier *et al.,* 1978), « du bas vers le haut » (Berné *et al.,* 2001), ou à l'air libre (Boucart, 1935).

- Erosion du haut vers le bas : cette interprétation est fondée sur la continuité entre l'embouchure de certains fleuves, leur vallée incisée durant les bas niveaux eustatiques sur la plate-forme continentale et le canyon sur la pente continentale. Le creusement des canyons s'effectue lors d'une phase d'émersion, avec incision de la pente continentale par ces fleuves. Une telle émersion en Méditerranée s'est produite lors de la crise de salinité messinienne, qui est associée à une chute du niveau marin de plus de 1500 m (Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan, 1976; Clauzon, 1982; Réhault *et al.*, 1984). La crise de salinité messinienne a eu des conséquences morphologiques et sédimentaires sur le bassin méditerranéen et ses marges. Cette crise est marquée par deux signatures, l'une en mer, de nature sédimentaire, les évaporites messiniennes ; l'autre à terre, de nature essentiellement érosive : la surface d'érosion messinienne avec sa morphologie extrême au droit des fleuves et les canyons messiniens (Clauzon, 1982). Toutefois, la morphologie actuelle des canyons ne correspond pas forcément à ces canyons messiniens. Ces derniers ont pu être refaçonnés par des remplissages sédimentaires postérieurs puis érodés par des courants de turbidité subaquatiques. Ces phénomènes géologiques majeurs sont assimilés à des avalanches sous-marines érodant et transportant d'importants volumes sédimentaires vers les fonds marins (Savoye *et al.,* 1997).

- Erosion du bas vers le haut : cette interprétation s'appuie sur la formation de glissements initiés au niveau de la pente continentale qui évoluent vers l'amont en glissements régressifs (Fig. 2-18, phases 1a et 1b). Dans une phase ultérieure, ces incisions se connecteraient à des sources sédimentaires situées sur le rebord de plate-forme, et les courants de turbidité deviendraient alors le processus majeur de creusement du canyon. Il y aurait donc capture par ces glissements régressifs de l'embouchure des fleuves, le glissement servant au départ de chenal emprunté par les turbidites initiées en amont (Berné et Loubrieu, 2006).

Pour résumer, on peut considérer que les canyons sous-marins sont creusés en domaine immergé par l'effet combiné (Fig. 2-18) des déstabilisations de pentes entraînant des effondrements de parois, et d'autre part, du creusement du lit sous l'action de flux sédimentaires gravitaires provenant de la plate-forme, que ce soit les courants de turbidité (Shepard, 1981), ou les cascades sous-marines (Gaudin *et al.,* 2006). Les canyons méditerranéens n'échappent pas à ces phénomènes, car bien que leurs formes aient été probablement acquises ou accentuées durant la période messinienne, leur évolution postérieure résulte de ces facteurs sous-marins.

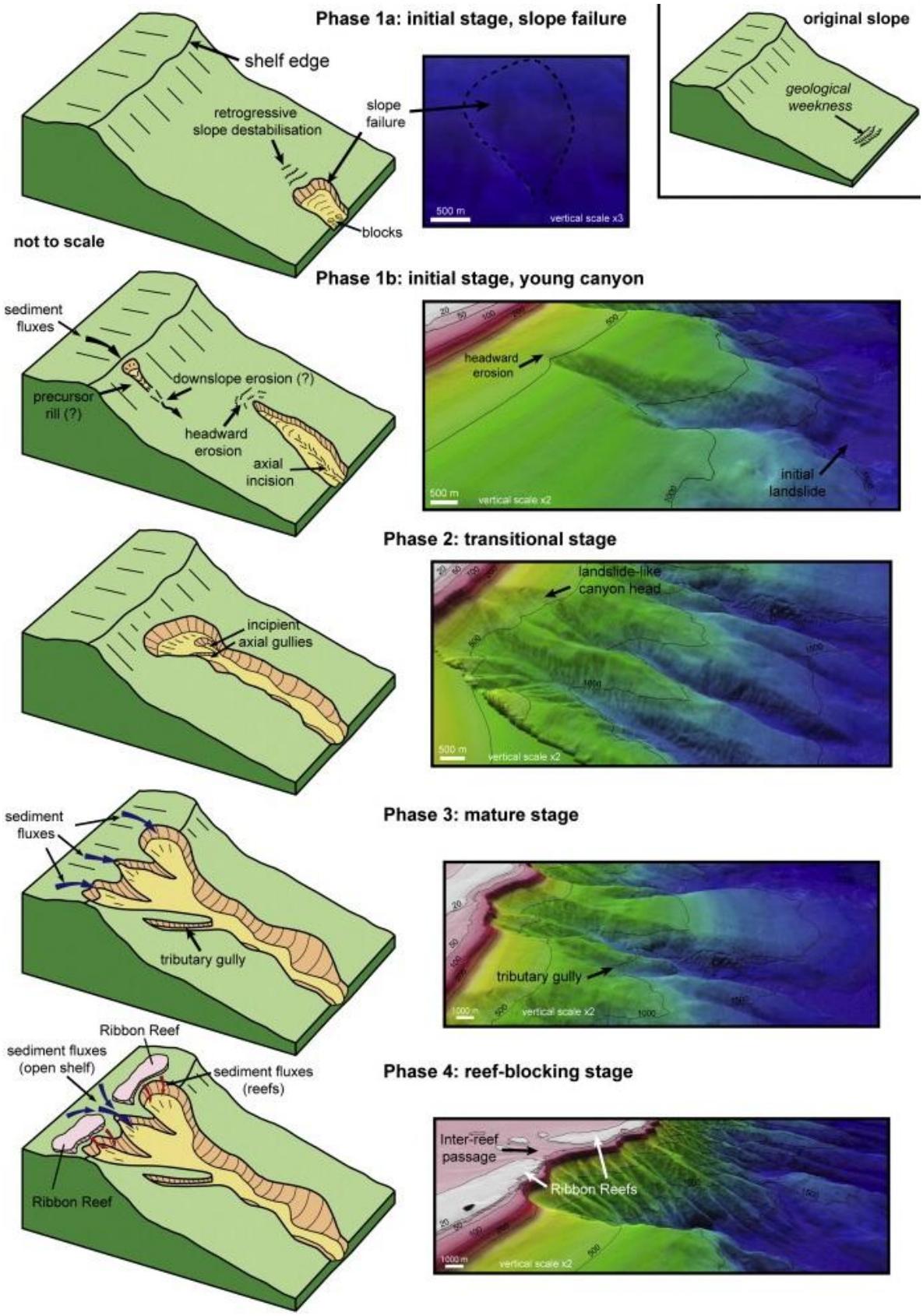


Figure 2- 18 : Modèle de genèse et d'évolution des canyons sous-marins basé sur l'exemple de la marge nord-est Australienne mettant en évidence l'influence de l'érosion régressive et des courants (D'après Puga-Bernabéu *et al.*, 2011).

2.3.4 Typologie des canyons sous-marins

Harris et Witheway (2011) ont étudié la répartition globale des grands canyons sous-marins. Ils ont réalisé l'inventaire des 5849 canyons sous-marins qui ont incisé les marges continentales du globe afin d'étudier leur distribution, le contexte géologique et océanographique dans lequel ils évoluent, et leur conservation. Ils ont réalisé une classification en trois grands types de canyons (Fig. 2-19 et 2-20):

- Les canyons de *Type 1* incisent le plateau continental et sont connectés à un système fluviatile sur le continent.
- Les canyons de *Type 2* incisent le plateau continental mais ne sont connectés à aucun système fluviatile sur le continent.
- Les canyons de *Type 3* n'incisent pas le plateau continental, mais seulement la pente.

Chaque type de canyon inclut un thalweg majeur et des affluents.
La figure 2-19 montre que les canyons sous-marins sont très courants sur La Terre et qu'ils incisent toutes les marges continentales et même les îles du Pacifique ou de l'Océan Indien. Une exception est à noter sur la marge sud brésilienne où une bande de 1000 km de long ne montre aucune trace d'incision.

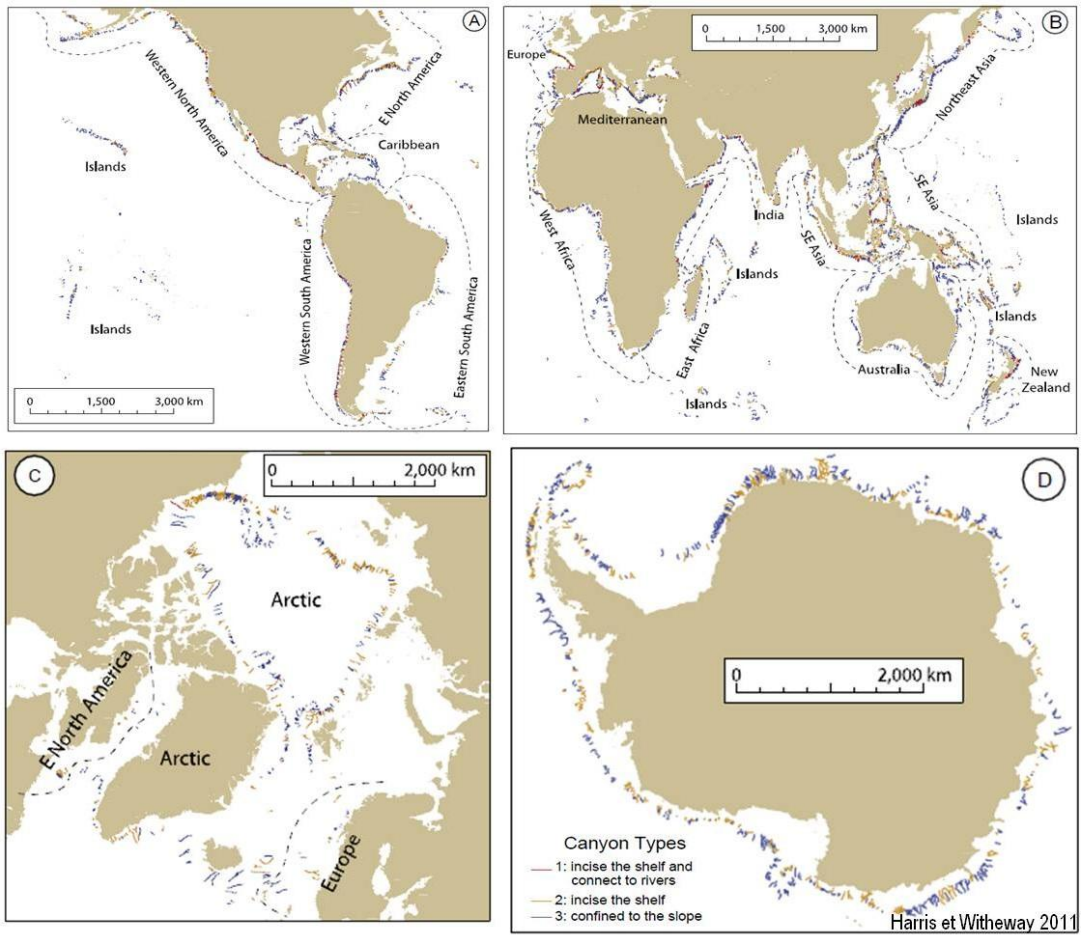


Figure 2- 19 : Cartes montrant la localisation de 5849 canyons sous-marins d'après les données bathymétriques ETOPO1 et leur classification selon Harris et Witheway (2011).

Pour chaque type de canyon, des statistiques ont été réalisées sur plusieurs paramètres morphologiques tels que leur longueur, la profondeur de la tête de canyon, la profondeur de l'embouchure du canyon, le dénivelé moyen, la pente moyenne, l'espacement entre deux canyons adjacents, le nombre d'affluents et la sinuosité.

- Le premier élément mis en évidence est la différence significative entre les canyons de marge active, contrôlées par des processus tectoniques et magmatiques, et les marges passives, dominées par les processus d'érosion et de sédimentation. Les canyons des marges actives sont globalement plus nombreux (+15%), plus courts, plus raides, moins espacés, et plus ramifiés que leurs homologues des marges passives. Des différences dans la morphologie et l'occurrence des glissements de terrain sous-marins avaient d'ailleurs été établies entre marges actives et marges passives (Mc Adoo *et al.,* 2000).

- Ensuite, les auteurs Harris et Witheway (2011) mettent en évidence des corrélations positives entre la pente des canyons et leur espacement. Plus les canyons sont pentus, plus ils sont proches les uns des autres. Les plus proches se situent en Méditerranée (14,9 km d'espacement moyen) tandis que les plus espacés se trouvent dans les régions polaires (42,9 km en moyenne en Antartique, 65,2 km en Artique). En revanche, l'espacement moyen n'est pas un facteur de discrimination des différents types de canyons car il est le même pour les *Types 1, 2* et *3* (soit 33 km environ).

- Les canyons des *Types 1* et *2* sont plus nombreux sur les marges actives (119 canyons) que sur les marges passives (34 canyons). Beaucoup sont localisés sur les marges ouest de l'Amérique, mais il n'y en a aucun en Antarctique. Ils sont préférentiellement localisés dans les zones géographiques qui exportent beaucoup de sédiments vers les marges (par le biais des fleuves ou des glaciers) que dans les zones où le transit de sédiments vers l'offshore est faible. Ces observations concordent avec le fait que certains canyons sont formés par des courants de turbidité.

- La longueur moyenne des canyons varie de 26,5 km en Méditerranée à 65,2 km dans l'Arctique. Les canyons les plus longs (80 km en moyenne) sont ceux associés à des cours d'eau à Terre (*Type 1*). Le canyon le plus long est le canyon de Bering en Alaska, il mesure 411 km de long (Normark et Carlson, 2003).

- Les marges continentales dont les pentes sont les plus abruptes ont les canyons les plus courts, c'est notamment le cas en Méditerranée, où la pente est très forte (6,5°), au dessus de la moyenne mondiale (5,1°), mais pas en Arctique, où les canyons sont longs et les marges très abruptes (7,3°).

- La région méditerranéenne possède les canyons les plus ramifiés, en moyenne 12,9 ramifications pour 100000 km^2 alors que la moyenne est nettement en dessous, 3,3/100000 km^2 pour les marges passives et 7,2/100000 km^2 pour les marges actives.

- Le dénivelé moyen des canyons est le plus important pour les canyons de *Type 1*, mais il est le plus faible en Méditerranée (1613 m en moyenne), et le plus fort en Australie (2363 m).

La conclusion de cette étude montre des différences significatives de la plupart des paramètres mesurés entre les canyons de marge active et ceux des marges passives (Fig. 2-21), mais aussi met en valeur des phénomènes régionaux tels ceux qui caractérisent les canyons méditerranéens (Fig. 2-20C). L'évolution des canyons peut être expliquée par des processus reliés aux trois types de canyons. Les canyons de type 1 et 2 vont évoluer sous l'action érosive de courants de turbidité, et/ou par érosion régressive à la tête des canyons. En revanche, les canyons de type 3 vont seulement se développer par érosion régressive puisqu'ils sont totalement indépendants des courants de turbidités provenant du plateau continental.

La Méditerranée apparaît comme une région généralement différente dans le développement de ses canyons. L'histoire récente du bassin méditerranéen expliquer vraisemblablement cette particularité avec l'évènement messinien (cf. partie 2.3.3), mais également les phénomènes tectono-sédimentaires (uplifts, et progradation des marges) depuis la fin du Miocène qui ont modifié ou comblé de nombreux canyons le long de sa marge nord (Bertoni et Cartwright, 2005. Ridente *et al.,* 2007).

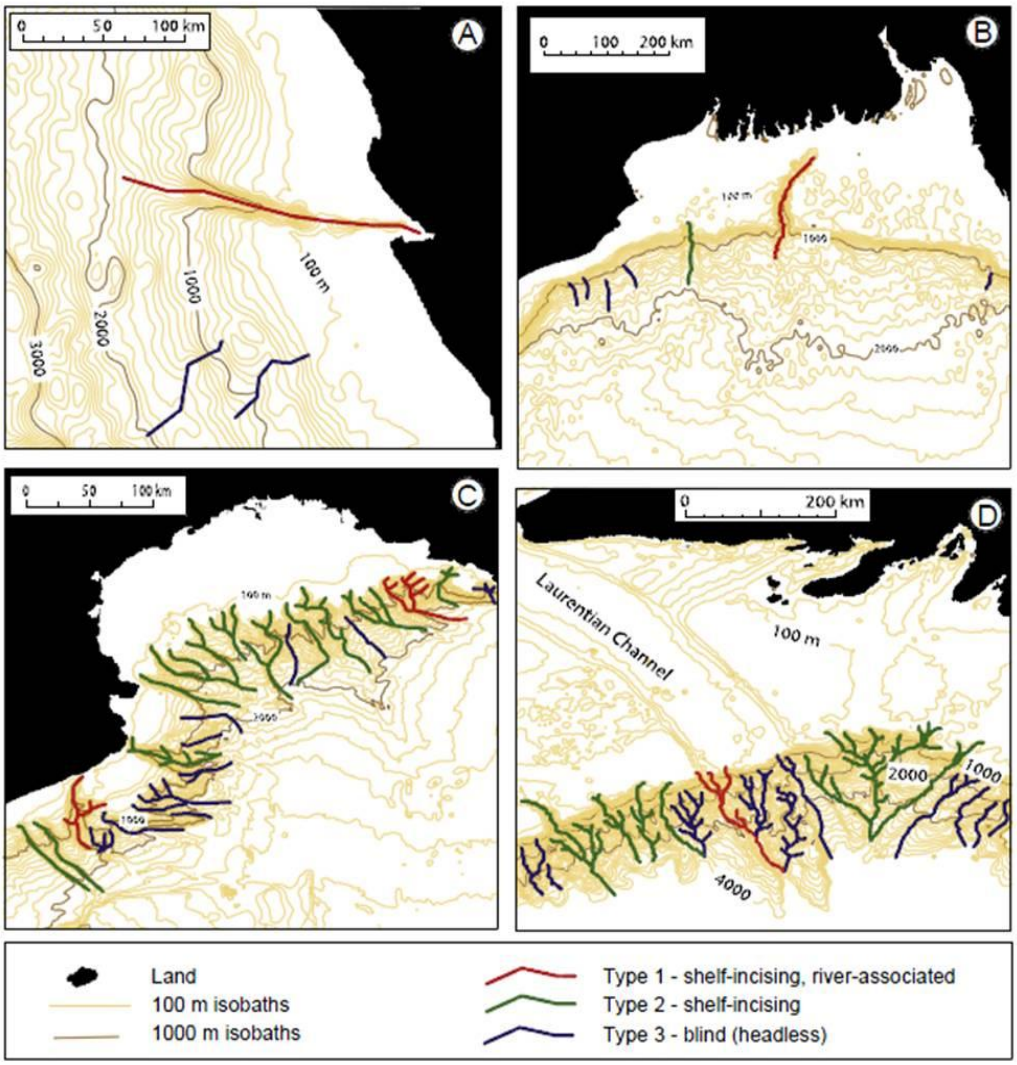


Figure 2- 20 : Exemples de données de bathymétrie ETOPO1 pour différentes régions. A : le canyon du Congo, relié au fleuve Zaïre, incise profondément le plateau continental et est isolé des autres canyons, 100 km plus loin. B : le canyon de Swatch-no-Ground, face à l'embouchure du Gange incise la marge et est également isolé des autres canyons. C : la marge du Golfe du Lion présente les trois types de canyons, espacés de moins de 10 km. D : De nombreux canyons du chenal laurentien incisent la marge canadienne. (D'après Harris et Witheway, 2011).

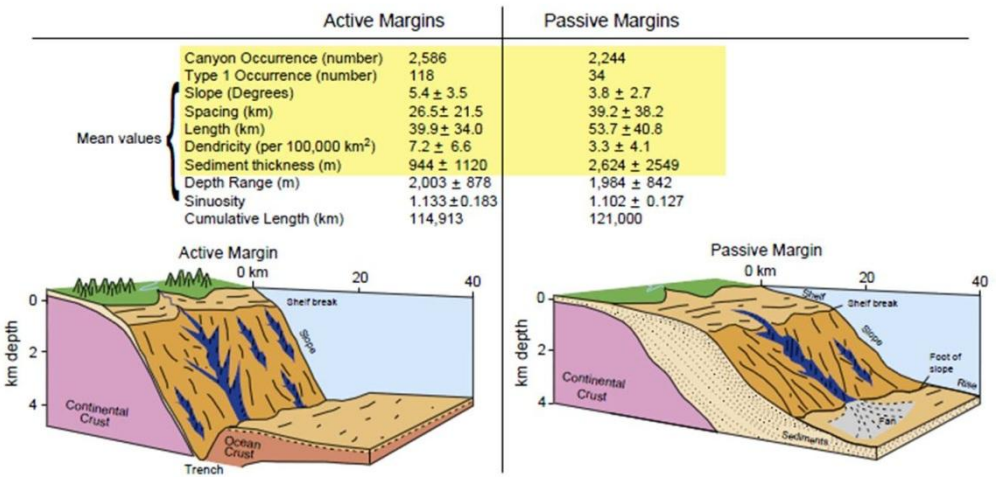


Figure 2- 21 : Blocs diagrammes schématiques mettant en évidence les caractères morphologiques des canyons des marges actives et des marges passives. Les valeurs moyennes des paramètres mesurés sont données et surlignées en jaune lorsqu'elles montrent des différences significatives (intervalle de confiance à 95%) entre les marges actives et passives (D'après Harris et Whiteway, 2011).

2.3.5 Géomorphologie dynamique des canyons sous-marins

Les données haute résolution de sonar et de bathymétrie le long de l'axe des canyons permettent de décrire leur morphologie et leur évolution dynamique ce qui permet de reconstituer leur histoire récente et les processus sédimentaires associés.
L'évolution des canyons est soumise à l'action de courants sédimentaires gravitaires qui façonne leur morphologie. Ainsi, les différents paramètres des courants gravitaires tels que leur volume, leur densité ou la taille des grains vont contrôler la morphologie des canyons (Pratson *et al.,* 2000). Ces facteurs associés à la topographie du bassin vont déterminer la géomorphologie dynamique du canyon (Amblas *et al.,* 2011). Cette géomorphologie dynamique se caractérise par quatre phénomènes géologiques majeurs : l'**érosion**, le **transport**, le **dépôt** de sédiments et l'**instabilité** des versants.

- **L'érosion** est surtout localisée dans la partie supérieure et dans l'axe des canyons. Dans la partie supérieure des canyons, des champs de sillons (*furrows)* parallèles au sens du courant ont été observés sur la marge nord-ouest atlantique (Ryan, 1982), aux Bahamas (Flood, 1994), dans le golfe du Mexique (Lee et George, 2004), ou dans le golfe du Lion (Fig. 2-22 ; Lastras *et al.,* 2007). Des études récentes dans l'ouest du golfe du Lion ont attribué la formation de ces champs de *furrows* de part et d'autre du lit des canyons à des cascades sous-marines épisodiques dans les canyons sous l'effet de la gravité (Canals *et al.,* 2006 ; Palanques *et al.,* 2006). A l'inverse des *upwellings*, les vents froids venant du nord favorisent l'entrée dans les canyons des eaux froides denses formées sur le plateau continental. Lorsque les canyons sont orientés de manière oblique à ces courants denses, les cascades sous-marines se produisent sur les flancs du canyon, et le thalweg principal devient un collecteur de particules transportées par ces courants de fond (Lastras *et al.,* 2007) à des vitesses qui peuvent atteindre 1m/s (Canals *et al.,* 2006). A partir de la profondeur à laquelle la topographie s'élargit, le courant va progressivement perdre son pouvoir érosif en déposant initialement ses particules les plus grosses. Au centre et dans l'axe des canyons, l'incision axiale (ou thalweg principal) est un autre marqueur du pouvoir érosif des canyons sous-

marins. L'incision axiale a été interprétée comme l'érosion du fond des canyons par des courants de turbidité connectés à des cours d'eau en amont au dernier maximum glaciaire (Berné *et al.,* 1999), et des *mass flow* affectant la tête des canyons (Pratson et Coakley, 1996 ; Sultan *et al.,* 2007). Pour résumer, l'incision axiale représente l'activité du canyon pendant les périodes de bas niveau marin, tandis que les champs de *furrows* témoignent de niveaux plus hauts (comme le niveau actuel par exemple) favorables à l'établissement de courants d'eau froide sur la marge ennoyée, à l'origine des cascades sous-marines.

- Généralement, les canyons sous-marins représentent les zones principales **de transfert de sédiments** des marges continentales au bassin durant les périodes de bas niveau marin (Nelson *et al.,* 1978 ; Popescu *et al.,* 2004). Au contraire, durant les périodes de haut niveau eustatique, les sédiments continentaux sont piégés dans les deltas et les larges plateaux continentaux réduisent le transport sédimentaire à travers les canyons sous-marins (Shanmugam *et al.,* 1985). Cependant, certains canyons sont toujours actifs du point de vue du transport sédimentaire malgré le haut niveau eustatique actuel. Ces canyons sont localisés soit au droit des grands fleuves (Droz *et al.,* 1996), soit sur les marges étroites (Savoye *et al.,* 1993), les canyons actifs n'étant pas systématiquement reliés à des sources fluviatiles en amont (Pratson et Coakley, 1996 ; Mullenbach *et al.,* 2004).

- Le matériel érodé en amont est transporté par des courants vers l'aval du canyon, et **déposé dans les grands deltas sous-marins** qui prolongent les canyons.

- **L'instabilité des murs du canyon** est également l'un des facteurs de contrôle de la morphologie des canyons en faisant varier localement leur largeur (Cronin *et al.,* 2005) et il n'est pas rare d'observer des loupes d'arrachement et des blocs détachés (Fig. 2-14).

Cette synthèse des études publiées sur les canyons sous-marins montre que leur évolution est communément perçue comme le résultat de processus gravitaires sous-marins intermittents qui transforment progressivement leur morphologie.

Une autre hypothèse de formation et d'évolution des canyons sous-marins existe, il s'agit du creusement d'une reculée karstique sur un plateau continental émergé, puis de son inondation au cours d'une transgression marine. Un seul exemple a été proposé dans la littérature, il s'agit du canyon de Cassidaigne et de la source côtière de Port-Miou située en amont (Audra *et al.,* 2004). Au Messinien, la source karstique qui devait s'écouler plusieurs centaines de mètres plus bas aurait creusé une reculée karstique à l'emplacement du canyon actuel. Depuis, il existerait encore une connexion hydraulique entre le karst profond supposé et la tête du canyon, entretenant un courant d'eau douce qui empêche le comblement du canyon.
Cette hypothèse suppose une géologie propice à la karstification, avec un plateau continental formé de roches carbonatées karstifiées sur toute la bande de plateau continental située entre la source actuelle et la tête du canyon.

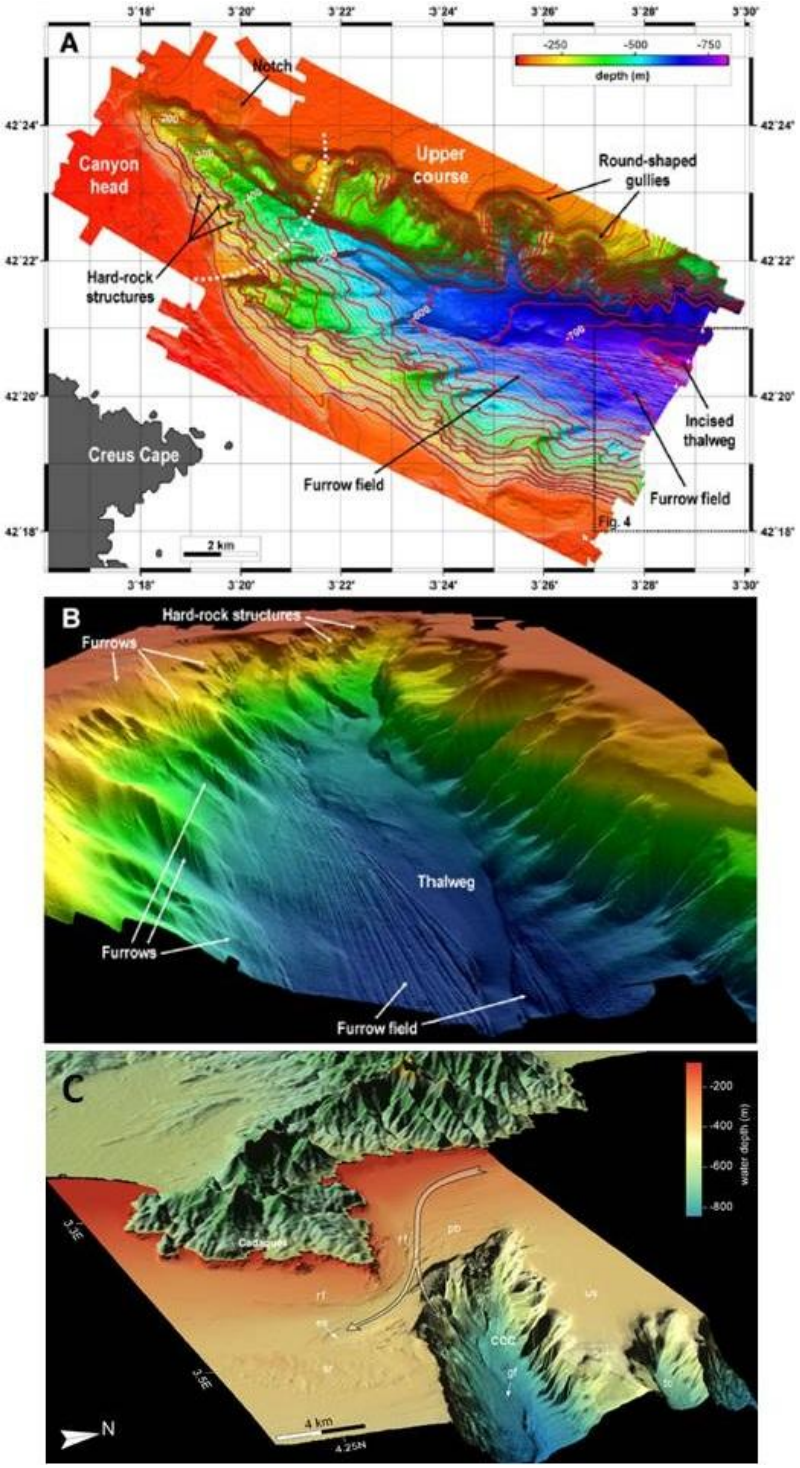


Figure 2- 22 : Vues de la partie amont du canyon de Cap de Creus montrant les morphologies des versants nord (*gullies*) et sud (champs de *furrows*). A : Carte bathymétrique Simrad EM-300. B : vue 3D (Lastras *et al.*, 2007). C : Modèle 3D terre-mer et direction des courants (Harris et Baker 2012).

2.3.6 Intérêts d'étudier les canyons sous-marins

L'étude des canyons sous-marins et des processus qui leur sont associés, au delà de l'intérêt scientifique, constitue une étape nécessaire pour l'aménagement et l'exploitation du milieu marin.

En premier lieu, ils constituent des écosystèmes à part, car leurs eaux froides et profondes renferment une riche biodiversité encore peu connue (Cooper *et al.,* 1987 ; Yoklavich *et al.,* 2000).

Ensuite, les avalanches sous-marines qui s'y produisent de manière épisodique peuvent être à l'origine de destruction d'ouvrages anthropiques posés sur le fond marin, comme les câbles téléphoniques ou les pipe-lines, mais également générer indirectement des raz-de-marée sur le littoral. Un exemple caractéristique est la catastrophe de l'aéroport de Nice en 1979, où une partie de l'aéroport, construite sur le delta du Var en gagnant du terrain sur la mer a été emportée par un glissement sous-marin de grande ampleur en haut de la pente continentale, suivi d'un raz-de-marée qui a submergé les côtes, causant de nombreuses victimes et de lourds dégâts matériels. Quelques heures après le glissement sous-marin, des câbles de télécommunications à plusieurs dizaines de kilomètres au large de Nice ont été sectionnés. Plus tard, des études ont montré que l'avalanche sous-marine avait emprunté le canyon sous-marin du Var jusqu'à la plaine abyssale ligure (source : www.ifremer.fr).

Les canyons sous-marins présentent également un atout majeur pour l'exploitation du milieu marin avec le développement de l'offshore pétrolier profond. Les grands éventails sédimentaires sous-marins en pied de pente des canyons constituent des réservoirs d'hydrocarbures potentiels. Ils sont aujourd'hui largement exploités dans le golfe du Mexique, ou sur les marges ouest africaines par exemple (Jobes *et al.,* 2010).

2.4 Conclusions

- Les karsts et les canyons sous-marins apparaissent comme des systèmes géologiques souvent polyphasés évoluant sous l'action de processus géodynamiques locaux et globaux.
- Des relations géologiques entre ces deux systèmes sont connues à terre dans les environnements émergés et karstifiés lorsque les canyons sont issus de l'incision d'un cours d'eau, ou lorsqu'ils constituent une reculée karstique.
- En revanche, la littérature montre que l'origine des canyons sous-marins n'est pas forcément liée à des réseaux fluviatiles. En effet, le réseau des canyons sous-marins est beaucoup plus dense que celui des fleuves côtiers placés en vis-à-vis : il ne peut donc y avoir dépendance totale des deux systèmes, même si des continuités existent parfois.
- Le bassin Méditerranéen est un cas particulier qui a vu ses marges exondées par la chute drastique de son plan d'eau au Messinien entraînant le creusement de canyons en milieu aérien par les fleuves messiniens et l'approfondissement du karst en quête de son niveau de base effondré. La géodynamique post-messinienne a ensuite joué un rôle dans la conservation et l'évolution de ces canyons messiniens puisque certains d'entre eux sont le siège de processus sédimentaires majeurs.
- Enfin, la littérature ne révèle qu'un seul exemple de canyon sous-marin assimilé à une reculée karstique, le canyon de Cassidaigne, situé au large des sources karstiques côtières de Port-Miou et Bestouan, mais il n'est donné dans l'étude qu'à titre d'hypothèse (Audra *et al.,* 2004), et basé sur des connaissances de la marge provençale incomplètes.

Chapitre 3 - Synthèse Géologique et Géomorphologique de la Marge Provençale

3.1 Cadre géologique, évolution paléogéographique et géodynamique de la Marge Provençale

Avant-propos :
Le contexte géologique et géomorphologique, ainsi que l'histoire paléogéographique et géodynamique de la Marge provençale décrits dans ce chapitre, forment la base de l'interprétation sismique du plateau continental et de l'analyse de l'évolution des niveaux de base de la Marge provençale (tectonique ou eustatique) et du développement des canyons sous-marins de la Marge provençale. Ces connaissances permettent également de caractériser la distribution des unités stratigraphiques carbonatées propices à la formation des systèmes karstiques. Cette partie résulte d'une synthèse des travaux publiés associée à des observations et des analyses de terrain personnelles.
Le sous-chapitre 3.1 est organisé de la manière suivante : Le contexte géologique, structural et géodynamique actuel est présenté d'abord à grande échelle (marge du bassin liguro-provençal), puis à l'échelle réduite à la zone d'étude (la Basse-Provence). Ensuite, l'évolution paléogéographique de la zone d'étude est décrite, en relation avec les variations tectono-eustatiques à l'échelle de la Méditerranée occidentale.

3.1.1 Contexte géologique à l'échelle du Sud-Est de la France

3.1.1.1. Contexte géodynamique de la Marge Nord du Bassin Liguro-Provençal

La formation et l'évolution tectonique et sédimentaire de la Marge Provençale sont principalement liées à la géodynamique méditerranéenne (Jolivet *et al.,* 2006, 2008). La situation géographique de cette marge est particulière, puisqu'elle est située à la jonction des grands domaines structuraux de l'ouest de la Méditerranée depuis la fin du Crétacé : au sud des Alpes, à l'est de la marge du Golfe du Lion et des Pyrénées, au nord du bassin Liguro-Provençal, et à l'ouest de la marge Ligure et de la chaîne septentrionale des Apennins (Fig. 1-1). Tous ces domaines sont également le siège de déformations récentes contrôlées par plusieurs processus géodynamiques tels que (Jolivet *et al.,* 2008):

- la convergence Afrique-Eurasie, relativement lente (0,5 cm/an à l'ouest)
- le retrait de la zone de subduction en mer tyrrhénienne qui induit l'extension arrière-arc du bassin liguro-provençal,
- l'effondrement gravitaire des Alpes (Le Pichon *et al,* 2010).

En Provence, les structures tectoniques majeures sont des failles NE-SW et des plis E-W (Fig. 3-1). Les premières sont des profondes failles de socle initiées lors de l'évènement tectonique varisque d'âge Paléozoïque (Arthaud et Matte, 1977). Les secondes résultent de l'interférence des orogénèses pyrénéo-provençale et alpine (Debrand-Passard *et al.,* 1984). Dès la fin du Crétacé, et durant tout l'Eocène (40-34 Ma) les raccourcissements pyrénéens de la couverture sédimentaire induisent des plis de rampe et des décollements E-W à vergence nord (Fig. 3-1; Rosenbaum 2002, Stampfli *et al.,* 2002). Les chevauchements de la Ste Baume, de la Ste Victoire ou la klippe du

Beausset témoignent de ce style tectonique. Au Miocène supérieur (14-9 Ma) et jusqu'au Pliocène (Champion *et al.,* 2000), l'orogénèse alpine a activé les chevauchements à vergence sud de l'ouest de la Provence (Luberon, Alpilles, Concors, Costes et Trévaresse).

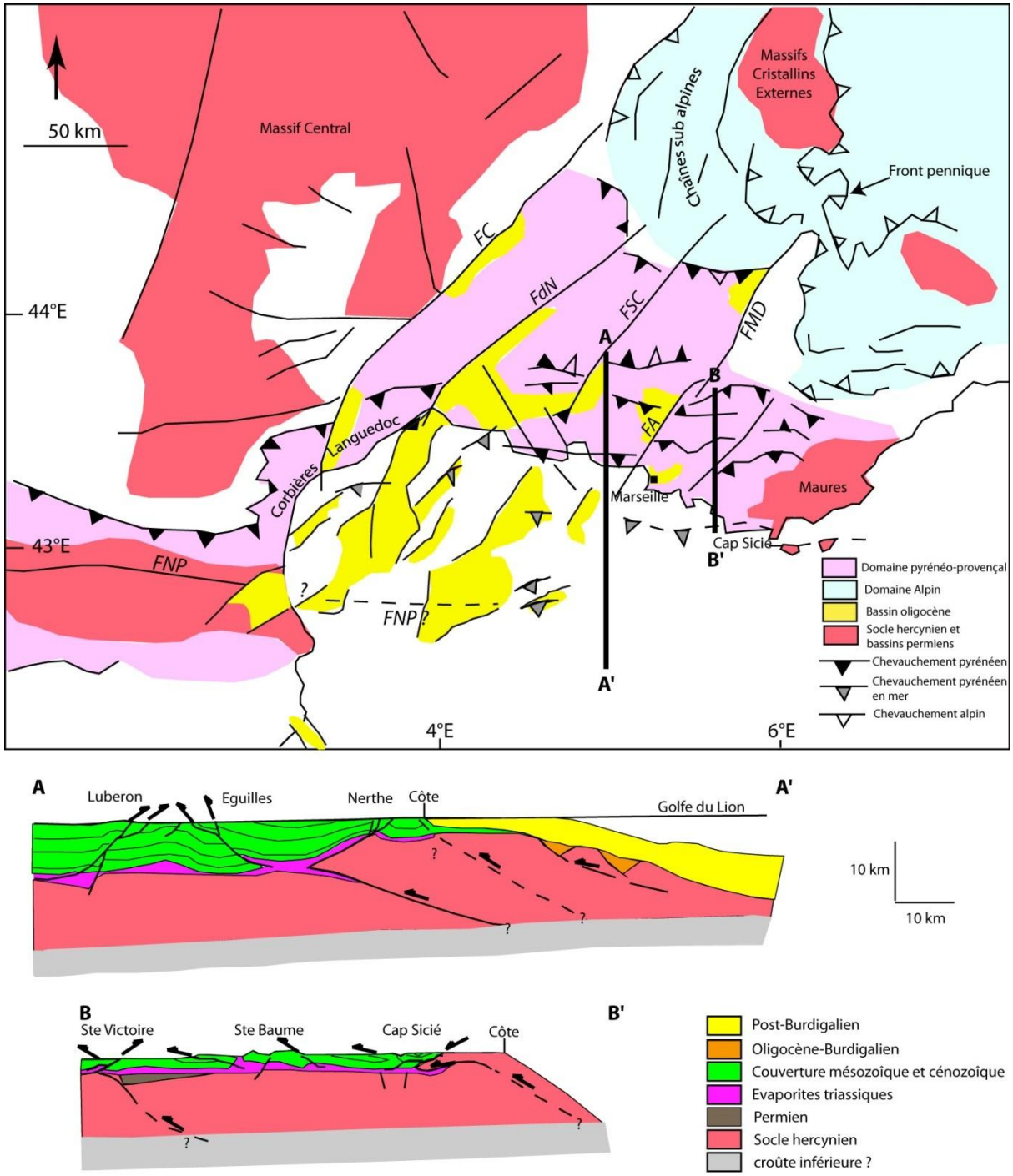


Figure 3- 1 : Carte structurale et coupes géologiques terre-mer du domaine pyrénéo-provençal. FNP : Faille Nord-Pyrénéenne ; FC : Faille des Cévennes ; FdN : Faille de Nîmes ; FSC : Faille de Salon-Cavaillon ; FA : Faille d'Aix ; FMD : Faille de la Moyenne Durance. Modifié d'après Lacombe et Jolivet (2005), Séranne (1995).

Ces structures compressives E-W sont généralement limitées par les bordures de socle NE-SW (Fig. 3-1 et 3-2). Les plis de rampe et les décollements s'enracinent dans les évaporites triasiques,

et les marnes callovo-oxfordiennes et valanginiennes (Fig. 3-1). Au Sud le socle est impliqué dans les chevauchements pyrénéens à vergence nord (Lacombe et Jolivet, 2005) : la région du Cap Sicié est marquée par un chevauchement du socle vers le nord (Fig. 3-1, coupe BB'), de même que la marge du Golfe du Lion (Fig. 3-1, coupe AA').
Entre les deux phases tectoniques compressives pyrénéo-provençale et alpine, deux phases extensives du Priabonien au Rupélien et du Chattien à l'Aquitanien produisent la formation des bassins d'Alès, Manosque, et de Marseille (Hippolyte *et al.,* 1991 ; Benedicto, 1996 ; Sanchis et Séranne, 2000).

La couverture sédimentaire mésozoïque du bassin du Sud-Est excède 12 km d'épaisseur (Fig. 3-2), dont une large part (4 km) est formée par les évaporites triasiques à la base de la série (Le Pichon *et al.,* 2010). Ces évaporites enfouies à grande profondeur sont chaudes, et par conséquent plus fluides (Guillou-Frottier *et al.,* 2010). La couverture sédimentaire est probablement décollée du socle et le bassin affecté par une tectonique de couverture au-dessus du niveau de décollement correspondant aux évaporites (Le Pichon *et al.,* 2010 ; Rangin *et al.*, 2010). Pour Rangin *et al.,* (2010), la géodynamique provençale récente est interprétée comme résultant d'un effondrement gravitaire régional induit par l'extrusion des Alpes occidentales depuis le Miocène. Cet effondrement se ferait par l'intermédiaire du décollement au niveau des évaporites.

La cartographie de la base du Miocène marin, correspondant à la transgression Burdigalienne (20-16 Ma), présentée Figure 3-3 (Le Pichon *et al.,* 2010) montre un horizon dont l'altitude élevée dans les Diois-Baronnies (800 m) diminue progressivement vers le sud et l'ouest jusqu'à atteindre le niveau de la côte dans le massif de la Nerthe. L'étude montre que ce gradient, formé depuis 16 Ma, est très comparable au gradient topographique actuel (Fig. 3-4), ce qui implique que la mer miocène a pu envahir la majeure partie du bassin du Sud-Est, et que le gradient topographique actuel est essentiellement post-Miocène moyen (Fig.3-3 ; Champion *et al.,* 2000 ; Le Pichon *et al.,* 2010). Par ailleurs, la cartographie du toit du Jurassique par ces mêmes auteurs montre une topographie jurassique différente des topographies actuelle et burdigalienne, ce qui implique une origine tectonique différente.

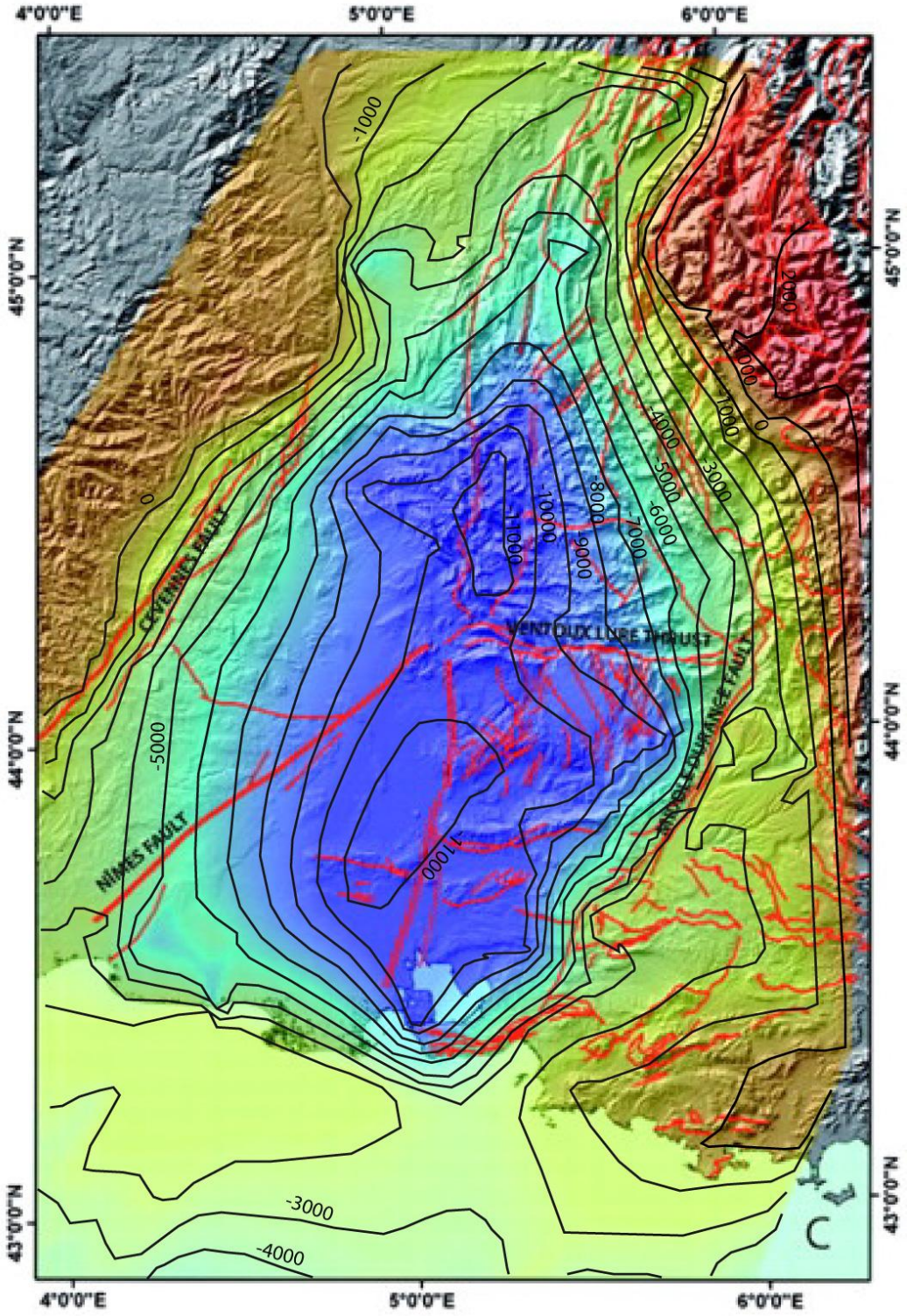


Figure 3- 2 : Topographie du toit du socle. Les lignes d'isoprofondeur en mètres sont indiquées en noir. Les principales failles sont en rouge. Le relief topographique ombré est superposé à la topographie du socle (Modifié, Le Pichon *et al.*, 2010).

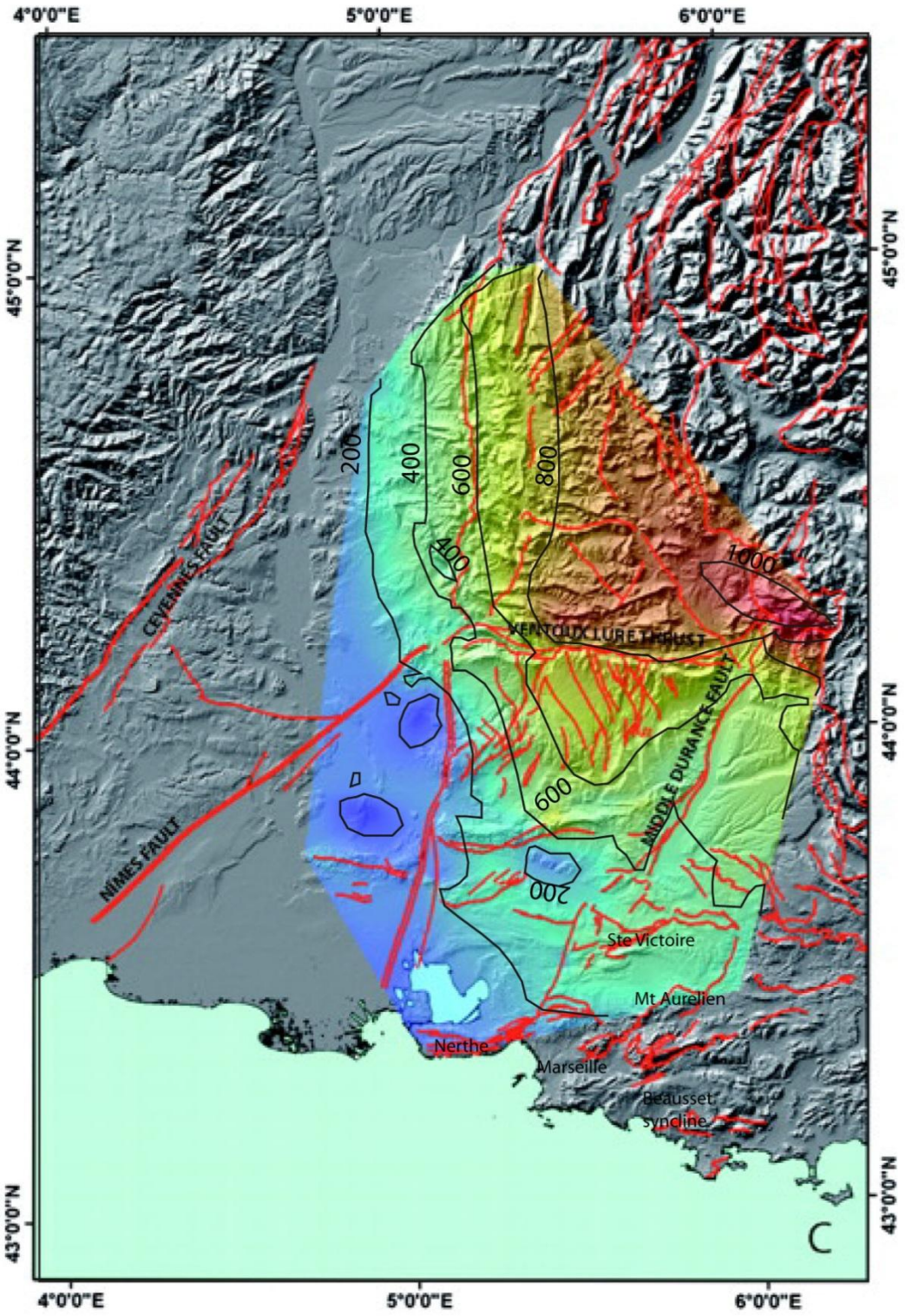


Figure 3- 3 : Topographie de la base du Miocène marin (Burdigalien). Même légende que pour la figure 3-2 (modifié, Le Pichon *et al.*, 2010).

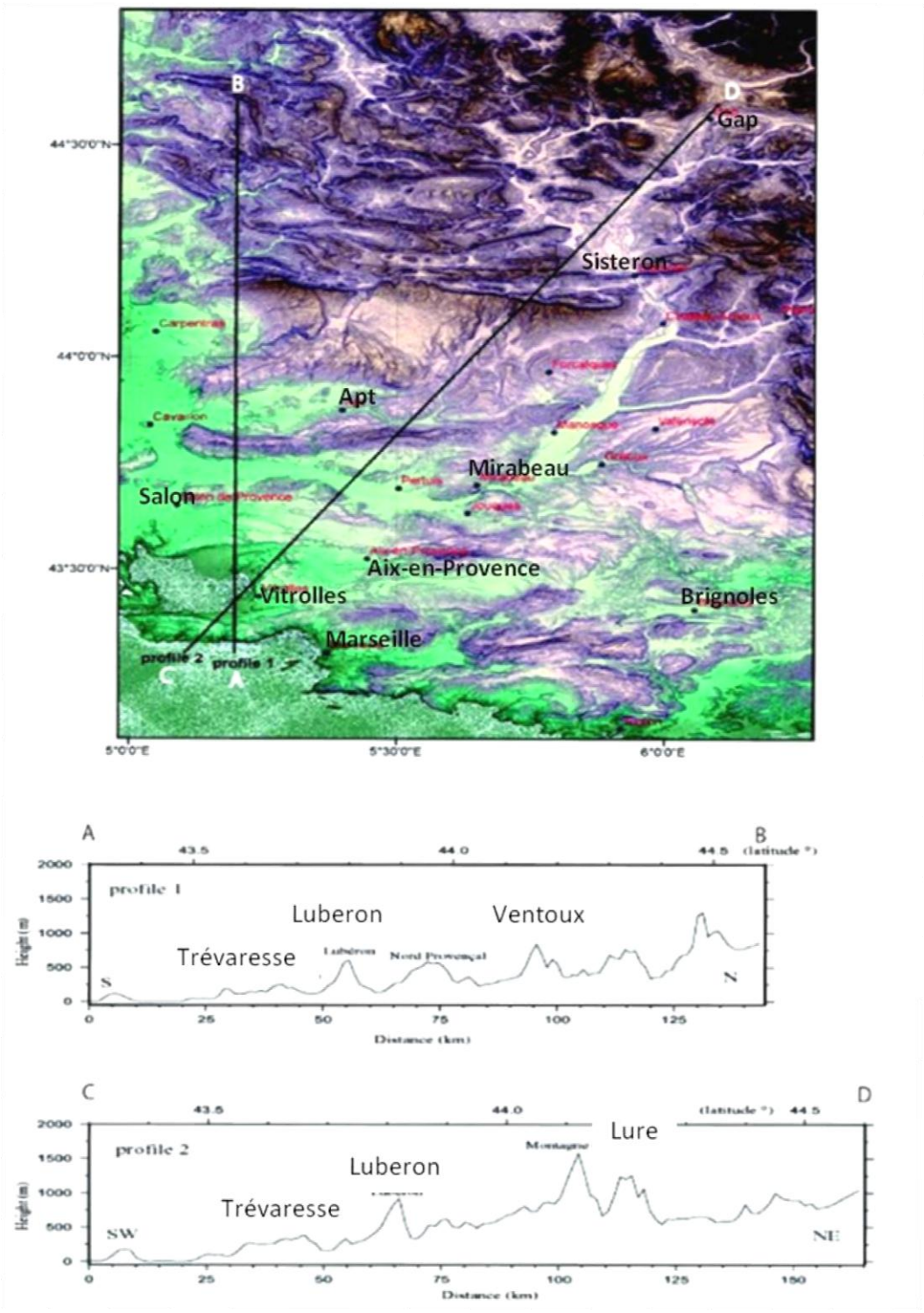


Figure 3- 4 : Modèle numérique de terrain et profils topographiques à travers le bassin du Sud-Est (modifié, Le Pichon *et al.*, 2010).

3.1.1.2. Contexte géodynamique du Bassin liguro-provençal

La structure du Bassin d'arrière-arc liguro-provençal est étroitement liée aux processus mantelliques profonds : subduction puis retrait des panneaux plongeants. Cette partie a vocation

à décrire succinctement les structures thermiques profondes qui agissent sur la topographie des bassins et de leurs marges.

Les marges du Bassin liguro-provençal sont des marges passives typiques avec des blocs basculés sur le plateau continental, et un domaine aminci en pied de pente, sans structures extensives bien identifiées près de la transition avec le domaine océanique (Jolivet *et al.,* 2008). Elles sont de largeur variable : larges dans le Golfe du Lion (jusqu'à 80 km) et la Sardaigne (environ 50 km), étroites en Provence (20 km), Corse (moins de 10 km) et sur la Marge catalane (20 km) (Fig. 3-5 et 3-6E). La reconstruction (Bache, 2008) du domaine corso-sarde avant sa rotation et l'ouverture du Bassin liguro-provençal illustre (Fig.3-6C, D, E) la symétrie des marges étroites et des marges larges de part et d'autre du Bassin.

La marge nord du Bassin liguro-provençal peut être divisée en trois marges distinctes (Fig. 3-5) : A l'ouest, la marge du Golfe du Lion s'étend de la chaîne des Pyrénées à la plaine de la Crau. Elle est caractérisée par un large plateau continental entaillé par de nombreux canyons, et limitée à l'est par la marge provençale, beaucoup plus étroite, profondément entaillée par des canyons sous-marins, dont le plus important est celui de la Cassidaigne. Ces deux marges sont structurées par les chevauchements pyrénéens et la tectonique syn-rift (Gorini, 1997 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Oudet, 2008) marquée par le développement de horsts (Horst du Rhône) et de grabens NE-SW (Graben Central, Grand Faraman, Graben des Arlésiens). A l'Est de la marge provençale, la marge ligure, dont le plateau continental est très étroit (<5km) ferme le bassin liguro-provençal.

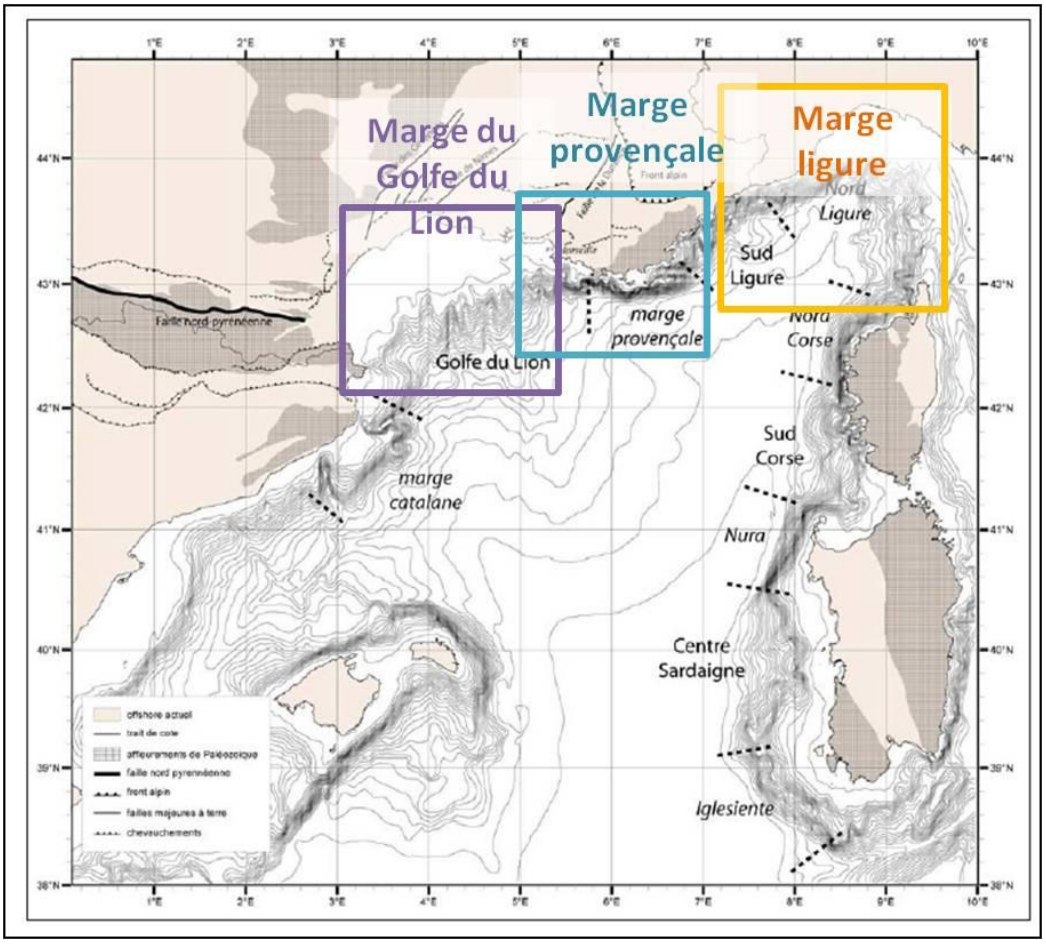


Figure 3- 5 : Cadre structural et bathymétrique des marges du Bassin liguro-provençal (Bache, 2008).

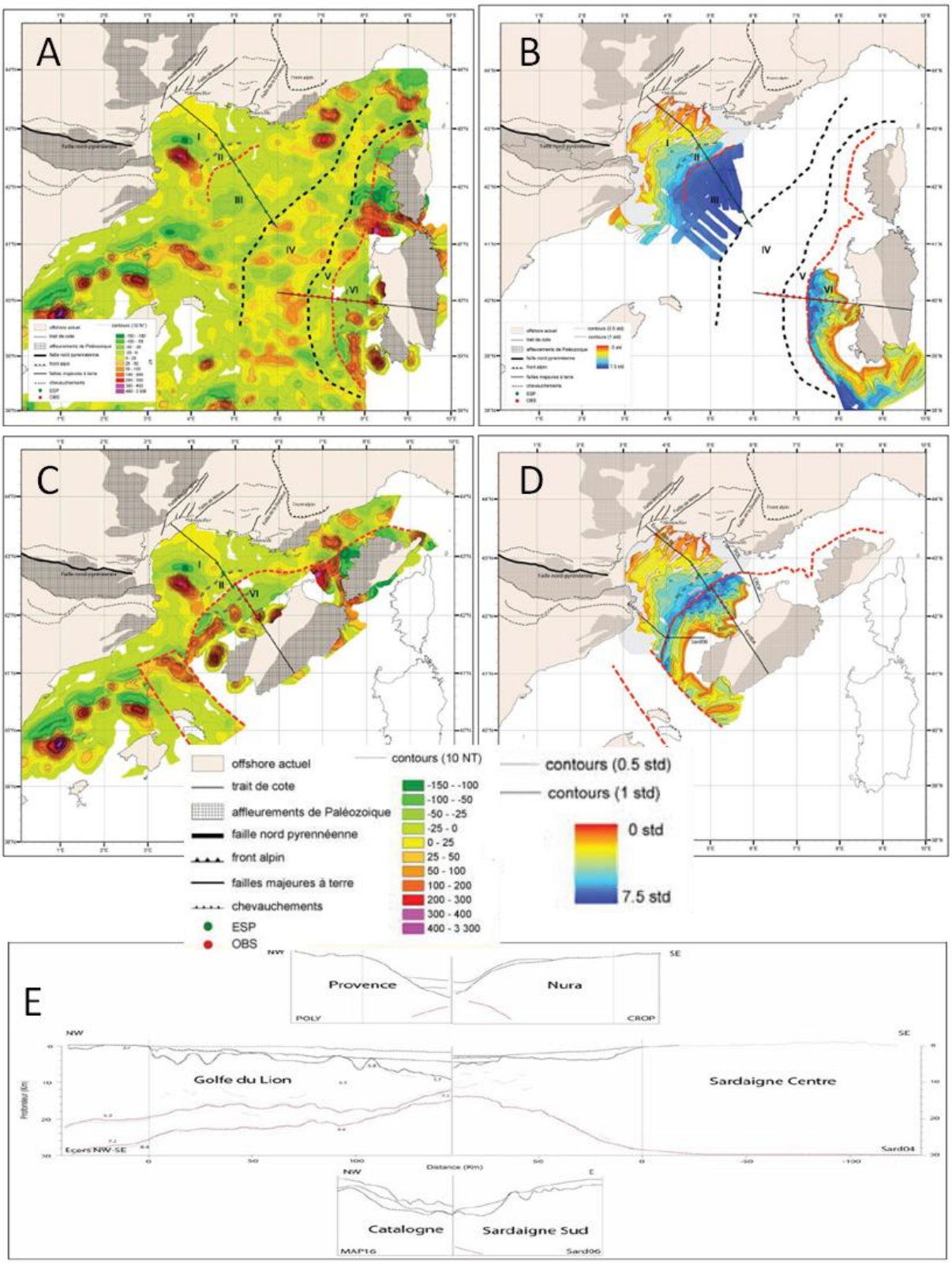


Figure 3- 6 : Cartes des anomalies magnétiques (A et C) et de la bathymétrie (B et D) du Bassin liguro-provençal à l'époque actuelle (A et B) et restaurées à la période anté-rift (C et D ; Bache, 2008). E : Coupes bathymétriques à travers les marges nord et sud du Bassin liguro-provençal illustrant la complémentarité des marges étroites et larges disposées de part et d'autre du bassin (Olivet, 1996).

Le Bassin liguro-provençal possède les caractéristiques majeures d'un micro-océan (Jolivet *et al.,* 2008). La partie centrale est constituée d'une croûte océanique large d'une centaine de kilomètre entre la Corse et la Provence, recouverte d'une épaisse couche de sédiments (3000 m ; Jolivet *et al.,* 2008). La carte des anomalies magnétiques (Fig. 3-6A et C) ne montre pas de tendance nette d'anomalies des planchers océaniques (anomalies magnétiques parallèles et symétriques) mais des anomalies ponctuelles interprétées comme des tâches de volcanisme tholéiitique (Jolivet *et al.,* 2008).

Ce bassin est interprété comme une ouverture à l'arrière d'une zone de subduction plongeant vers l'ouest, qui a généré du magmatisme oligo-miocène en Corse, en Sardaigne et en Provence (Wilson et Bianchini, 1999 ; Harangi *et al.,* 2006). La structure 3D de la zone de subduction est depuis quelques années mieux comprise grâce aux progrès de l'imagerie sismique, et à l'application de la tomographie sismique au domaine méditerranéen (Fig. 3-7). Les anomalies de vitesse des ondes sismiques sont attribuées à des anomalies de température, ainsi un panneau lithosphérique plongeant rapidement dans l'asthénosphère sera plus froid que son encaissant, et imagé par de forts contrastes de vitesse des ondes sismiques. Les modèles de tomographie du domaine occidental de la Méditerranée (Fig. 3-7 et 3-8) illustrent bien la géométrie du panneau plongeant africain sous la Calabre, la Sardaigne et jusqu'au Golfe du Lion. Le panneau est déchiré en plusieurs morceaux qui pendent sous les bassins tyrrhéniens et liguro-provençal. Cette déchirure semble contemporaine du retrait de la zone de subduction à l'origine de l'extension arrière-arc qui a ouvert le Bassin liguro-provençal (Faccenna *et al.,* 2000 ; Spakman et Wortel, 2004 ; Jolivet *et al.,* 2008 ; Wortel et Spakman, 2000). Elle a pour conséquence des mouvements verticaux en surface (uplifts et subsidence), d'importants stress tectoniques et des épisodes magmatiques en surface (Wortel et Spakman, 2000).

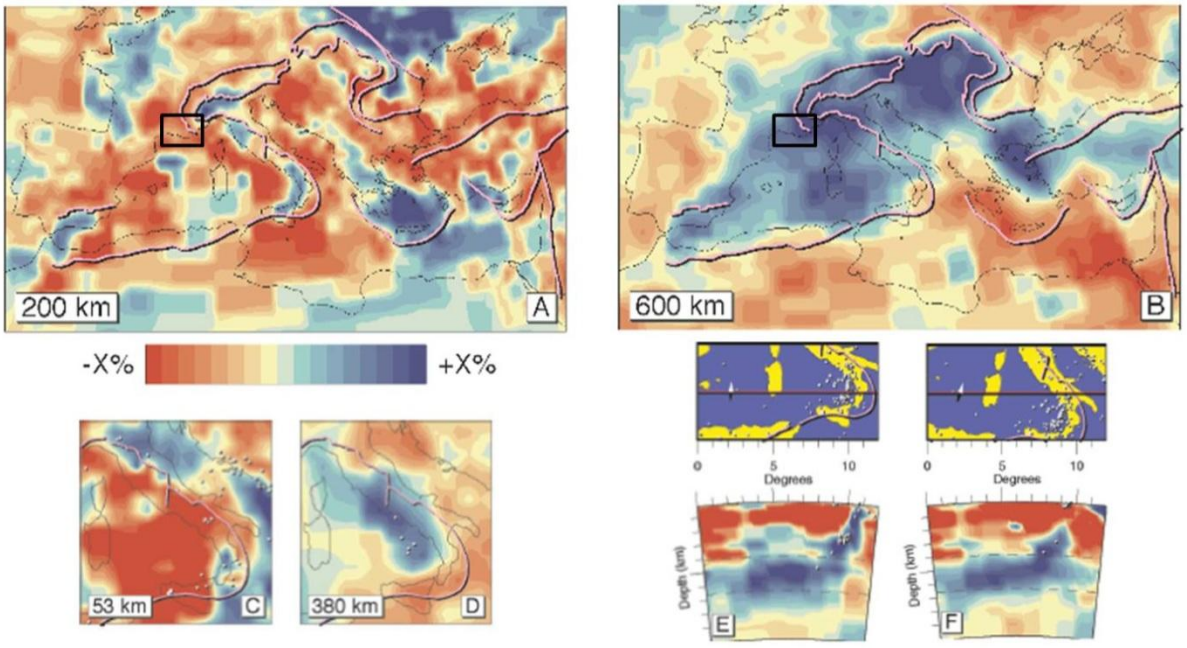


Figure 3- 7 : Images de tomographie sismique des anomalies de vitesse des ondes P en Méditerranée. Les couleurs indiquent les déviations en pourcentages des anomalies de vitesse par rapport aux vitesses moyennes du manteau données par le modèle de référence ak135 (Kennett *et al.,* 1995). A et B montrent des images en plan aux profondeurs de 200 et 600 km. X = 2,5 pour A, C, D ; X=1,5 pour B, E, F. Les rectangles noirs situent la marge provençale. C et D montrent un agrandissement de la marge ligure à la Calabre aux profondeurs respectives de 53 et 380 km. E et F sont des coupes à travers l'arc calabrais et le sud du bassin liguro-provençal (Spakman et Wortel, 2004).

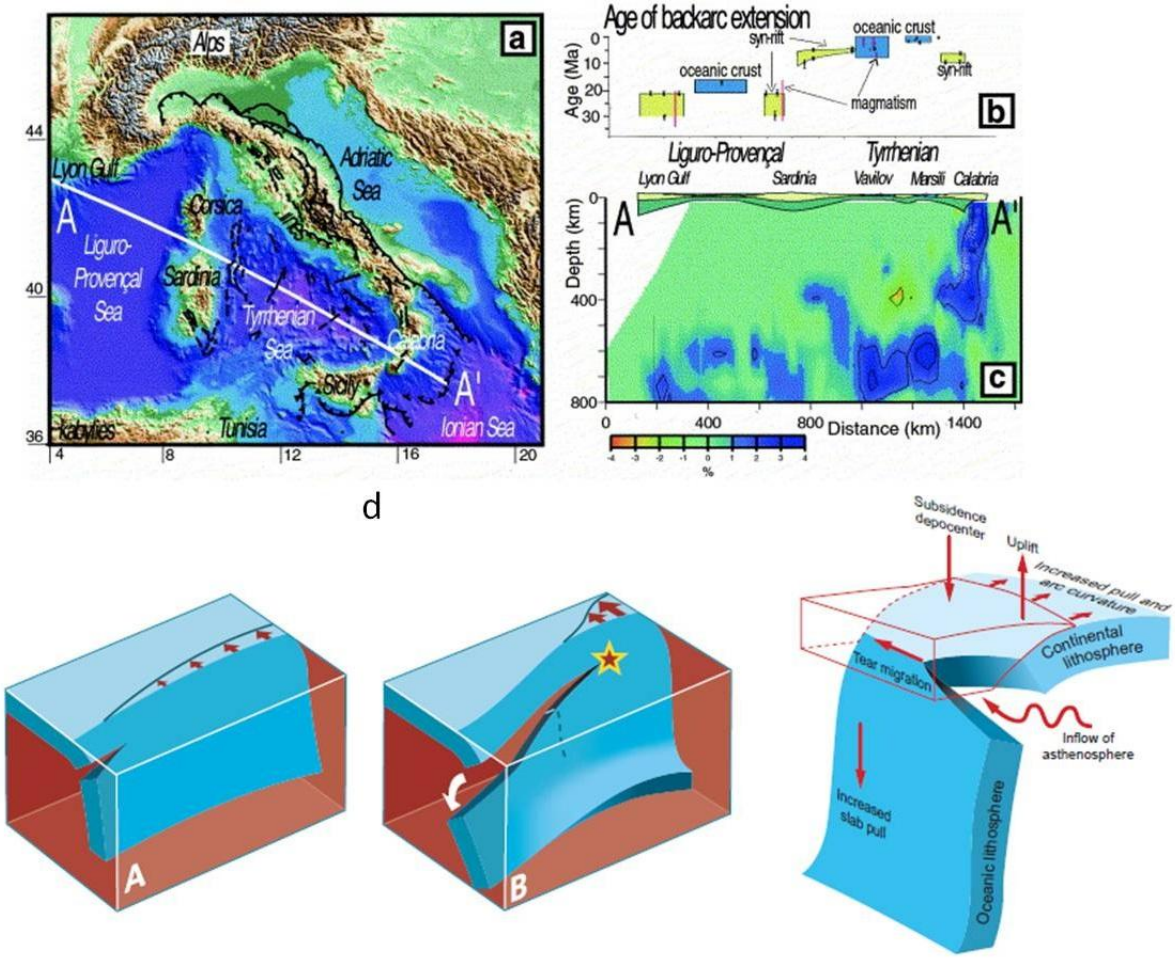


Figure 3- 8 : a, b, c : Coupe de tomographie sismique le long de l'axe Golfe du Lion, Corse, Calabre montrant la rupture du slab sous le Bassin liguro-provençal. (Faccenna *et al.,* 2000). d : représentation schématique du détachement du slab. Une déchirure initiale (A) se propage latéralement et se développe pour former un segment détaché beaucoup plus large (B). La lithosphère subductée, froide et dense exerce une traction sur la partie du slab non détachée conduisant à un stress tectonique important (l'étoile indique une activité sismique élevée). Les processus géodynamiques associés au détachement du slab montrent le développement d'un dépocentre subsident en surface lié aux forces de traction exercées par le slab, l'uplift des régions situées au droit de la déchirure, et l'incursion de matériel asthénosphérique chaud dans le vide créé par la déchirure du slab causant des processus magmatiques et de minéralisation (Wortel et Spakman, 2000).

3.1.1.3. Cadre géologique local à terre : de la Nerthe au Cap Sicié

La zone d'étude est localisée sur la marge provençale, à la jonction entre les marges du Golfe du Lion et Ligure. Elle correspond à la zone du plateau continental situé entre la bordure Est de la Camargue et le Cap Sicié (Fig. 3-9).

A terre, la marge provençale carbonatée est caractérisée par une sédimentation mésozoïque à cénozoïque (Tableau 3-2) et une structuration E-W à vergence nord dite « pyrénéenne » (Tempier, 1987) des massifs carbonatés de la Nerthe, l'Etoile, la Ste Victoire, la Ste Baume et les massifs nord-toulonnais (Fig. 3-9). Elle est limitée à l'ouest par le système de failles de Salon-Cavaillon et la plaine alluviale de la Crau et la Camargue. Les massifs cristallins du Cap Sicié et

des Maures constituent sa bordure est. Au nord, les massifs calcaires des Alpilles, des Costes, et du Luberon constituent des anticlinaux de rampe à vergence sud hérités de la tectonique pyrénéenne et réactivés au Néogène lors de la compression alpine (Combes, 1984 ; Villéger et Andrieux, 1987). Les failles de socle NE-SW de la Moyenne Durance et d'Aix contribuent au partitionnement de la Provence, séparant au nord-ouest le Panneau de Couverture Nord-Provençal (PCNP, Villéger et Andrieux, 1987) de la Provence orientale au sud-est. De part et d'autre de ces accidents, la couverture sédimentaire montre une épaisseur et un raccourcissement N-S différentiels (Chardon et Bellier, 2003).

La zone d'étude à terre est localisée sur la zone littorale de la région, centrée sur les massifs de la Nerthe et des Calanques, les bassins sédimentaires de Marseille et du Beausset et les massifs nord-toulonnais (Fig 3-9).

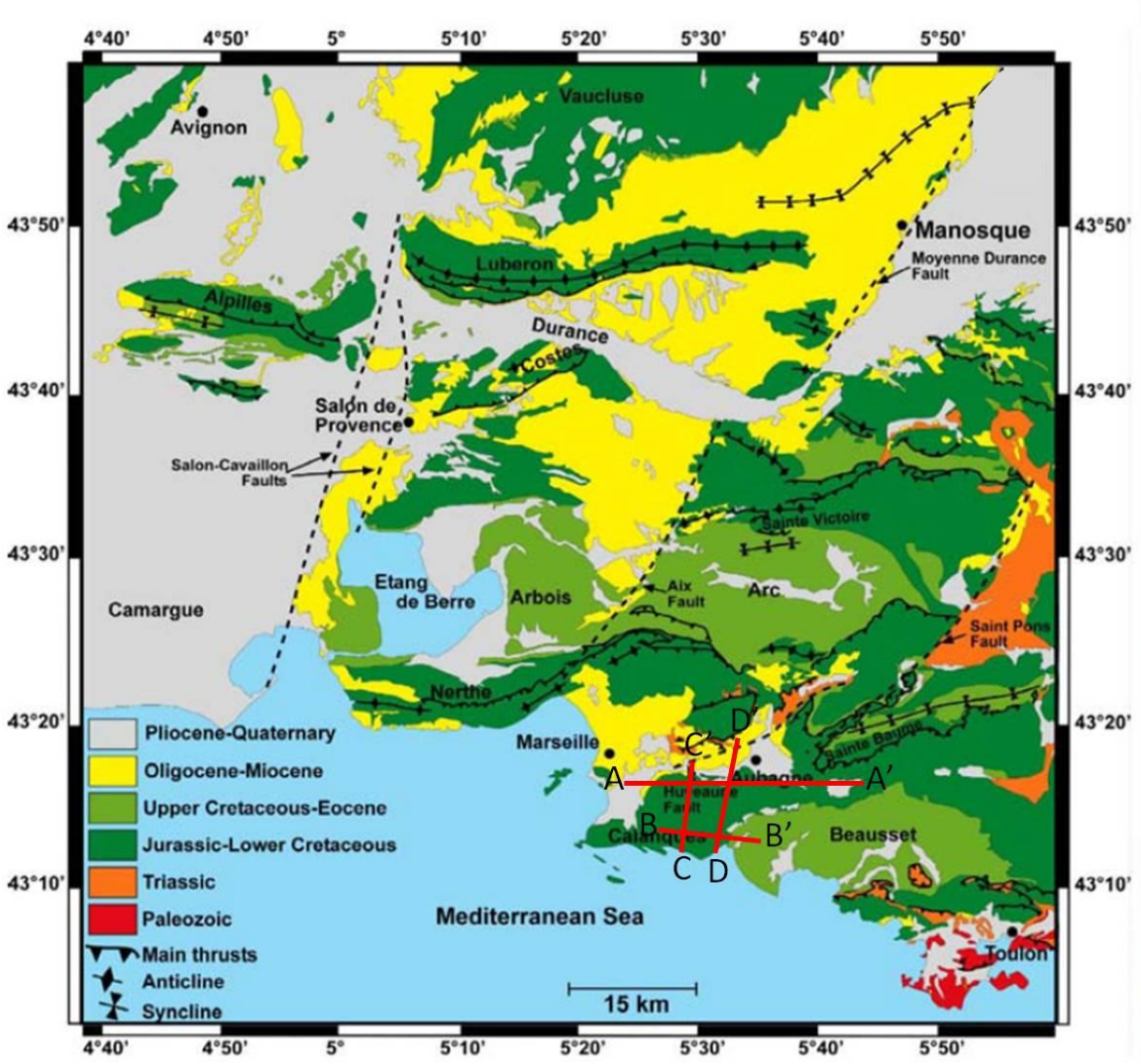


Figure 3- 9 : Cadre géologique de la Provence de la Camargue aux massifs nord-toulonnais. Les failles de socle NE-SW sont représentées en pointillés, les traits de coupe en rouge. (Modifié, Lamarche *et al.*, 2010).

Quatre coupes géologiques ont étés réalisées dans le secteur des Calanques (Fig. 3-10) afin de mieux caractériser les structures de l'auréole externe du synclinal du Beausset qui renferment les plus grands réseaux karstiques actifs de la région (Port-Miou, Bestouan).

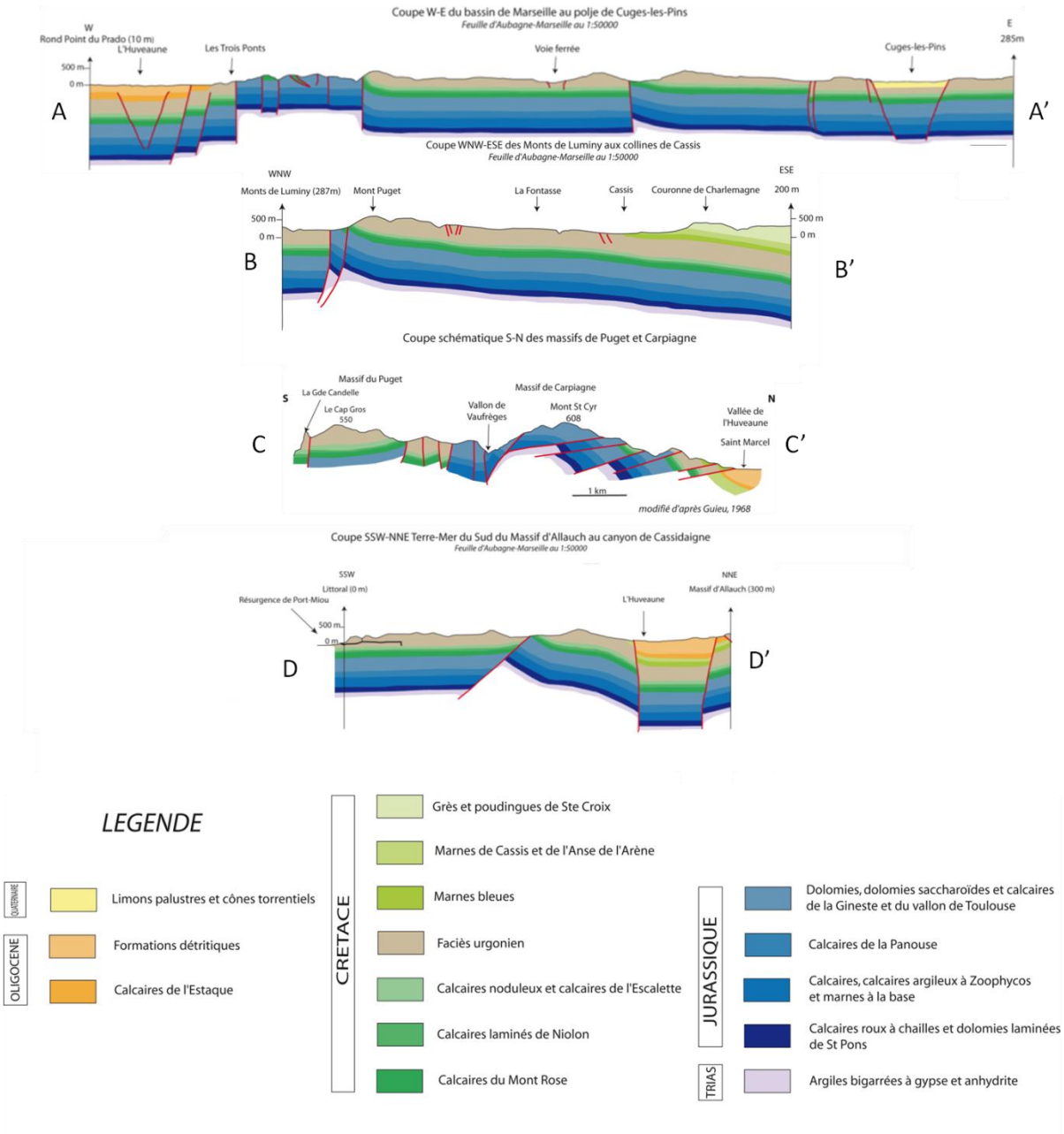


Figure 3- 10 : Coupes géologiques à travers le massif des calanques d'après la carte géologique de Marseille-Aubagne au 1/50000 et données de terrain pour les coupes AA', BB' et DD'. La coupe CC' est reprise de Guieu (1968). La coupe DD' est une coupe du littoral au Massif d'Allauch, à travers le réseau karstique de Port-Miou et la vallée de l'Huveaune.

- La coupe AA' traverse d'ouest en est le Bassin de Marseille, la bordure nord du Massif de Carpiagne, et la bordure nord-ouest du synclinal du Beausset jusqu'au poljé de Cuges-les-Pins. A l'exception du Massif de Carpiagne, qui montre les couches jurassiques en position surélevées et en contact par failles avec le Crétacé inférieur du Bassin oligocène de Marseille et de l'unité du Beausset, la coupe, qui est parallèle aux principales structures

tectoniques montre assez peu de déformation. Dans l'auréole externe du Beausset, quelques failles sub-verticales décalent sensiblement les structures, et le poljé de Cuges-les-Pins, bordé de nombreuses failles est potentiellement d'origine tectonique. Les unités à l'affleurement (cf. Tableau 3-2, section 3-2) du Massif de Carpiagne sont dominées par d'épaisses dolomies jurassiques (Formation du Vallon de Toulouse) partiellement décalcifiées et très perméables qui ne montrent pas de réseaux karstiques importants. A l'ouest, le bassin de Marseille est caractérisé par des alternances de calcaires lacustres, d'argiles et de conglomérats oligocènes surmontés par des travertins d'âge Plio-Quaternaire qui vont plutôt constituer des aquifères isolés les uns des autres. A l'est, les calcaires urgoniens affleurent le long de l'auréole externe du synclinal du Beausset. Ils sont caractérisés par une intense fracturation et karstification, et constituent un aquifère régional majeur, comme en témoignent les sources de Port-Miou et du Bestouan.

- La coupe BB' de direction W-E se situe au sud de la première, et traverse les structures géologiques des Monts de Luminy (Marseilleveyre) aux massifs présents à l'est de Cassis (Couronne de Charlemagne, Ceyreste). Entre les Monts de Luminy et le Mont Puget, les structures sont fortement décalées (600 à 800 m de rejet vertical, Guieu, 1968) par le système de failles de Luminy qui abaisse le flanc ouest par rapport au flanc du Mont Puget, qui constitue l'extrémité occidentale du synclinal du Beausset. Dans ce secteur, les calcaires urgoniens fracturés et karstifiés affleurent jusqu'à Cassis, où débutent les séries silicoclastiques-carbonatées du Crétacé supérieur du Bassin du Beausset. Ces séries présentent des propriétés réservoirs variables, les marnes aptiennes et cénomaniennes forment un écran lithologique à la karstification, tandis que de grands réseaux karstiques régionaux (Tête de Cade, Grand Draïoun, Maramoye) se développent au sein des unités carbonatées du Cénomanien et du Turonien. Les formations gréseuses du Coniacien et du Santonien offrent une porosité matricielle, à l'origine de nombreuses petites sources au cœur de l'unité du Beausset.

- La coupe CC' orientée sud-nord recoupe les deux précédentes. Cette coupe extraite des travaux de Guieu (1968) montre que le Massif de Carpiagne est un anticlinal déversé et chevauchant sur le Bassin oligocène de Marseille.

- La coupe DD', orienté SSW-NNE recoupe le réseau karstique de Port-Miou et la vallée de l'Huveaune au nord. Le réseau karstique de Port-Miou est développé à l'horizontale sur 2000 m de long dans le calcaire urgonien et se termine par un puits sub-vertival à la côte -223 m dans les calcaires hauteriviens (Plongée X. Méniscus, 2012). Les structures géologiques du plateau continental au large de Port-Miou n'étant pas connues avant les campagnes de sismique réflexion CASSEIS et CASSEIS II, la coupe présente seulement la partie terrestre. Cependant, si l'on se réfère aux rares données publiées (Blanc et Blanc-Vernet, 1966 ; Froget, 1974), la présence de dragages aptiens, valanginiens et de dolomies (hauteriviennes ou jurassiques ?) en tête de canyon, de même que les structures étudiées sur les îles de Riou démontrent à elles seules que la structure du plateau entre Cassis et Cassidaigne n'est pas un simple monoclinal.

3.1.2 Evolution paléogéographique

La succession stratigraphique du sud-est de la France correspond à des sédiments continentaux permiens déposés en position discordante sur le socle cristallin hercynien, recouverts par les séries mésozoïques de la bordure téthysienne, et par les séquences sédimentaires cénozoïques du bassin d'avant pays alpin.

3.1.2.1 L'orogénèse hercynienne

Le cycle orogénique hercynien (ou varisque) au Paléozoïque est à rattacher à la formation de la Pangée. Il est responsable en Europe et en Amérique du Nord de la formation de la chaîne hercynienne. Les grandes structures géologiques héritées (failles de socle NE-SW des Cévennes, de Nîmes, de la Moyenne Durance, massif cristallin des Maures et massif Central…) vont conditionner les grandes tendances de l'évolution tectonique et sédimentaire du sud-est de la France (Arthaud et Séguret, 1981). A la suite de cette tectonique, la région provençale subit une phase d'extension et de transtension liée à la dislocation de la Pangée qui va conduire à l'individualisation de deux supercontinents, la Laurasia, et le Gondwana, et à l'ouverture de l'océan téthysien. Au même moment une zone de fracturation se propage selon une direction SO-NE, ce qui va conduire à l'ouverture du futur océan Atlantique et du rift pyrénéo-provençal (Olivet, 1996).

3.1.2.2 Le Bassin du Sud-Est

La sédimentation mésozoïque à cénozoïque est liée au fonctionnement du bassin du Sud-Est et de ses bordures (Curnelle et Dubois, 1986). Géographiquement, le bassin du Sud-Est se situe dans un vaste domaine situé entre le Massif Central à l'ouest, la Camargue et les chaînons sud-provençaux au sud, les arcs de Digne et Castellane à l'est, et les Massifs du Pelvoux et du Vercors au nord. C'est un domaine d'une grande diversité géographique et géologique, caractérisé par une épaisse couverture sédimentaire dont l'accumulation de plusieurs milliers de mètres a été rendue possible par une forte subsidence (Curnelle et Dubois, 1986). Cette diversité témoigne d'une évolution en plusieurs étapes, influencée par les orogénèses pyrénéo-provençales et alpines, et la fermeture progressive de la Téthys (Stampfli *et al.,* 2002), qui influencera plus tard la structuration du Golfe du Lion.

Le Trias (Muschelkalk, Keuper) est caractérisé par le dépôt d'une couche d'évaporites d'épaisseur variable, pouvant atteindre 400 m (Fig. 3-11). Ces dépôts constitueront un niveau de décollement entre le socle Paléozoïque et les dépôts relatifs au bassin du Sud-Est (Mauffret et Gorini, 1996).

A partir du Jurassique et durant tout le Crétacé, le sud-est de la France correspond à la marge passive de la Téthys (Stampfli *et al.,* 2002). Lors du rifting du Lias, une zone de subsidence intense, appelée « bassin vocontien », se développe au sud (Curnelle et Dubois, 1986). Ce bassin est caractérisé par une épaisse succession de marnes (« Terres Noires »), dont l'épaisseur au centre y est cinq à dix fois supérieure aux faciès de plate forme équivalents sur ses marges, particulièrement la marge provençale adjacente (Fig. 3-11 ; Curnelle et Dubois, 1986).

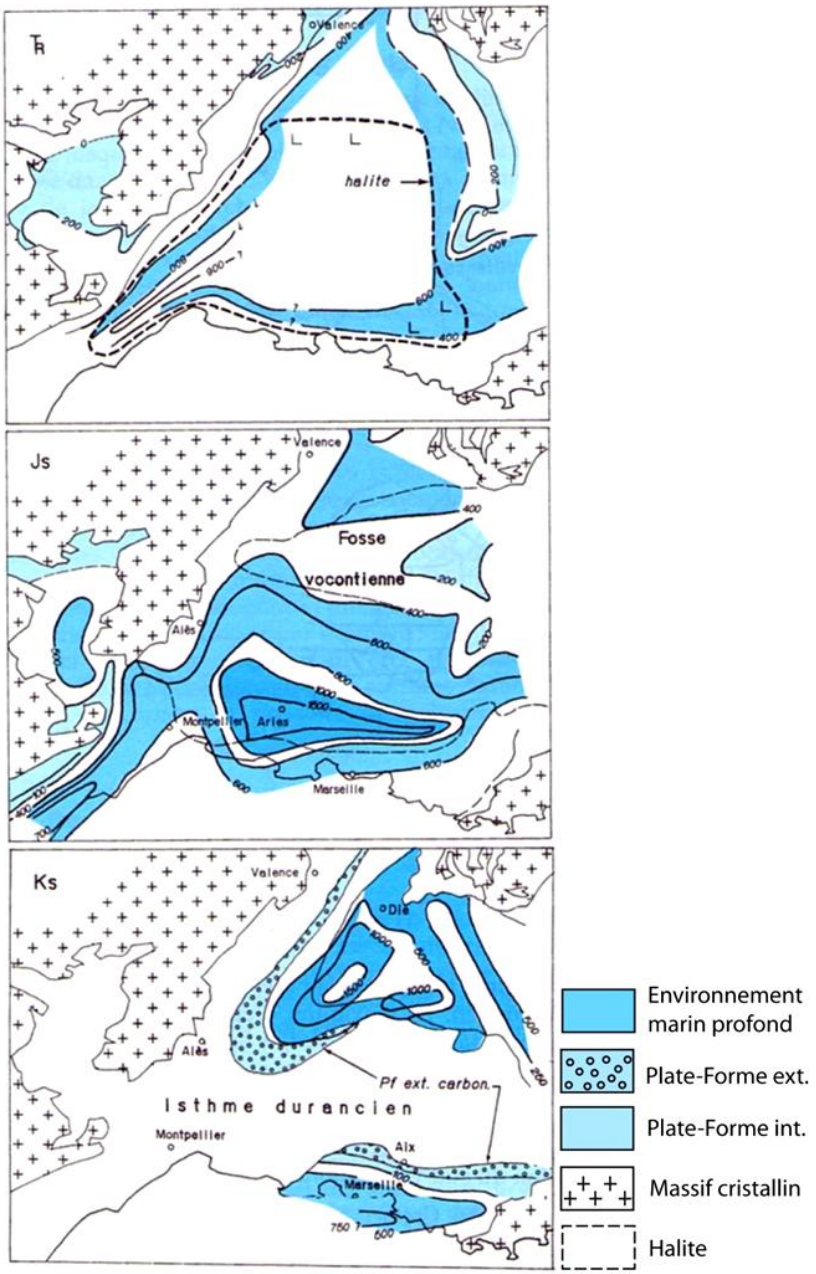


Figure 3- 11 : Paléogéographie du Bassin du Sud-Est au Trias, au Jurassique supérieur et au Crétacé supérieur ; les isopaques sont exprimées en mètres. (Curnelle et Dubois, 1986 ; Dubois *et al.,* 1989 *in* Dercourt 2002).

Au début du Crétacé, le système de plates-formes (Fig. 3-12 et 3-13) est vaste (100 km de large sur 1000 km de long) et s'étend de l'Espagne à la Suisse, isolé des continents (limité par des apports silico-clastiques). L'épaisseur de ces séquences carbonatées varie de 200 à 400 m (Masse et Philip, 1976).

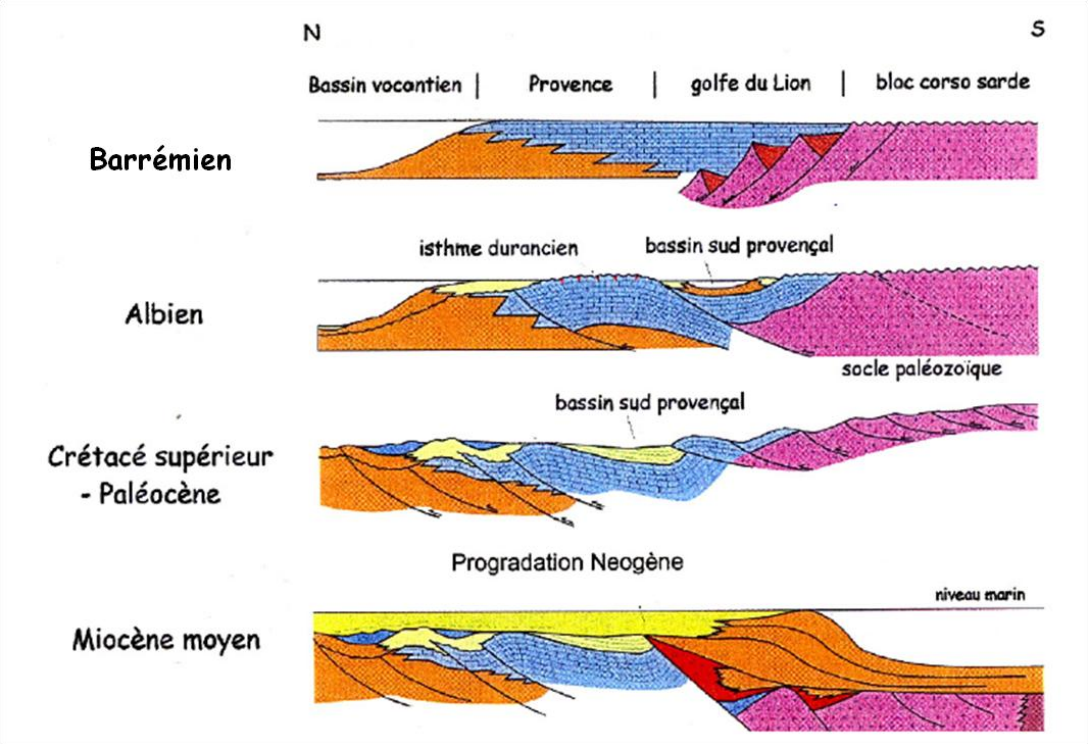


Figure 3- 12 : Reconstitution en coupe de l'évolution des dépôts sédimentaires et des structures tectoniques en Provence depuis le Crétacé inférieur (Rubino, 2002, 2005).

A l'Albien, sous contrôle géodynamique, la paléogéographie évolue et passe d'un système de vastes plates-formes carbonatées et de bassin à un système émergé E-W (« Bombement durancien ») séparant des bassins étroits (« Bassin Sud-Provençal Fig. 3-13 et 3-14). Cette période induit une érosion continentale intense et localisée des terrains d'âge crétacé inférieur (Masse et Philip, 1976). Elle est marquée en Provence par des hiatus stratigraphiques et des discontinuités, la formation de bauxite, et la disparition des grandes plate-formes carbonatées développées depuis le Jurassique (Masse et Philip, 1976). Le contexte tectonique est interprété soit comme une flexure lithosphérique compressive, soit un uplift dû à une remontée mantellique (Masse et Philip, 1976).

Les carbonates du Crétacé supérieur (Cénomanien-Santonien) sont formés par des plates-formes E-W étroites (10-25 km) développées entre les marges exposées du Bombement durancien au nord et les bassins étroits probablement de type transtensifs (Floquet et Hennuy, 2003) au sud (Fig. 3-11 et 3-14). Les cinq étapes de développement des plates-formes carbonatées témoignent d'un système général transgressif vers le nord, avec des onlaps côtiers, et sont caractérisés par d'importants apports silicoclastiques (Floquet et Hennuy 2003 ; Gari, 2008).

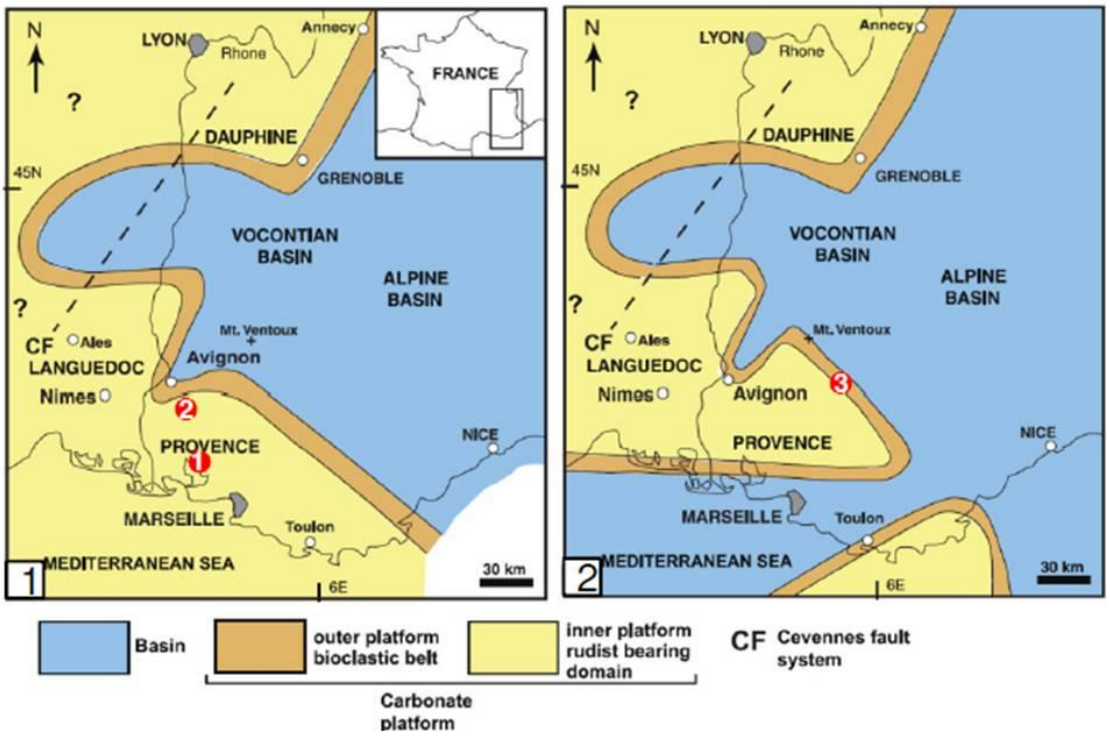


Figure 3- 13 : Cartes paléogéographiques du Sud-Est de la France au Crétacé inférieur (1 : Barrémien sup. ; 2 : Aptien inf.) montrant l'étendue de la plate-forme urgonienne et du bassin vocontien (Masse et Fenerci-Masse, 2011).

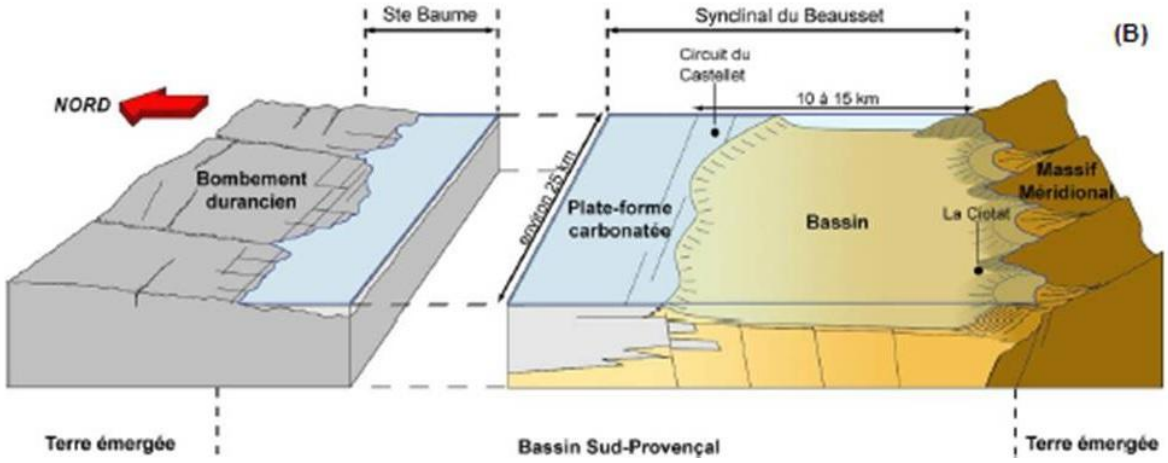


Figure 3- 14 : Bloc diagramme représentant le cadre paléogéographique sud provençal au Turonien et au Coniacien inf. D'après Hennuy (2003). Jusqu'à 8 km de sédiments s'accumulent dans le bassin sud-provençal durant le Mésozoïque.

3.1.2.3 L'orogénèse pyrénéo-provençale

La tectonique pyrénéo-provençale met fin au développement des plates-formes carbonatées mésozoïques en Provence (Fig. 3-12). Un décrochement majeur entre l'Ibérie et l'Europe (Fig. 3-15) pendant le Crétacé moyen a précédé la collision entre ces deux blocs, et résulte de la formation du raccourcissement pyrénéo-provençal le long d'une direction E-W (Fig. 3-16 ; Rosenbaum 2002, Stampfli *et al.,* 2002), principalement à l'Eocène (Tempier, 1987).

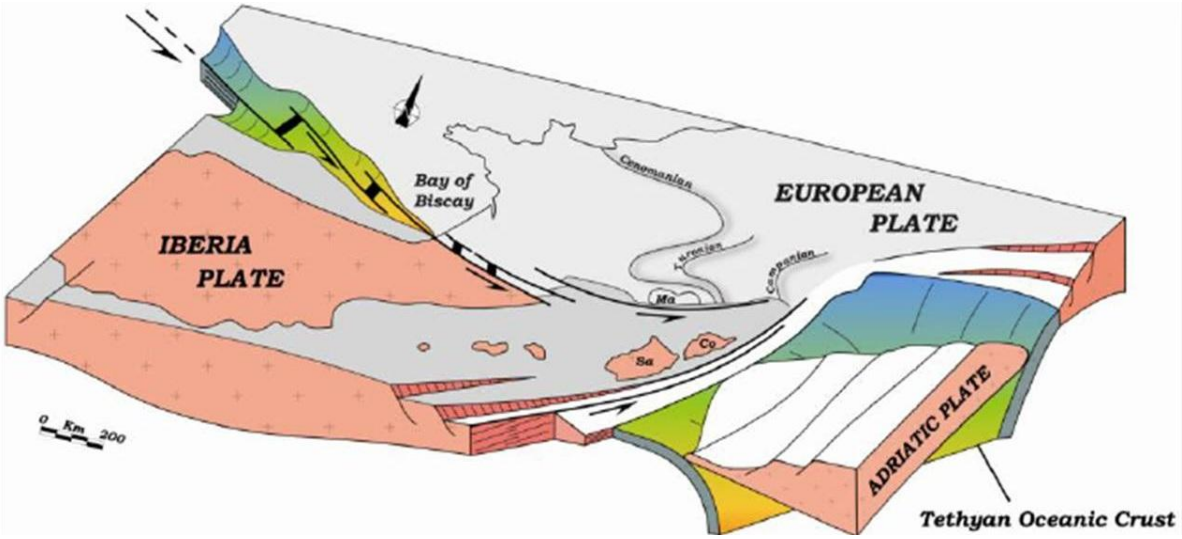


Figure 3- 15 : Bloc diagramme illustrant le cadre géodynamique des plaques européenne, ibérique et adriatique à la fin du Crétacé. Un décrochement majeur entre l'Ibérie et l'Europe pendant le Crétacé moyen a précédé la collision entre ces deux blocs, responsable de la formation du raccourcissement pyrénéo-provençal. Dans le même temps se développe la subduction de la croûte océanique téthysienne sous la plaque adriatique (d'après Schreiber *et al.*, 2010)

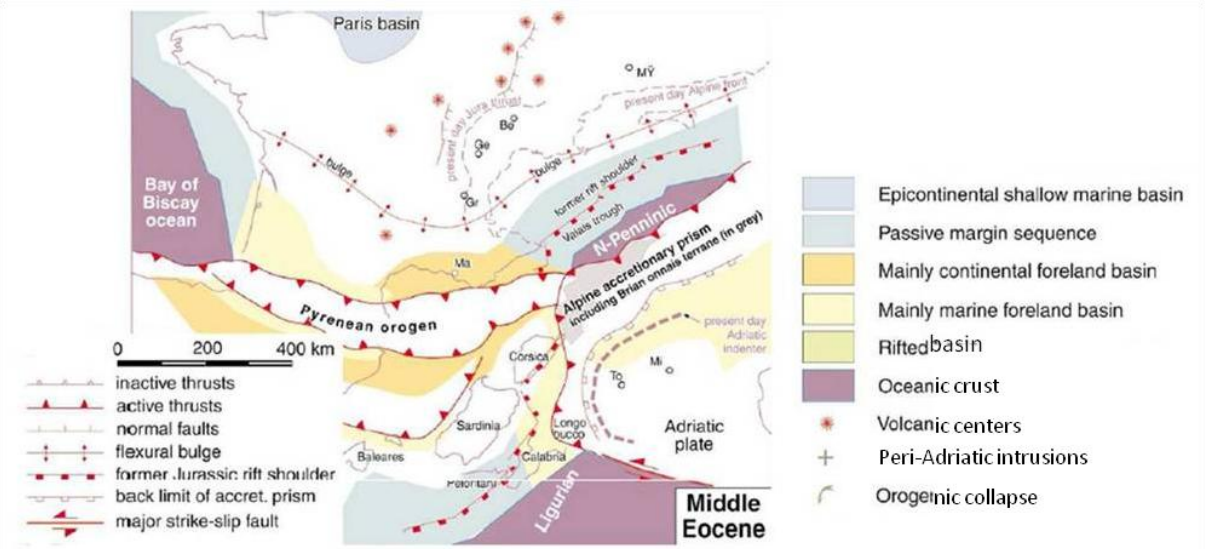


Figure 3- 16 : Paléogéographie de l'orogène pyrénéo-provençal à l'Eocène moyen (Stampfli *et al.*, 2002).

3.1.2.4 L'orogénèse alpine et l'ouverture du Bassin Liguro-Provençal

Une succession de processus associés à la convergence Afrique-Eurasie va contrôler l'évolution géodynamique méditerranéenne au cours du Cénozoïque : subduction, collision, ouverture arrière-arc (Jolivet, 2008). La reconstruction de l'évolution du Bassin liguro-provençal (Fig. 3-17) depuis son ouverture à l'Eocène montre l'interaction en Provence des deux fronts de chevauchements alpins et pyrénéens.

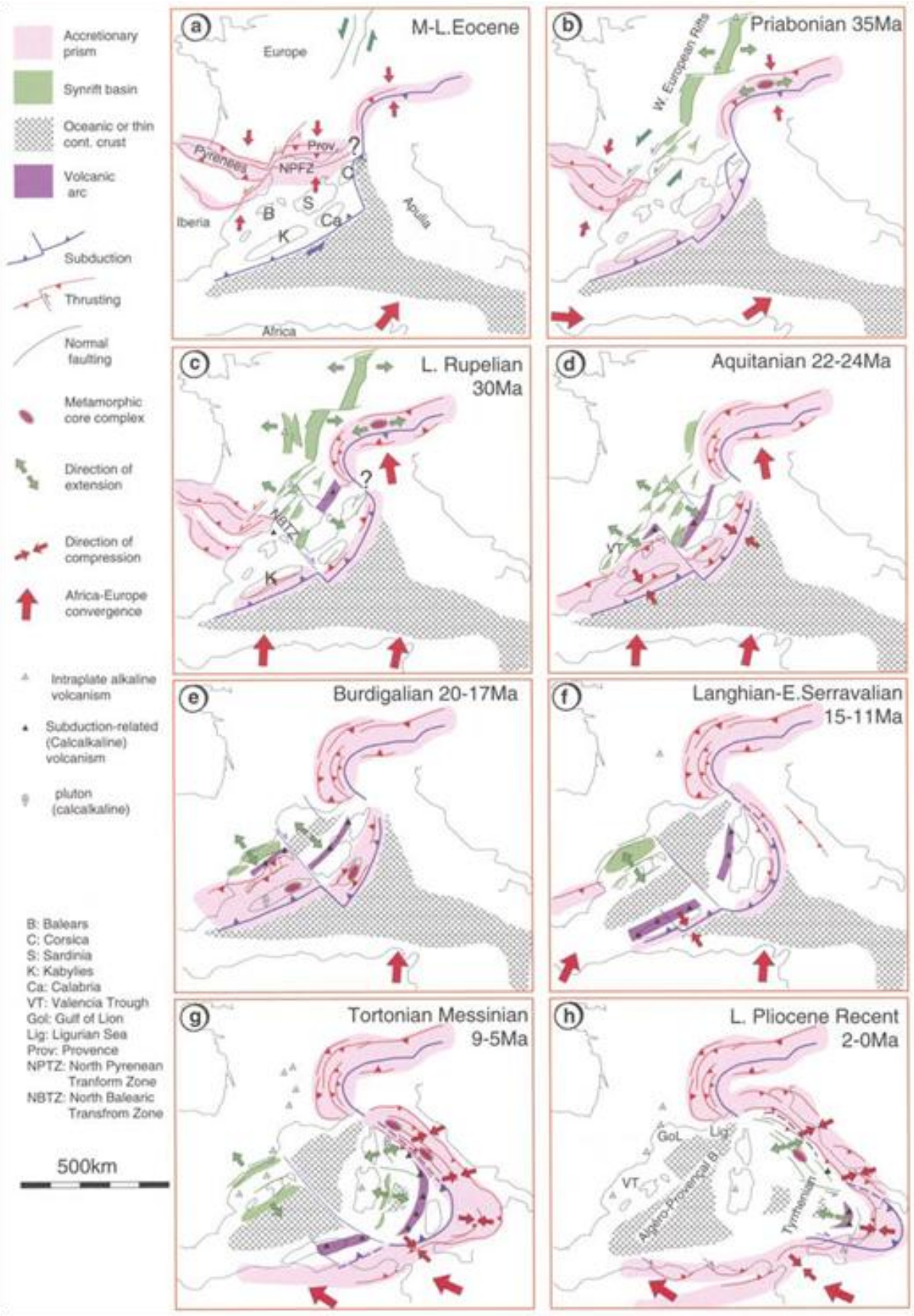


Figure 3- 17 : Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale depuis l'Eocène selon Séranne (1999).

A partir de la fin de l'Eocène et jusqu'au Miocène, le régime tectonique provençal devient extensif, et le sud de la Provence subit l'interférence du rift ouest européen et du rift du bassin d'arrière-arc liguro-provençal (Bergerat, 1985; Hippolyte *et al.* 1993). Simultanément, la tectonique alpine d'avant-pays affecte la partie nord du bassin sud-provençal (Laurent *et al.,* 2000). Des plis E-W à vergence sud se forment tandis que les structures pyrénéo-provençales sont réactivées au nord de la Provence occidentale (Champion *et al.,* 2000). L'effet de la tectonique alpine sur les reliefs sud-provençaux est toujours soumise à débats (Andreani *et al.,* 2010 ; Rousset, 1967).

Au début du Cénozoïque le bloc corso-sarde est parallèle au Golfe du Lion et la plaque adriatique est déjà en collision avec l'Europe et forme les Alpes (Jolivet *et al.,* 2006).

Dès la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène (Fig. 3-17a, b, c), la lithosphère océanique mésogéenne est progressivement bloquée entre deux zones de collision : à l'est la collision entre la future plaque arabe et l'Eurasie, et à l'ouest la collision entre la péninsule ibérique et la marge nord de la plaque africaine, entre 35 et 30 Ma (Dewey *et al.,* 1989 ; Rosenbaum *et al.,* 2002 ; Jolivet *et al.,* 2003 ; Lacombe et Jolivet, 2004 ; Jolivet *et al.,* 2006). La subduction de la lithosphère océanique mésogéenne sous la marge sud européenne entraîne la formation de la cordillère bétique et l'apparition de volcanisme calco-alcalin en Sardaigne et dans le sud de la Provence, ainsi que la fin de la tectonique pyrénéo-provençale dans les zones internes (Arthaud et Séguret, 1981 ; Choukroune *et al.,* 1990 ; Seranne *et al.,* 1995 ; Vergés *et al.,* 2002 ; Jolivet *et al.,* 2006). Pendant cet intervalle de temps, le régime tectonique de subduction évolue en régime extensif avec un retrait significatif du slab à partir de 30 Ma (fig. 3-7 et 3-8), initiant dès lors la dynamique méditerranéenne actuelle (Séranne, 1999 ; Jolivet et Facenna, 2000 ; Jolivet *et al.,* 2006). Sur la marge provençale (fig. 3-17a, b, c et 3-19A), il est proposé que la phase d'extension de l'Oligocène inf. pourrait être liée à la phase de rifting Ouest européen (Hippolyte *et al.,* 1993 ; Mauffret & Gorini, 1996). Cette dernière va entraîner la formation de bassins le long de structures NE-SO à NNE-SSO.

Durant l'Oligocène inf., le remplissage des bassins de la Méditerranée Nord-Occidentale est caractérisé par une sédimentation continentale et/ou littorale. Les incursions marines sont très réduites et l'extension de la mer est incertaine, pouvant soit provenir du nord (rift ouest européen ou bassin molassique ouest alpin) pour les bassins de Manosque et d'Aix (Sissingh 2001, 2006), soit du sud pour le bassin de Marseille, en communication avec un canal sardo- ibérien (Nury et Shreiber, 1997 ; Sissingh, 2006).

A l'Aquitanien, le retrait du slab est actif depuis 7 Ma (fig. 3.17d et 3.16B ; Séranne, 1999 ; Jolivet *et al.,* 2006 ; Oudet, 2008) et un rifting arrière-arc se forme dans le domaine liguro-provençal. La Corse et la Sardaigne enregistrent de l'extension tandis qu'une croûte océanique se met en place dans le Bassin liguro-provençal (Cerchi et Montadert, 1982; Geel, 1995; Jolivet *et al.,* 1998). La marge provençale enregistre sa première transgression pérenne (Besson, 2005 ; Fig. 3-12, 3.18A, 3-19B et 3-20), les premiers dépôts marins sont datés de l'Oligocène sup. et proviennent du sud par l'intermédiaire de grabens subsidents (Oudet, 2008).

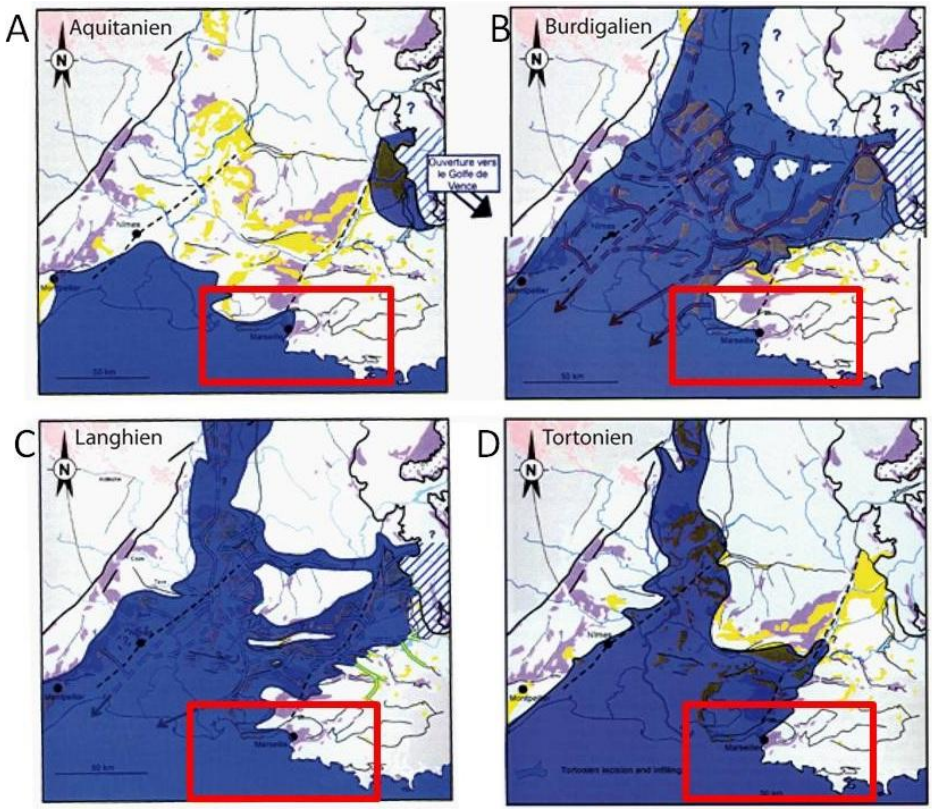


Figure 3- 18 : Cartes paléogéographiques montrant l'extension de la mer miocène dans le SE de la France. Les rectangles rouges localisent la zone d'étude décrite en fig. 3-16 (Besson, 2005, modifié)

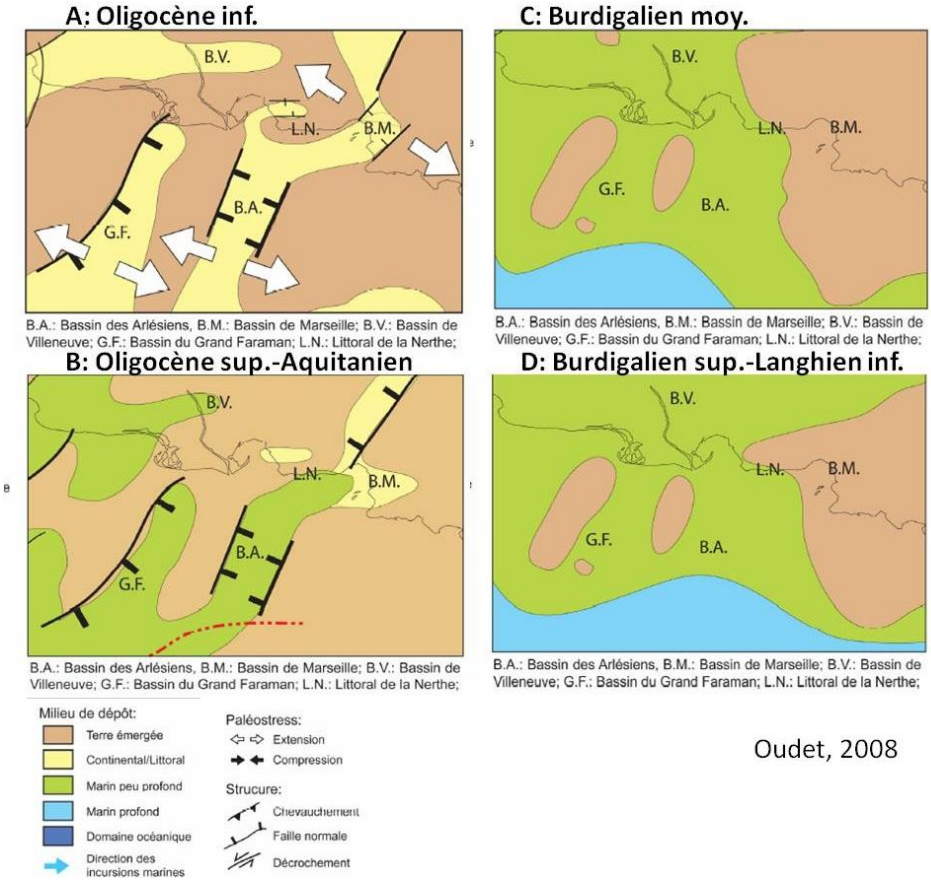


Figure 3- 19 : Cartes paléogéographiques de la marge provençale durant la période anté-rift (A), de rifting (B), et post-rift (C, D) de l'océan liguro-provençal. Oudet, 2008 (modifié).

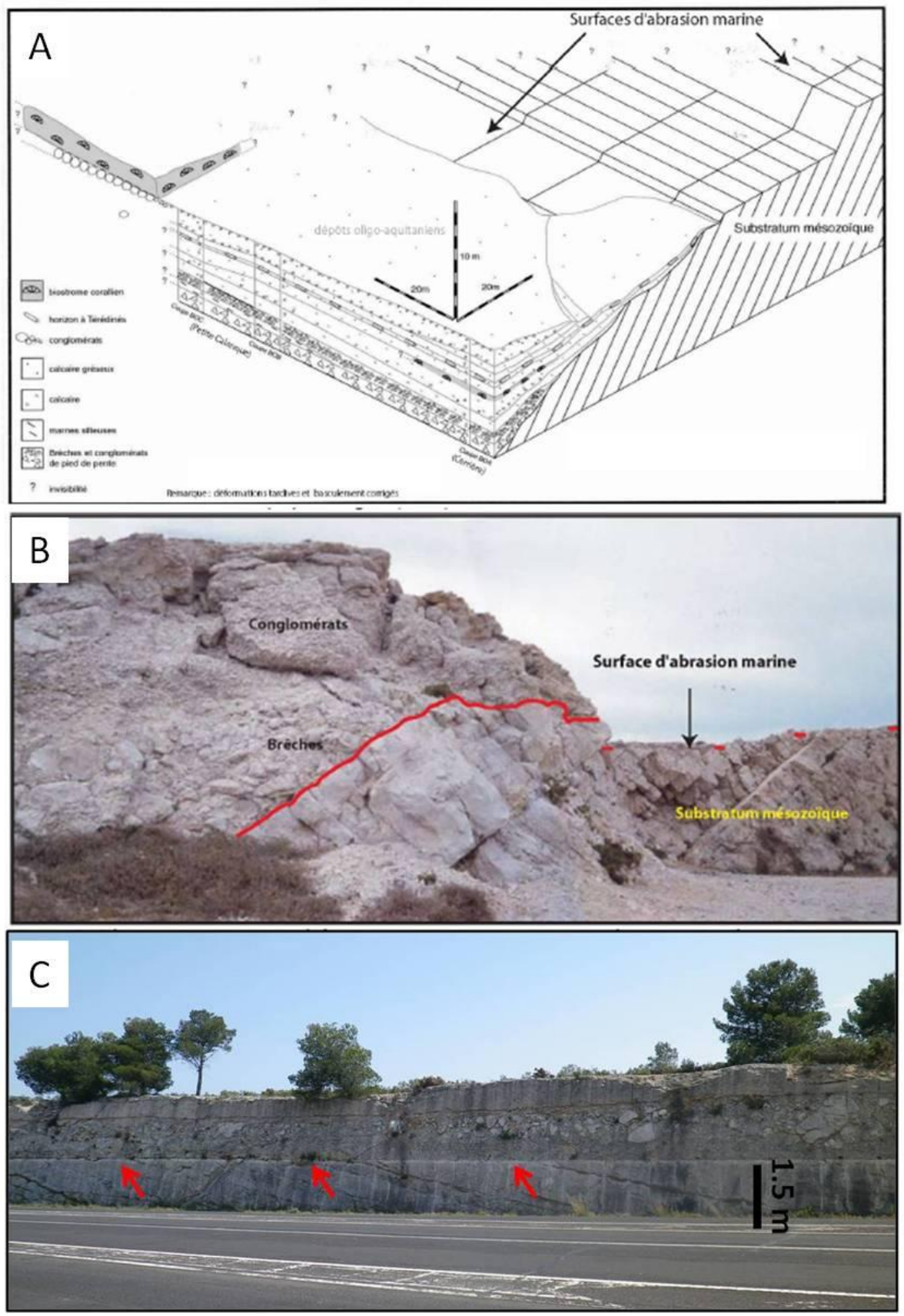


Figure 3- 20 : Surfaces d'abrasion marine dans le massif de la Nerthe. A : Bloc diagramme des corps sédimentaires oligo-aquitaniens avec leur relation au substratum mésozoïque arrasé à l'Anse Boumandariel (d'après Borgovini in Besson *et al.*, 2005). B : Détail du contact entre les dépôts oligo-aquitaniens et le substratum mésozoïque (Carrière de Boumandariel). (Besson *et al.*, 2005) C : Surface de transgression du Miocène sur le Crétacé et chaos de blocs sur la D9 à proximité de La Couronne.

Au Burdigalien, une large part de l'océan liguro-provençal est ouverte (Fig. 3-17e ; Séranne, 1999 ; Jolivet *et al.,* 2006), le bloc corso-sarde subit une rotation importante (30° entre 20,5 et 18 Ma ; Gattaccecca 2007), et la Paratéthys est connectée par les Alpes à la Méditerranée. La marge provençale est caractérisée par une transgression confinée dans les bas topographiques au Burdigalien inférieur, mais qui se généralise au Burdigalien moyen, submergeant les paléo-hauts topographiques en mer (Cravatte *et al.,* 1974) et à terre (Fig. 3-19C et D, 3-20 ; Maurel-Ferrandini, 1976 ; Arnaud *et al.,* 1988 ; Oudet, 2008). Cette transgression correspond à une période de subsidence rapide de la marge du Golfe du Lion (Fig. 3-12), jusqu'ici en position haute par rapport à la Camargue où d'importantes séries progradantes se sont déposées (Gorini, 1993 ; Guennoc *et al.,* 2000 ; Bache, 2008).

Du Langhien au Serravalien (Fig. 3-17f), l'extension arrière-arc va progressivement s'arrêter dans le bassin liguro-provençal et migrer à l'Est du bloc corso-sarde, dans le domaine arrière arc des Apennins (Bartole, 1995 ; Jolivet *et al.,* 1998, 2006 ; Mauffret et Contrucci, 1999 Séranne, 1999). La zone de subduction ouest méditerranéenne, de plus en plus longue, subit à partir de cette période une rupture du slab en plusieurs endroits (Fig. 3-8 ; Faccenna *et al.,* 2004 ; Spakmann et Wortel, 2004). Il n'y a plus de continuité de la Paratéthys des Alpes aux Carpathes. Au Langhien (Fig. 3-18C, 3-19D), la marge provençale est caractérisée par une transgression qui envahit le bassin molassique rhodano-provençal jusqu'à la côte ouest de la Nerthe (Besson, 2005).

Au Serravalien supérieur et au Tortonien (Fig. 3-17g), l'ouverture du bassin méditerranéen occidental est achevée, à l'exception de la mer tyrrhénienne. Le Tortonien marque un tournant dans l'évolution géodynamique méditerranéenne, caractérisé par une tectonique extensive et de la subsidence dans la partie orientale (Montenat et Ott d'Estevou, 1990), des uplifts sur la côte espagnole (Weijemars *et al.,* 1985, Vissers *et al.,* 1995), et le dépôt des premières évaporites dans les bassins de Lorca et de Fortuna, dus à des déficits hydriques locaux (Rouchy *et al.,* 1998 ; Dinarès-Turell *et al.,* 1999). Sur la marge provençale, les variations eustatiques se caractérisent par une phase d'incision des séries serravaliennes, puis de dépôts transgressifs colmatant ces rias tortoniennes lors d'un haut niveau marin (Fig. 3-18 D ; Besson, 2005).

3.1.2.5 Le méga-cycle eustatique messino-pliocène en Méditerranée

- Découverte et problématique :

Entre 6 et 2 Ma (Fig. 3-17g, h) la région méditerranéenne a été le siège de bouleversements géographiques de grande ampleur en relation avec la crise de salinité messinienne et la baisse brutale du niveau marin. La découverte du phénomène remonte à la campagne océanographique Leg XIII du *Glomar Challenger* au début des années 70 (Ryan *et al.*, 1973). Le résultat majeur de cette campagne (Ryan *et al.,* 1973) fut l'identification et l'attribution au Messinien des évaporites centrales sous les plaines abyssales méditerranéennes, en concordance avec la série sus-jacente pliocène (Cita *et al.*, 1973) et la série sous-jacente miocène. Cette découverte a servi de base au concept de crise de salinité messinienne. Deux modèles (Fig. 3-21) ont été opposés pour expliquer la formation de cette épaisse série d'évaporites : le modèle profond (*Dessicated deep basin*

model ; Hsü, Cita, Ryan, 1973) et le modèle peu profond (*Shallow water shallow basin model* ; Nesteroff, 1973). Le modèle profond s'appuie sur la présence, dans un bassin analogue à l'actuel, d'un plan d'eau évaporitique 2000 ou 3000 m en contrebas du niveau marin de l'Atlantique, tandis que le modèle peu profond est caractérisé par la formation des évaporites dans un bassin méditerranéen d'une profondeur maximum de 500 m, précédant une subsidence tectonique du plancher méditerranéen. La découverte d'une surface d'érosion sur les marges du Bassin méditerranéen, prolongée à terre par de profonds canyons témoigne du rabaissement du niveau marin et valide le modèle profond (Clauzon, 1973, 1978, 1982 ; Ryan, 1978 ; Ryan et Cita 1978 ; Gennesseaux et Lefebvre 1980 ; Barber, 1981).

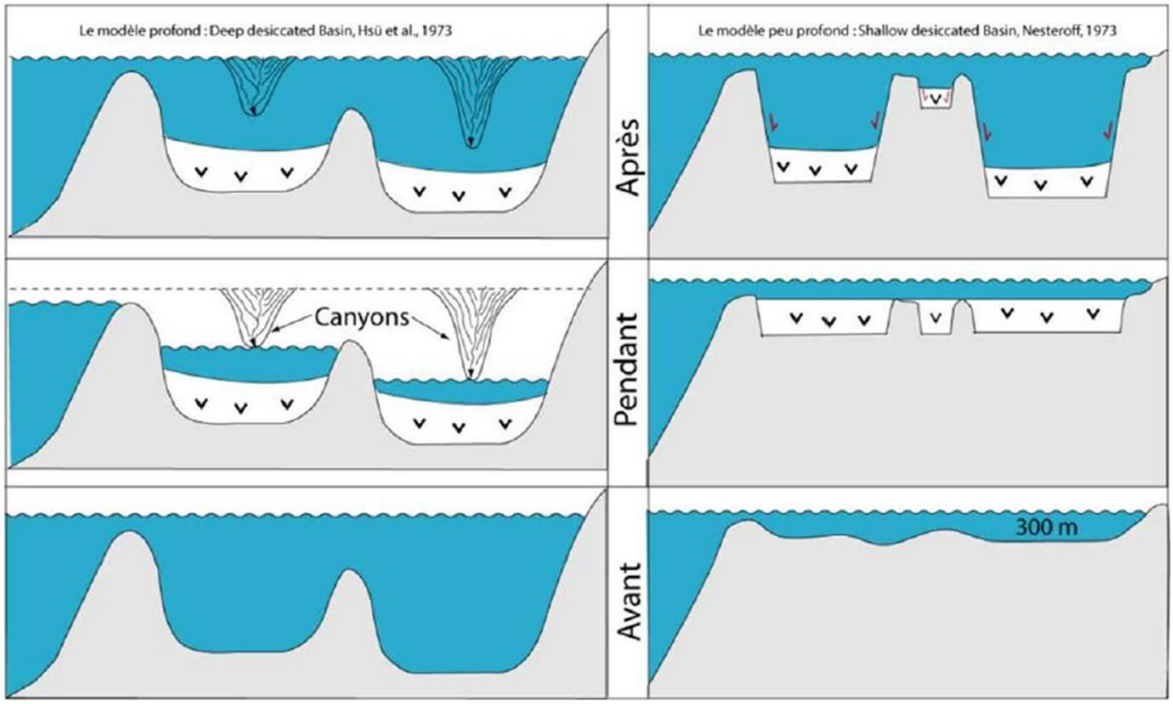


Figure 3- 21 : Les deux modèles interprétatifs de la crise de salinité messinienne. A gauche, le modèle profond (Hsü *et al.,* 1973) propose une origine eustatique pour le dépôt des évaporites. A droite, le modèle peu profond (Nesterroff, 1973) lui oppose une origine tectonique. D'après Mocochain, 2007.

- L'origine de la crise :

Bien que ses modalités soient encore discutées, la cause tectonique est généralement admise pour expliquer l'origine de cette crise majeure par la formation d'un seuil entre l'Atlantique et la Méditerranée. Avant la crise de salinité, le corridor Rifain et le détroit Bétique (Fig. 3-22) assuraient la communication entre l'océan Atlantique et le bassin Méditerranéen. La restriction des échanges avec l'océan Atlantique associés à l'évolution tectonique de l'arc d'Alboran (Jolivet, 2006) a été le facteur déclencheur de la crise. Une fois les liaisons rompues avec l'Atlantique, c'est le bilan hydrique négatif de la Méditerranée qui, associé à un climat sub-aride similaire au climat actuel des rives de la Mer Rouge (Suc et Bessais, 1990), provoqua l'effondrement du niveau de base endoréique du bassin Méditerranéen d'au moins 1500 m (Hsü *et al.,* 1973; Ryan, 1976; Clauzon, 1982).

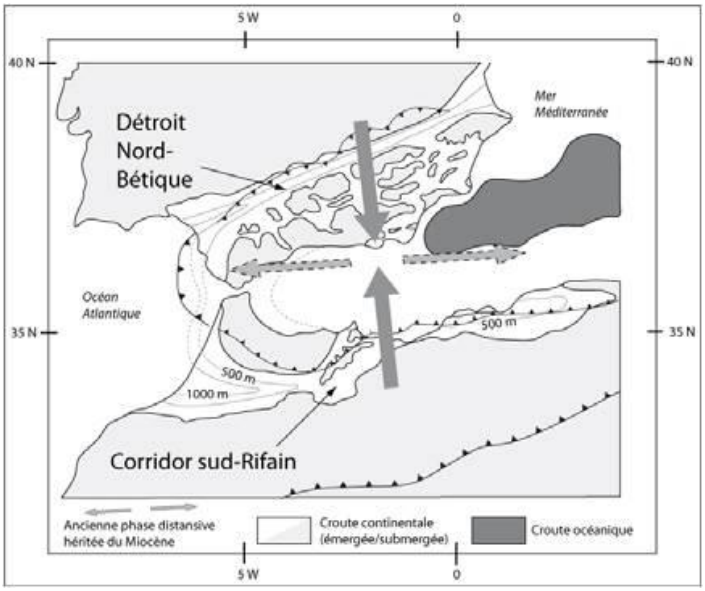


Figure 3- 22 : Physiographie et contexte tectonique de l'arc bético-rifain au Tortonien (Benson *et al.*, 1991, Jolivet *et al.*, 2006). Les échanges hydriques entre le Bassin méditerranéen et l'Océan atlantique sont assurés par les corridors bétique et rifain. Avant la crise, une compression N-S provoque la fermeture progressive des liaisons océaniques.

- Les marqueurs de la crise :

Entre 5,6 et 5,32 Ma, les variations eustatiques hors normes causées par la dessiccation de la mer Méditerranée et sa remise en eau (oscillation d'environ 1500 m) ont eu des impacts morphologiques et sédimentaires catastrophiques à l'échelle du bassin méditerranéen et de ses marges (i.e. Clauzon, 1996). Deux phénomènes particulièrs sont associés à la crise :

- En mer, les plaines abyssales restées sous faible tranche d'eau sont le lieu d'une importante sédimentation de nature essentiellement évaporitique (>1km) (Montardet *et al.*, 1970 ; Hsü *et al.*, 1973), passant latéralement sur les pentes continentales à des corps sédimentaires détritiques terrigènes issus de l'érosion des marges (Rizzini *et al.*, 1978 ; Savoye et Piper, 1991 ; Lofi *et al.*, 2005 ; Maillard *et al.*, 2006) (Fig. 3-23) ;

- A Terre et sur les marges, c'est le phénomène d'érosion fluviatile qui domine avec pour conséquence la formation d'une discordance de ravinement fortement prononcée, appelée « surface d'érosion messinienne » (Ryan et Cita, 1978) prolongée par des canyons au droit des fleuves: les canyons messiniens (Fig. 3-23 et 3-24 ; Clauzon 1973, 1978, 1982).

Une terminologie de tous les marqueurs stratigraphiques messiniens (surfaces de discontinuité et séquences de dépôts) dans le domaine marin a été proposée par Lofi *et al.* (2011) à partir des profils de sismique réflexion dans tout le Bassin méditerranéen (Fig. 3-23 et 3-24). Dans le bassin profond, trois unités de dépôts évaporitiques sont définies : La première, « *Mobile Unit* » (MU, principalement de l'halite) est facilement reconnaissable sur les profils sismiques avec un faciès transparent et une déformation plastique associée qui forme des diapirs et des failles listriques (Dos Reis *et al.*, 2005). Elle est limité à la base et au sommet par les unités évaporitiques « *Lower Unit* » (LU) et « *Upper Unit* » (UU). Sur les pentes des marges continentales, une unité de dépôt « *Complex Unit* » (CU) correspond aux produits détritiques de l'érosion des marges. Ces unités sédimentaires sont limitées à la base et au sommet par les discontinuités messiniennes BES (« *Bottom Erosionnal Surface* ») et TES (« *Top Erosionnal Surface* ») qui passent latéralement à la MES (« *Margin Erosionnal Surface* ») sur le plateau continental. C'est cette MES, (ou SEM) héritée de

l'érosion sub-aérienne du plateau continental que je décrirai dans la suite de ce travail sur la marge provençale.

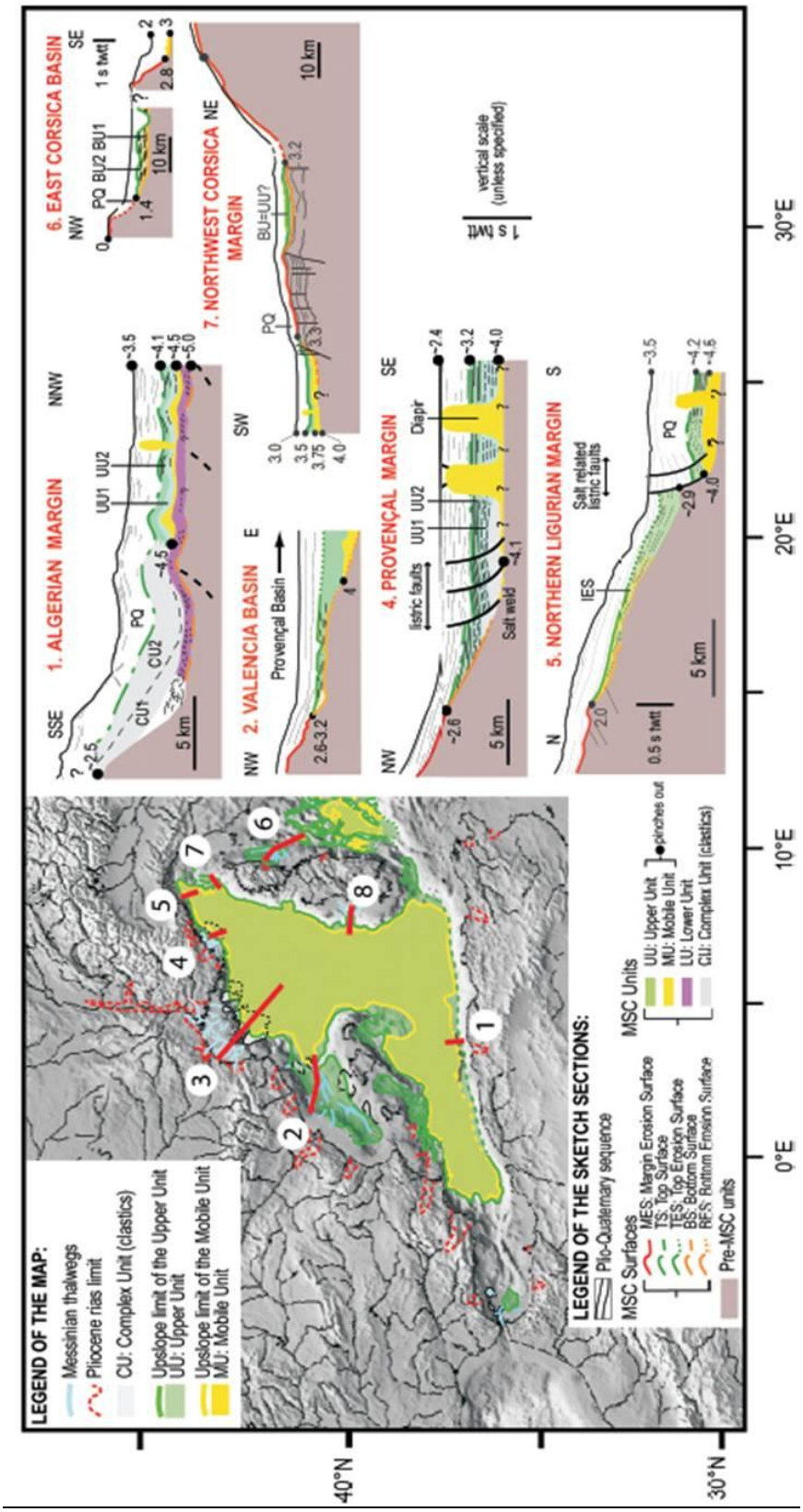


Figure 3- 23 : Modèle digital de terrain de la Méditerranée occidentale (Smith et Sandwell, 1997) et synthèse des marqueurs de la crise de salinité messinienne dans le Bassin méditerranéen. A Terre, les canyons messiniens sont représentés en rouge, les thalwegs en bleu. En Mer, les évaporites sont cartographiées en vert (évaporites supérieures « *upper unit* ») ou en jaune (sel messinien « *mobile unit* »). Les coupes illustrent l'organisation des marqueurs messiniens selon un axe terre-mer. D'après Maillard *et al.*, 2011 modifié *in* Lofi *et al.*, 2011.

- Etat des connaissances sur la morphologie de la SEM dans le Golfe du Lion :

L'étude de la surface d'érosion messinienne (SEM) sur la Marge du Golfe du Lion est l'une des plus complètes et a donné lieu à de nombreuses publications, à Terre (Fig. 3-24; Clauzon, 1973, 1978 ; Molliex, 2009 ; Roure *et al.,* 2009) ou en Mer (Fig. 3-25 ; Gorini *et al.,* 1993, 2005 ; Guennoc *et al.,* 2000 ; Lofi, 2002 ; Lofi *et al.,* 2003, 2005 ; Oudet, 2008 ; Bache 2008 ; Bache *et al.,* 2009, 2011) en raison du grand nombre de campagnes de sismique offshore et des forages d'exploration pétroliers. La cartographie de la surface d'érosion met en évidence l'existence de paléo-réseaux fluviatiles d'âge messinien à l'origine de la morphologie érosive de cette surface durant l'exondation de la marge (Fig. 3-25). A titre d'exemple, Lofi (2002) estime à plus de 3000 km^3 le volume de sédiments érodés sur le plateau continental par le système fluviatile messinien du Languedoc-Roussillon.

L'étude des géométries 3D de la Marge du Golfe du Lion a permis à Bache *et al.,* (2011) la distinction de trois phases majeures au Messinien : une phase détritique (« la crise érosive »), une phase évaporitique (« la crise de salinité »), et une remise en eau en deux temps, d'abord lente et caractérisée par une surface de ravinement transgressive sur les pentes (morphologie de la SEM lisse), puis rapide, caractérisée par une surface fluviatile préservée sur la plate-forme (morphologie de la SEM rugueuse ; Fig. 3-26C). L'hypothèse d'une remontée en deux temps s'oppose néanmoins à celle d'une remise en eau très rapide du bassin méditerranéen à la fin du Miocène après l'ouverture des communications avec l'Atlantique au détroit de Gibraltar (Blanc, 2002; Loget and Van Den Driessche, 2006).

Le canyon fossile du Rhône illustre l'impact de la crise à terre. Les profils sismiques et les forages permettent une bonne reconstitution de sa structure en 3D (Fig. 3-24), qui présente un aspect convexe, et des ruptures de pentes qui témoignent du caractère juvénile de son profil, conséquence de la durée très brève de la crise (Clauzon *et al.,* 1996). Sa profondeur atteint 1300 m au droit des Saintes-Maries-de-la-Mer, et l'érosion régressive s'est propagée jusqu'au Jura.

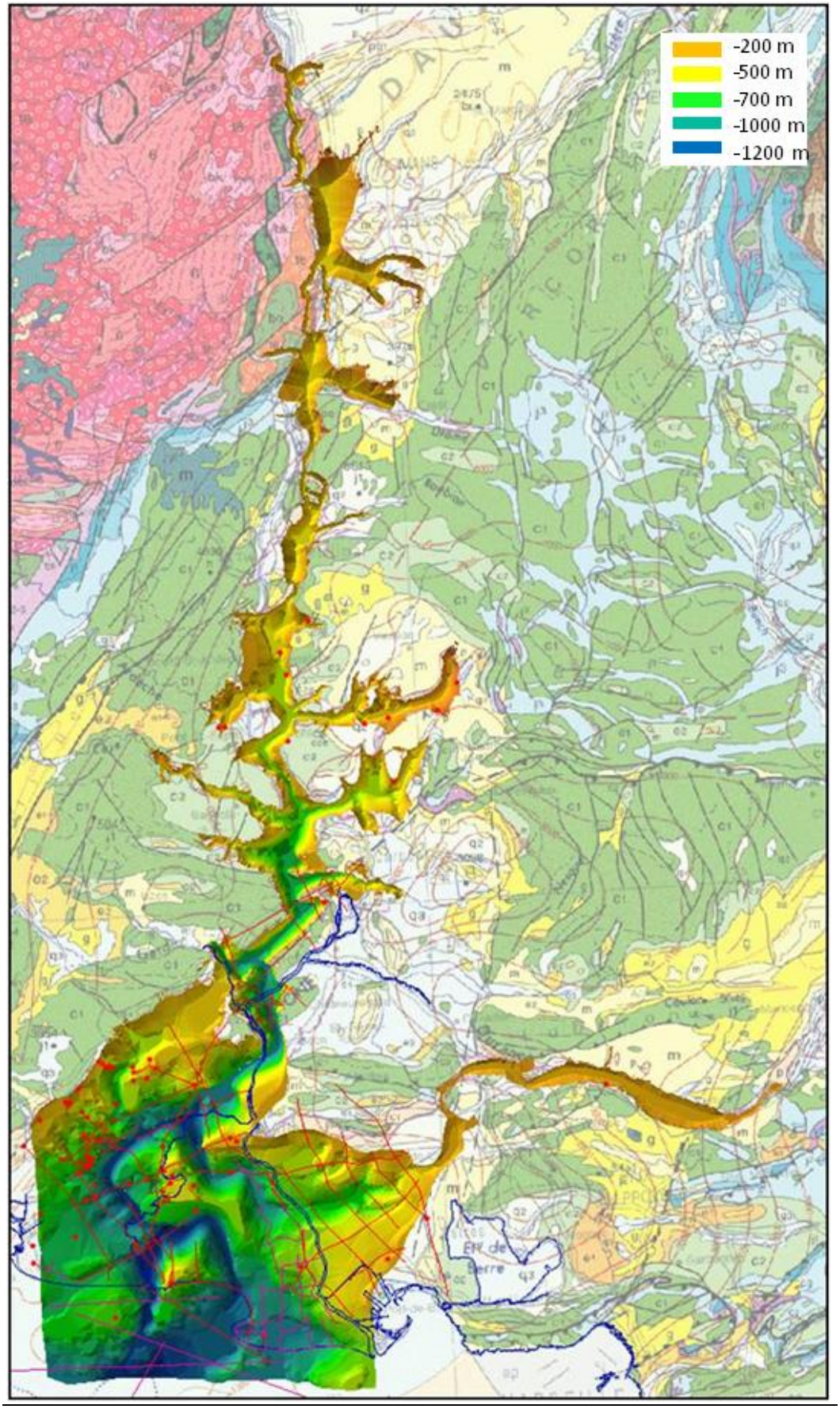


Figure 3- 24 : Modèle numérique de la surface d'incision messinienne des canyons du Rhône et de la Durance à partir des données de surface et de subsurface (sismique et forages). Garoux-Torres, Clauzon, Rubino 1999 ; Roure, 2009.

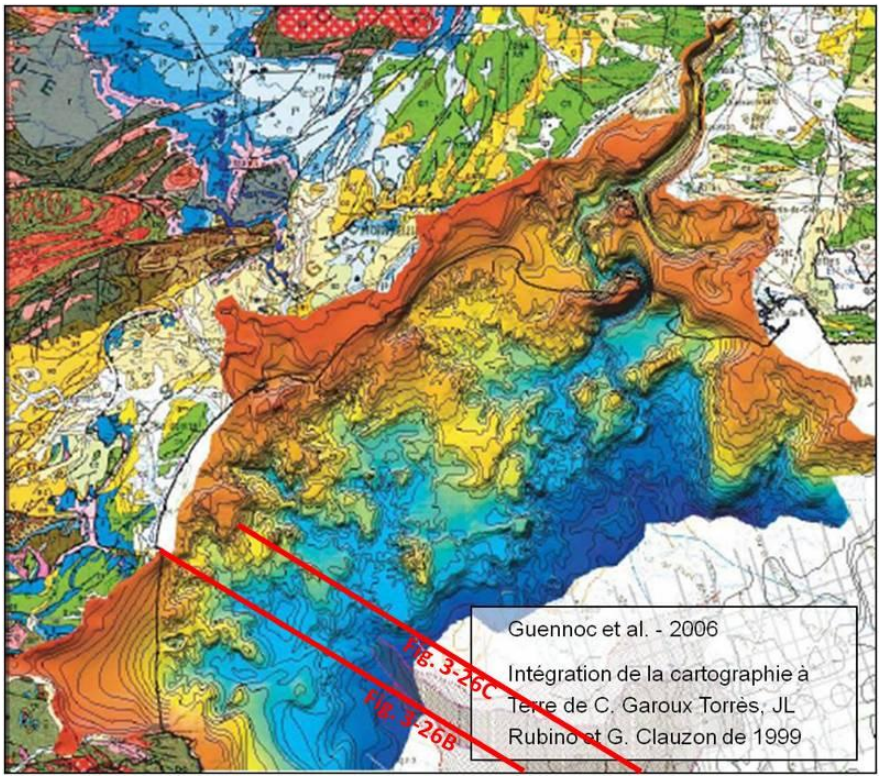


Figure 3- 25 : Cartographie de la surface d'érosion messinienne sur la Marge du Golfe du Lion (Guennoc *et al.*, 2006).

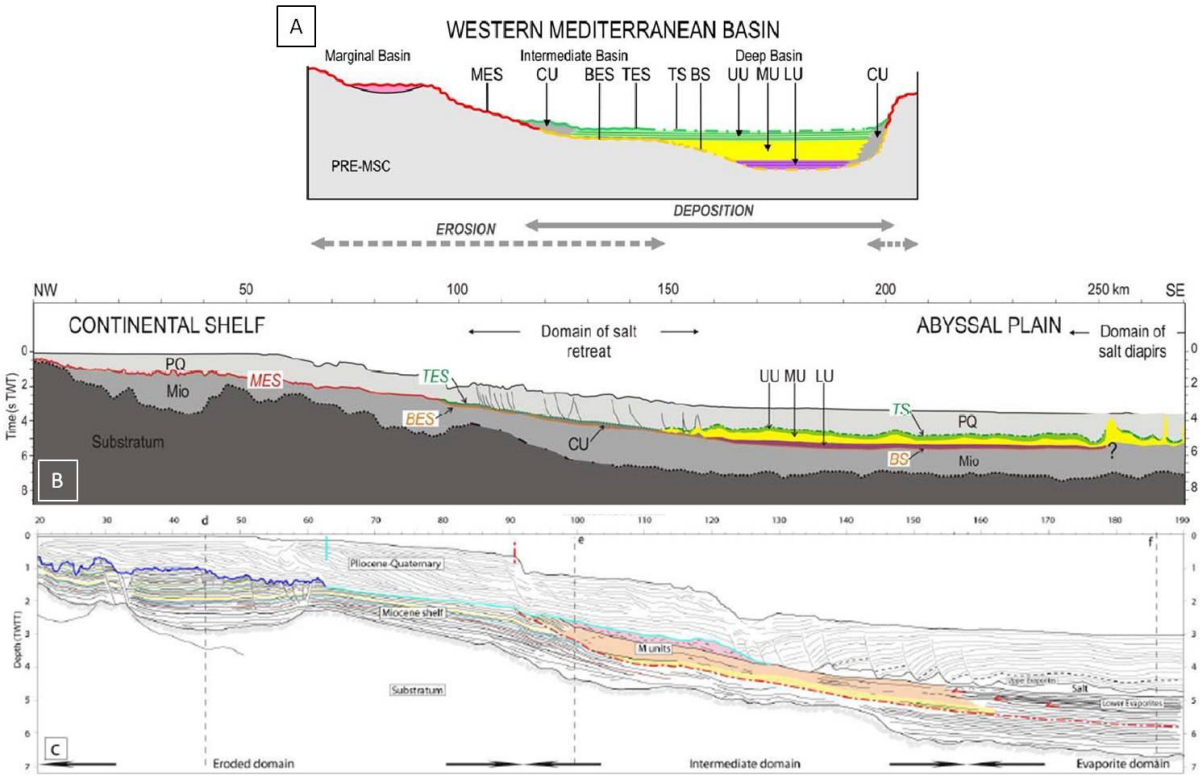


Figure 3- 26 : Sections schématiques et interprétation de profils sismiques de la Marge du Golfe du Lion mettant en évidence les unités sédimentaires messiniennes et les surfaces d'érosion. A : Schéma idéal de l'organisation des marqueurs messiniens de la Méditerranée occidentale en l'absence de tectonique salifère (Lofi *et al.*, 2011), B : Schéma représentant une ligne sismique NW-SE qui montre l'organisation des marqueurs messiniens dans le Golfe du Lion d'après Lofi *et al.*, 2011. C : Interprétation d'un profil sismique NW-SE dans le Golfe du Lion d'après Bache *et al.* (2011). L'interprétation de la SEM (ou MES) diffère pour ces auteurs. La surface d'érosion bleu foncé (surface « rugueuse ») correspond à une surface d'érosion aérienne et la surface d'érosion bleu ciel (surface « lisse ») est interprétée comme une surface de ravinement transgressive.

- La remise en eau pliocène :

La remise en eau au début du Pliocène marque l'achèvement de la crise messinienne à 5.46 Ma (Bache *et al.,* 2011). Elle est provoquée par un déversement de l'Atlantique dans la Méditerranée à travers le seuil de Gibraltar extrêmement rapide selon certains auteurs (Blanc, 2002 ; Loget *et al.,* 2005), ou en deux phases, lentes puis très rapide selon Bache *et al.* (2011). A ce stade de la remise en eau, les marges du bassin, préalablement érodées, offrent un large espace disponible à la sédimentation. Il en résulte une transgression généralisée sur les marges et confinée à terre sur de très longues distances dans les canyons messiniens, qui vont être ennoyés pour former des rias (Fig. 3-27). Ces rias ont subi un colmatage particulier en Gilbert type fan delta au cours du Pliocène (Clauzon *et al.,* 1995).

Sur la Marge du Golfe du Lion, durant le Plio-Quaternaire, une épaisse série sédimentaire se met en place sous la forme de prismes progradants, en downlaps sur la SEM (Fig. 3-28 ; Lofi, 2002). Ils vont peu à peu reconstruire la marge, arasée sur près de 500 m de dénivellation au cours de la crise. Lofi (2002) met en évidence l'absence de cortège transgressif en onlap sur la surface d'érosion, qui devrait être synchrone de la remise en eau du bassin et interprète cette observation en faveur d'une remise en eau rapide à la fin de la crise. A partir du Pliocène moyen à supérieur, une partie des sédiments piégés sur la marge sont transférés massivement vers le bassin par l'intermédiaire de canyons sous-marins (Lofi, 2002).

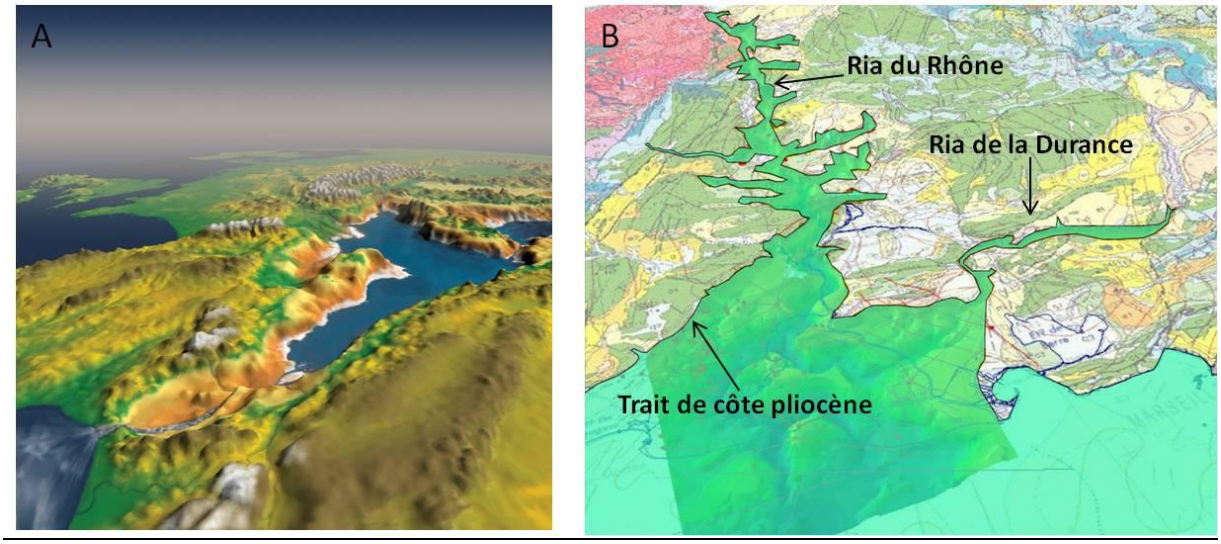


Figure 3- 27 : La remise en eau pliocène du bassin méditerranéen. A : Perspective reconstituant le début de remise en eau de la Méditerranée par eaux atlantiques à travers le détroit de Gibraltar consécutivement à son ouverture (Pibernat, 2009). B : Ria pliocène du Rhône et de ses affluents après la remise en eau complète de la Méditerranée (fond de carte et contours d'après Roure *et al.,* 2009, et Mocochain, 2007 pour la ria de l'Ardèche).

Cet épisode a entraîné des modifications importantes du paysage avec la formation de surfaces repères de caractère pour la plupart synchrone (Clauzon *et al.,* 1987). Ces surfaces, facilement identifiables dans le paysage moderne, sont des marqueurs topographiques valides pour estimer la déformation récente (post-Miocène) en Provence (Champion *et al.,* 2000) et dans la vallée du Rhône (Mocochain *et al.,* 2006).

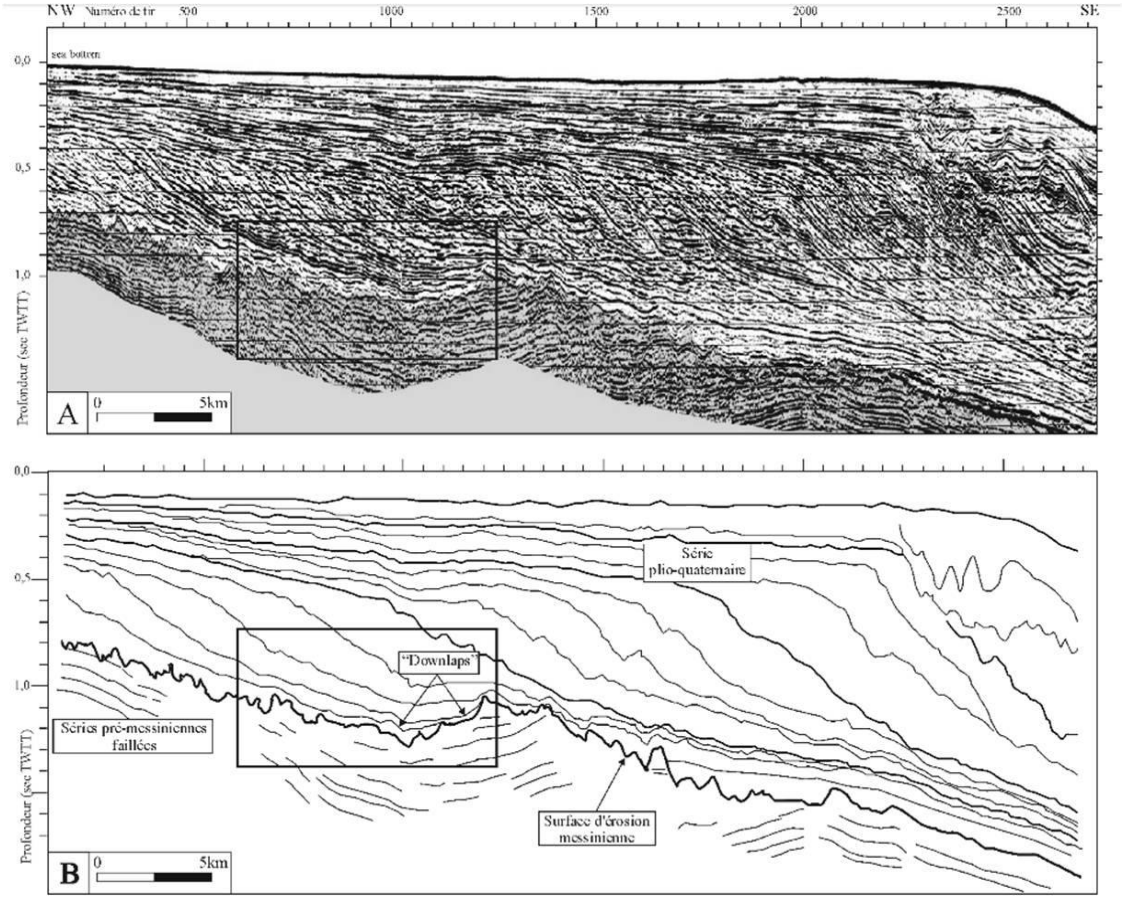


Figure 3- 28 : Profil sismique LRM12 (A) non interprété et (B) interprété montrant sur la plate-forme les séries plio-quaternaire progradantes déposées sur la surface d'érosion messinienne. Les "bottomsets" des clinoformes, en "downlap" sur la discordance, suggèrent dans ce secteur l'absence de cortège sédimentaire transgressif associé au remplissage du bassin méditerranéen. Lofi, 2002.

3.2 Cadre géomorphologique de la Marge Provençale à terre

Avant-propos :
Les surfaces d'aplanissement, les vides karstiques et leurs remplissages sont des marqueurs possibles de l'évolution du niveau de base. Sans un contrôle structural, l'étagement des niveau de grottes dans les karsts est une conséquence de l'évolution du niveau de base (Palmer, 1987 ; Audra, 1994 ; Mocochain *et al.,* 2006a). Lorsque de tels niveaux repères sont identifiés et datés, de manière relative ou absolue, ils permettent de connaître le signal géodynamique régional.
Cette partie vise à décrire les grandes structures géomorphologiques, particulièrement les surfaces d'aplanissement et leurs déformations, les karsts et les remplissages sédimentaires qui leur sont associés. Elle se base sur une synthèse bibliographique enrichie et validée par des observations de terrain et des échantillonnages. Les éléments morphologiques décrits dans le texte sont localisés en figure 3-29.

3.2.1 Synthèse géomorphologique de la Nerthe aux massifs toulonnais

3.2.1.1 Présentation géographique de la Basse-Provence calcaire

La géographie de la région étudiée se caractérise par une succession de bassins encadrés de chaînons calcaires orientés Est-Ouest. Du Nord au Sud, ce sont : le massif de la Sainte-Victoire qui culmine à 1011 m au pic des Mouches et surplombe le bassin d'Aix, puis le mont Aurélien (879 m), le massif du Regagnas (715 m), et le massif de l'Etoile (780 m) qui forment la limite nord des bassins d'Aubagne et Marseille. Au Sud, ce sont le massif d'Allauch (714 m), la Sainte-Baume, (1148 m) et l'Agnis (919 m). Ces deux derniers surplombent la dépression formée par les poljés de Cuges, Chibron et Signes. Le chaînon de la Nerthe ferme au Nord la baie de Marseille. Enfin, le plateau de Siou-Blanc, le massif des Calanques et les monts toulonnais dessinent la limite externe du bassin du Beausset (Fig. 3-29).
Le réseau hydrographique est dominé en surface par le cours de l'Huveaune, d'une cinquantaine de kilomètres qui prend sa source au Nord du Plan d'Aups avant de se jeter à la mer à la plage du Prado (Marseille). Au Nord, la rivière de l'Arc prend sa source dans le mont Aurélien, et draine les eaux du bassin d'Aix pour venir se jeter 80 km plus au sud-ouest dans l'étang de Berre. A l'Est, le Gapeau, fleuve débouchant aux Salins d'Hyères prend sa source sur la commune de Signes, alimenté par le massif d'Agnis. Dans le bassin du Beausset, le réseau hydrographique est dominé par les fleuves du Las, de la Reppe et du Grand-Vallat. Enfin, les versants Nord-Est de la Ste Baume alimentent les principaux affluents de l'Argens (Cauron, Caramy, Issole ; Fig. 3-29).
Les reliefs calcaires génèrent un grand nombre de sources pérennes et temporaires. Dans la partie occidentale de la zone d'étude, entre la Nerthe et Toulon, peu d'exutoires sont connus : seules jaillissent les sources sous-marines du littoral des calanques, celles bordières de la Sainte-Baume (St Pons) et les sources de la zone La Ciotat - Ceyreste. Quelques sources temporaires jaillissent en période d'orage sur le flanc sud de l'Etoile, les massifs d'Allauch, de Carpiagne et de la Ste Baume. Dans la partie orientale, les sources sont très nombreuses et se concentrent dans les zones de la vallée du Gapeau, du Revest, et d'Ollioules.

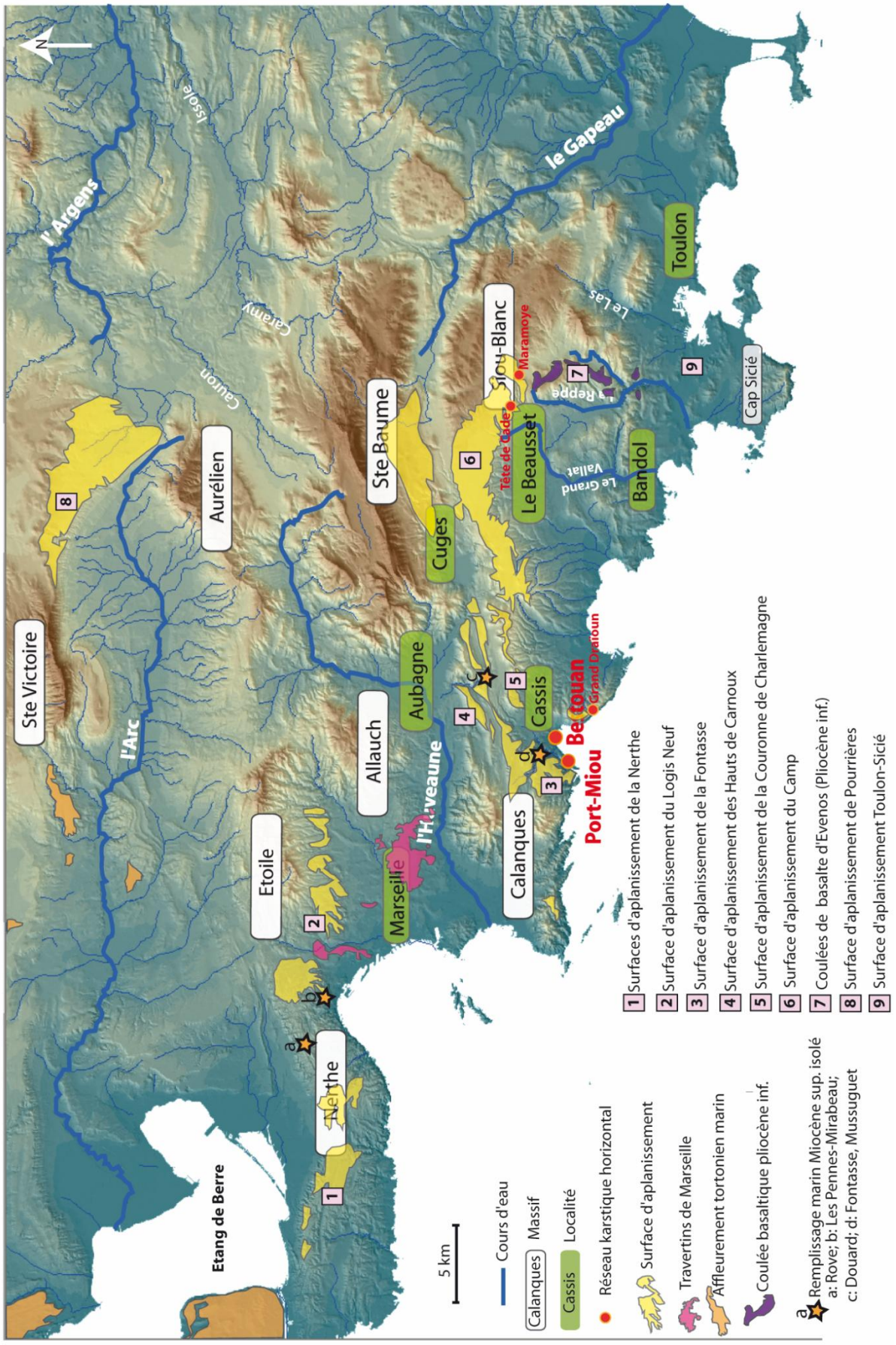


Figure 3- 29 : Cadre géographique et géomorphologique de la Basse Provence.

Les sources de Port-Miou et du Bestouan, dont l'existence est signalée depuis l'Antiquité, sont l'exutoire d'un important réseau karstique qui se développe dans sa partie explorée dans le massif urgonien fracturé des calanques. Elles se jettent dans la mer au niveau de la calanque de Port-Miou et de la plage du Bestouan, à Cassis. Leur débit moyen, entre 2,5 et 10 m^3/s (Gilli, 2001 ; Cavalera, 2007) et de 50 à 100 m^3/s en crue (Tassy et *al.*, 2010) permet de les qualifier comme le fleuve côtier le plus important entre le Rhône et l'Argens, et en fait une ressource en eau non négligeable pour la région marseillaise, à condition de les capter à terre avant leur salinisation par l'intrusion saline.

3.2.1.2 Les surfaces d'aplanissement de la Nerthe à l'unité du Beausset

Au point de vue géomorphologique, un certain nombre de surfaces aplanies, horizontales ou inclinées, et résultant de l'érosion des formations calcaires apparaissent dans le paysage. Il s'agit des surfaces du sommet de la Nerthe, des bordures de l'étang de Berre, du Logis Neuf au pied de l'Etoile, du plateau du Camp, ou encore des Hauts de Carnoux (Fig. 3-29). Ces surfaces dominent pour la plupart des dépressions et poljés. Les bassins de Marseille et d'Aubagne forment les dépressions les plus vastes dans le paysage, tandis que les poljés de Signes, Chibron, et Cuges ont tendance à s'aligner sur les dépressions de la Bédoule, Carnoux et Cassis selon un axe SW-NE. Sur les pourtours du bassin de Marseille, les massifs de l'Etoile, Marseilleveyre et Carpiagne sont nettement surélevés par rapport au massif de la Nerthe qui présente une topographie sommitale aplanie due à une abrasion de l'ensemble du chaînon.

Les surfaces d'aplanissement de la Nerthe et du Logis-neuf :

Le Massif de la Nerthe est caractérisé par une succession de surfaces d'abrasion marine associées aux différentes transgressions du Miocène moyen à supérieur qui marquent l'augmentation du niveau de la mer sur le paléo-relief de la Nerthe (Rubino *et al., in* Besson *et al.,* 2005 ; Fig. 3-20, 3-33). La première surface de transgression, visible au bord de la voie rapide de la Couronne, est responsable de l'arasement de l'anticlinal de la Nerthe dans les calcaires d'âge Crétacé. Elle est caractérisée par une planéité exceptionnelle et la présence de blocs angulaires pluri-métriques et perforés témoignant de la proximité de la falaise littorale qui constituait la source de ce matériel sous l'action des processus gravitaires (Rubino *et al., in* Besson *et al.,* 2005).
La surface sommitale (Fig. 3-29, 3-30, 3-31) de la Nerthe est comparable à cette surface mais située à une altitude plus élevée (170 à 200 m) résultat probable d'une transgression marine plus récente comme en témoigne un affleurement de sédiments détritiques marins d'âge probablement Tertiaire récent (Tortonien ?) et situé à une altitude équivalente au nord du Rove (Fig. 3-29 et 3-32). Cette surface se prolonge vers l'est en direction de Septèmes-les-Vallons, au lieu-dit du Logis-Neuf (Fig. 3-29, 3-30, 3-31).

La Sainte-Victoire :

En bordure de la Sainte-Victoire, la surface d'abrasion marine tortonienne est largement visible sur le plateau de Bibémus (Fig ; 3-29 et 3-34) où elle tronque les séries calcaires jurassiques et les brèches éocènes entre 300 et 400 m d'altitude. Elle est sous-jacentes aux dépôts molassiques

transgressifs disposés sur le substratum arasé (source : carte géologique d'Aix-en-Provence au 1/50000).
Au sommet de la Ste Victoire, une surface d'une planéité remarquable tronque le relief à 1000 m d'altitude au Baou des Vèpres (Fig. 3-34). Elle est donnée sur la carte géologique au 1/50000^{e} comme une « surface d'érosion miocène » en référence aux travaux de Rousset (1967) qui se base sur une comparaison minéralogique avec la molasse tortonienne au pied du massif pour l'interpréter comme résultant de la même abrasion marine. Une telle interprétation a pour conséquence un mouvement différentiel vertical post-tortonien de plus de 600 m pour la Ste Victoire et une vitesse de surrection tectonique de l'ordre de 0,08 mm/an, ce qui n'est pas tellement excessif pour la région puisque la vitesse de surrection du Luberon a été estimée à 0,07mm/an depuis le Burdigalien (Champion *et al.,* 2000).
Un autre élément géomorphologique particulier est constitué par la surface présente à l'est de la Ste Victoire, au nord des villages de Pourrières et Puyloubier. Cette surface s'étend sur un large plateau horizontal (Fig. 3-29 et 3-34) dont l'altitude (450 à 500 m) s'élève progressivement en direction de la Ste Victoire (jusqu'à 680 m).
L'observation de la molasse tortonienne en position sub-horizontale à 400 m d'altitude, met en évidence une déformation verticale du massif de +380 m depuis la dernière transgression marine (+20 m selon Haq *et al.,* 1987). La présence d'une surface basculée à l'Est de la Ste Victoire, pourrait attester de cette déformation post-tortonienne, malgré l'absence de datation.

Bassin de Marseille :

Le bassin de Marseille peut être séparé du Nord au Sud en trois unités. La partie Nord montre une topographie élevée qui se raccorde au versant Sud de l'Etoile par la surface du Logis Neuf (Fig. 3-29 et 3-30). Elle est caractérisée par la présence des tufs calcaires de La Viste, de St André et des Aygalades qui marquent un ancien fond lacustre qui a fonctionné au Pliocène supérieur-Quaternaire inférieur (Depéret, 1889 ; Bourdier, 1961 ; Bonifay, 1962). Bonifay (1962) met en évidence le fléchissement et la rupture de la dalle de tufs vers le front de mer par des cassures dans les tufs qui déterminent une succession de gradins d'altitude décroissante vers l'Ouest (180 m aux Aygalades, 30 m à la Calade ; Tableau 3-1). Une autre interprétation, proposée par Dupire (1985) considère que les tufs des Aygalades, de la Viste et de Saint André correspondent à des systèmes sédimentaires distincts, non contemporains et relatifs à différentes sources localisées à des altitudes différentes.
La partie Sud est largement caractérisée par la présence des terrasses quaternaires de la Basse-Huveaune qui masquent les dépôts oligocènes. Entre ces deux unités, un axe ENE-WSW est marqué par les reliefs de Notre-Dame-de-la-Garde, St Julien, le Frioul, Planier et les hauts fonds voisins. Ces reliefs sont largement tectonisés et karstifiés. Le soubassement de la basilique de ND de la Garde est constitué de calcaire urgonien faillé et intensément bréchifié par la tectonique.

Littoral de Marseilleveyre à Cassis :

Le littoral de Marseilleveyre à Cassis est caractérisé par une morphologie abrupte creusée dans l'urgonien et découpée par les calanques (Fig. 3-29), vallées noyées lors de la dernière transgression (de 20 ka à aujourd'hui) (Blanchard, 1911 ; Denizot, 1934). Cette côte fortement

tectonisée est intensément modifiée par les actions karstiques et les variations eustatiques. La série calcaire est généralement monoclinale, à pendage vers le SE (Cap Morgiou, Fig. 3-30). Le système de failles de Luminy orienté N-S se termine à Terre dans la calanque de Sugiton. Il met en contact l'Aptien supérieur et l'Albien avec le Jurassique supérieur dolomitique, témoignant d'un spectaculaire rejet vertical de 800 m et l'affaissement du flanc ouest (Guieu, 1964). Ces failles séparent deux domaines. A l'ouest, le massif de Marseilleveyre et l'archipel de Riou montrent une structure généralement monoclinale à faiblement synclinale, avec des chevauchements locaux qui occasionnent des recouvrements de l'Aptien par l'Urgonien, ainsi qu'une position affaissée par rapport au Puget. A l'Est, le Mont Puget et le plateau de la Gardiole, montrent un pendage du Barrémien vers le S-E et l'apparition à Cassis des affleurements de l'Aptien et du Crétacé supérieur. Pour Blanc *et al.* (1967), le littoral très abrupt au sud de l'ensemble Marseilleveyre-Puget-Devenson résulte de failles récentes E-W affaissant la série urgonienne vers le Sud. Les auteurs citent pour preuve des dragages effectués à Cassidaigne révélant des affleurements de Barrémien inférieur et d'Aptien en position abaissée (Blanc et Blanc-Vernet, 1966).

Des surfaces d'aplanissement sont visibles au plateau de l'Homme mort, à l'extrémité du Cap Morgiou, et au plateau de la Fontasse (Fig. 3-29, 3-30, 3-35). Des remplissages karstiques d'origine marine ont été attribués à l'Oligocène et au Miocène sur la surface de la Fontasse (Villeneuve M., com. orale, 2011).

Au nord de la surface de la Fontasse, la surface des Hauts de Carnoux constitue un lambeau de surface d'aplanissement qui apparaît nettement dans le paysage (Fig. 3-35 ; Tableau 3-1). Au pied de cette surface, une gorge sèche, méandriforme, a incisé sur une centaine de mètres l'encaissant calcaire (Cénomanien). Cette paléo-vallée de direction nord-sud est aujourd'hui empruntée par l'autoroute A50. Les travaux de construction de l'autoroute ont mis à jour des paléokarsts pluri-décamétriques entre Roquefort-la-Bédoule et Carnoux (Massif du Douard) qui ont livré des remplissages marins à foraminifères datés du Miocène supérieur (Philip *et al.,* 1975 ; Fig. 3-37 ; Tableau 3-1).

Littoral entre le Cap Canaille et La Ciotat :

Le littoral entre le Cap Canaille et La Ciotat est formé par une falaise formant un à pic absolu, interrompant l'auréole synclinale du bassin du Beausset. Le long de cette falaise se trouvent d'anciens réseaux karstiques suspendus et débouchant sur le vide à des altitudes élevées (Grand Draïoun 240 m, Grotte des Emigrés 340 m). La topographie actuelle met en évidence une inadaptation du drainage au tracé du littoral. La partie amont des falaises est affectée par une surface d'aplanissement basculée vers le nord-est et dont la pente recoupe le pendage des couches. Elle est incisée par un réseau hydrographique aujourd'hui inactif s'écoulant en direction du bassin du Beausset.

Au nord-est de Cassis, le massif de la Couronne de Charlemagne est également affecté par une surface d'aplanissement à 220 m d'altitude qui recoupe son versant Est et qui abrite un paléokarst à remplissage détritique induré, et dont les planchers stalagmitiques sont de taille métrique (Fig. 3-36).

Au nord-est, le massif du Pas d'Oullier est affecté par un paléokarst visible en bord de route qui renferme des éléments détritiques polygéniques (quartz, schistes) témoignant d'un paléo-drainage en provenance du sud (Fig. 3-36).

L'Unité du Beausset :

L'Unité du Beausset correspond à un bassin sédimentaire marin développé au Crétacé supérieur sur la marge nord de la Téthys (Philip 1975, Floquet et Hennuy 2001, 2003). Au nord, l'unité du Beausset est bordée par une surface d'aplanissement qui forme un plan remarquable à environ 450 m d'altitude, le plateau du Camp (Fig. 3-38). Cette surface sub-horizontale de près de 20 km de long tronque les formations calcaires qui pendent vers le sud. Des avens sont également tronqués, comme en témoigne le puits d'entrée du Maramoye à l'extrémité est du plateau (Fig. 3-29). Les altitudes plus élevées sur sa bordure est (500 à 600 m au sud du plateau de Siou Blanc) qu'au centre (400 m au Camp) et à l'ouest (390 m au Grand Caunet) indiquent un gauchissement de la surface en direction de l'est.
Au sud-est du plateau du Camp, la coulée basaltique d'Evenos datée du début du Pliocène (communication personnelle de C. Verati à P. Munch) fossilise une paléo-vallée N-S aujourd'hui en inversion de relief une centaine de mètre en contre-haut du plateau (Fig. 3-29, 3-38B, 3-39, 3-40, 3-41 ; Tableau 3-1). Son point d'émission, au nord se situe au Rocher de l'Aigle (Coulon, 1967). La coulée est actuellement bordée à l'ouest et à l'est par les cours d'eau de la Reppe et du Destel qui ont incisé des gorges relativement profondes qui bordent la coulée et la recoupent au nord d'Ollioules (Fig. 3-29, 3-38C, 3-39A). Au village d'Evenos, sous le Fort de Pipaudon, la base de la coulée, bien visible, fossilise des grès cénomaniens dont certains présents sous la forme de galets de quartz roulés de taille centimétrique (Fig. 3-40). Ces galets sont les témoins d'un paléo-cours d'eau tertiaire dont la vallée a été empruntée par la coulée volcanique. Environ 1 km au nord de la coulée, le réseau karstique du Maramoye (Fig. 3-39A, B, C, D) présente dans les remplissages karstiques du réseau inférieur des petits galets roulés de basalte à 330 m NGF (Bigot, 2003). Ces galets témoignent d'une réutilisation du drain karstique postérieure à la coulée basaltique. Ce drain actuellement fossile, et dont l'horizontalité est bien marquée était alors en relation avec le niveau de base du secteur.
La coulée basaltique, mise en place au début du Pliocène dans un point bas topographique (une paléo-vallée) constitue aujourd'hui un relief positif dans le paysage du fait de l'érosion différentielle des roches sédimentaires et des laves (Fig. 3-41). La paléo-vallée qu'elle fossilise montre une pente de 3,7% du nord au sud ce qui est anormalement élevé pour la région puisqu'une telle pente correspondrait dans l'actuel à une rivière torrentielle (Bernard, 1925). Des déformations tectoniques ont certainement contribué à accentuer le profil de la paléo-vallée.
Ces observations témoignent de la mise en place d'un nouveau réseau de drainage postérieur à la coulée basaltique en relation avec des mouvements tectoniques positifs: les gorges de la Reppe incisent la coulée au Quaternaire (?), le Maramoye a drainé une partie des basaltes, et la surface d'aplanissement du Camp est surélevée en direction de la coulée.

Toulon et le Cap Sicié :

La rade de Toulon et la partie nord du Cap Sicié constituent un aplanissement remarquable situé quelques mètres au-dessus du niveau marin et à proximité du plateau continental (Fig. 3-42). Au Quaternaire récent, la rade de Toulon est située à l'embouchure du Gapeau (Journot, 1948), mais celui-ci est rapidement capturé par le Réal Martin à l'est et se jette actuellement dans la localité de Hyères.

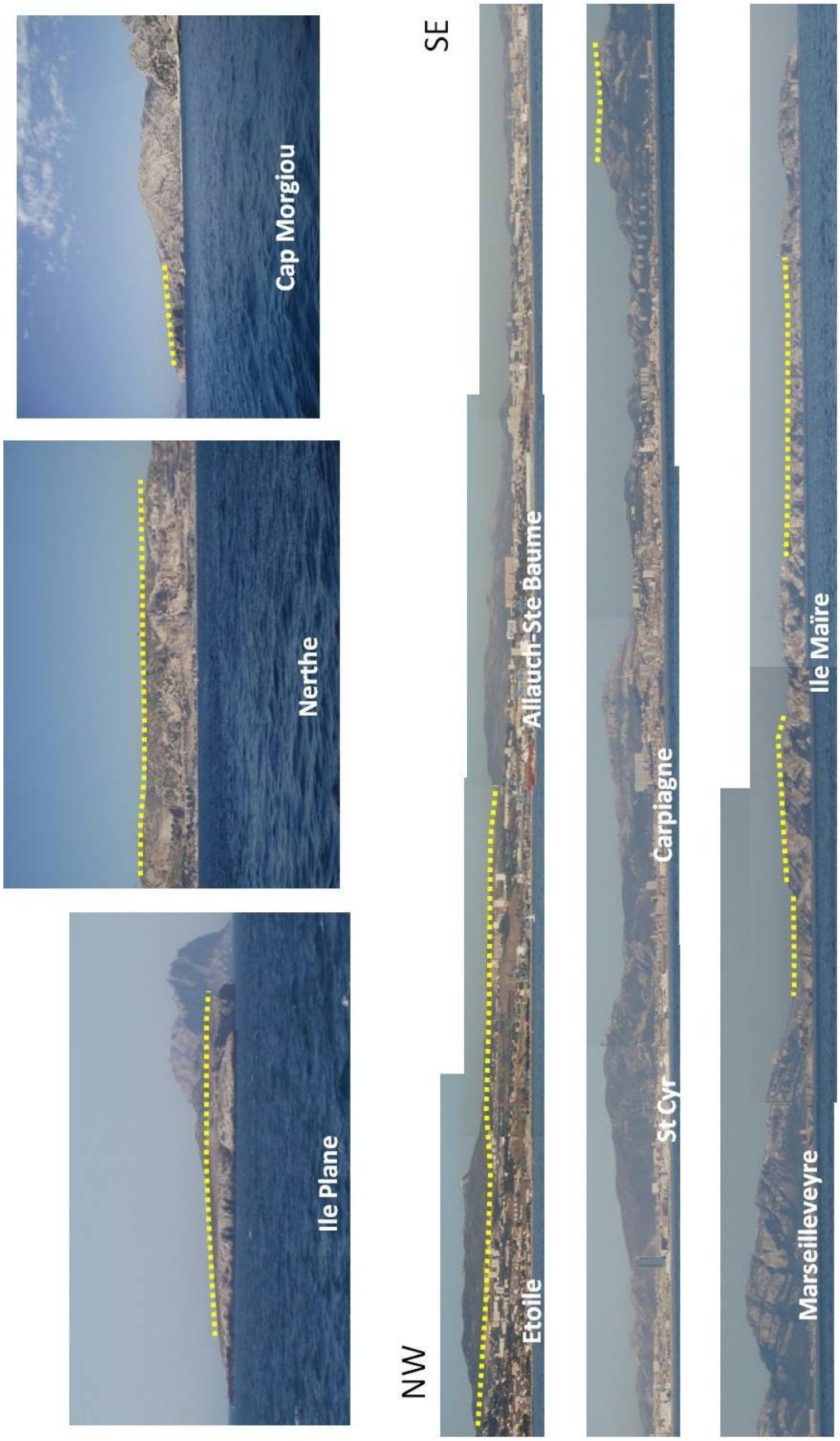


Figure 3- 30: Surfaces vues de la mer autour de la baie de Marseille



Figure 3- 31 : Surfaces d'aplanissement de la Nerthe (en orange) et du Logis Neuf (en jaune) constituant son prolongement vers l'Est (photographies, MNT et carte topographiques de l'IGN au 1/25000°).

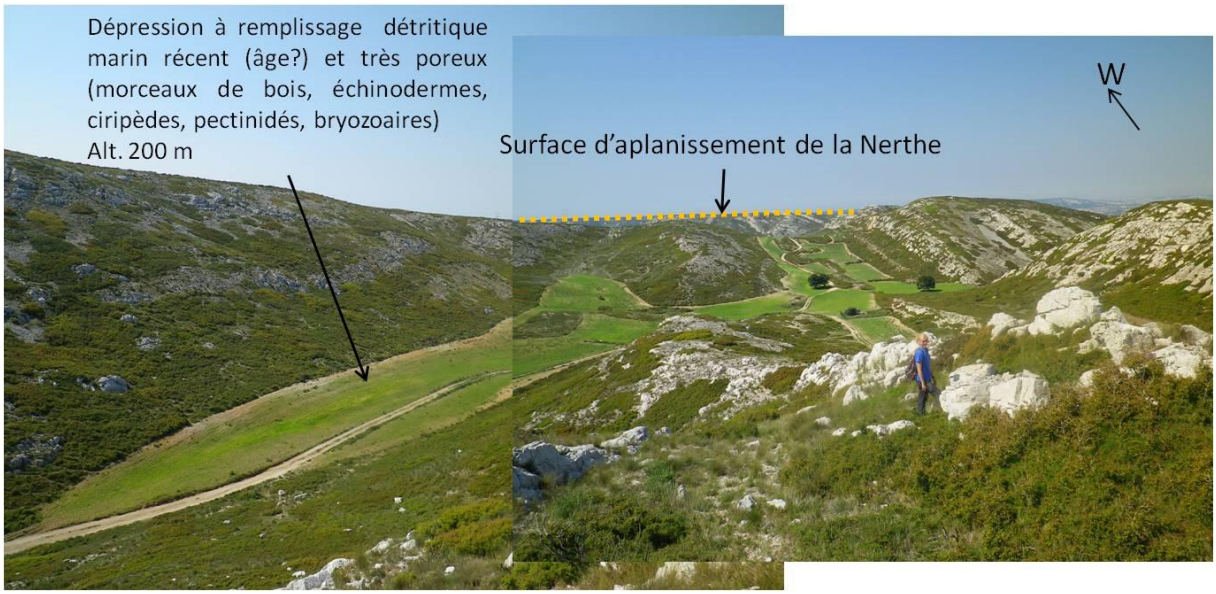


Figure 3- 32 : Dépression au nord du Rove à remplissages marins (déterminations Guy Tronchetti, Loïc Villier) d'âge probable Tertiaire récent (Tortonien ?) localisée sur l'ancienne carte géologique au 1/50000 et décrit comme Miocène continental. Il n'apparaît pas sur la version récente.

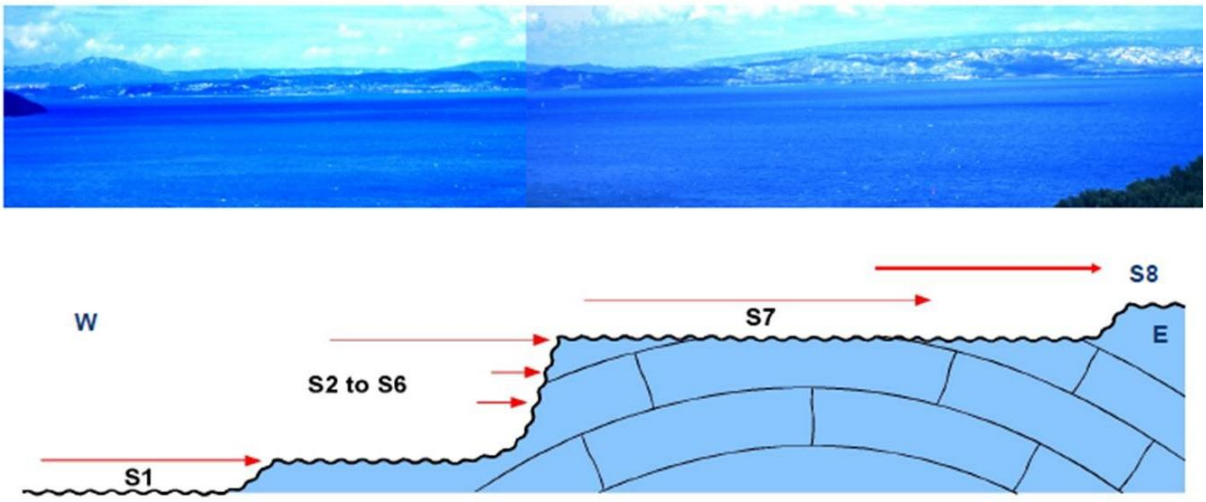


Figure 3- 33 : Les surfaces d'abrasion marine de La Fare, au Nord du chaînon de la Nerthe, constituent des encoches nettes dans le paysage qui enregistrent les différentes étapes des transgressions entre le Burdigalien et le Tortonien (Besson *et al.*, 2005).







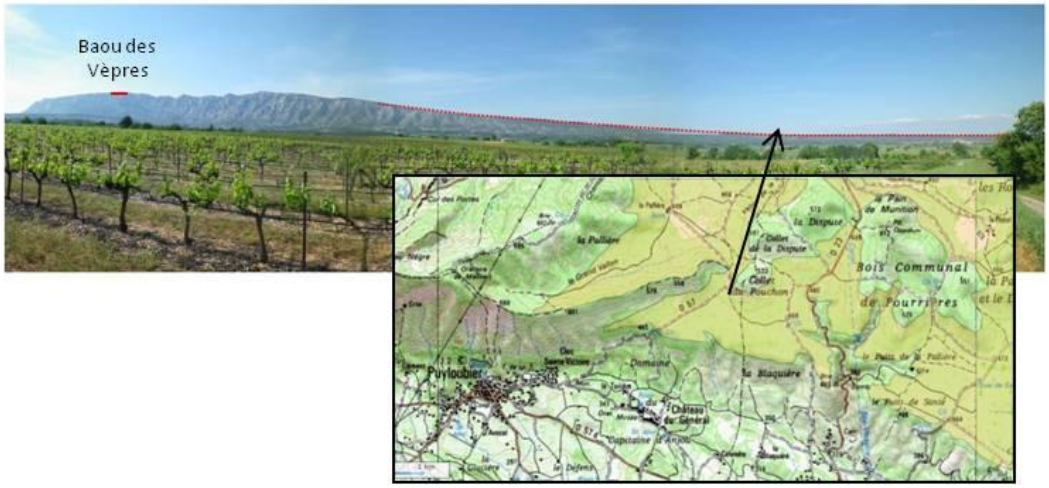


Figure 3- 34 : Les deux premières photos montrent la molasse tortonienne transgressive sur les assises de la montagne Ste Victoire. La première photo est un gros plan sur la géométrie en onlap de la molasse, tirée de Besson *et al.*, 2005. La seconde photo est une vue générale prise de l'Est. La photo suivante et la carte IGN montrent la surface d'érosion plane au sommet de la Ste Victoire. La dernière photo représente la surface d'aplanissement à l'est qui est déformée.

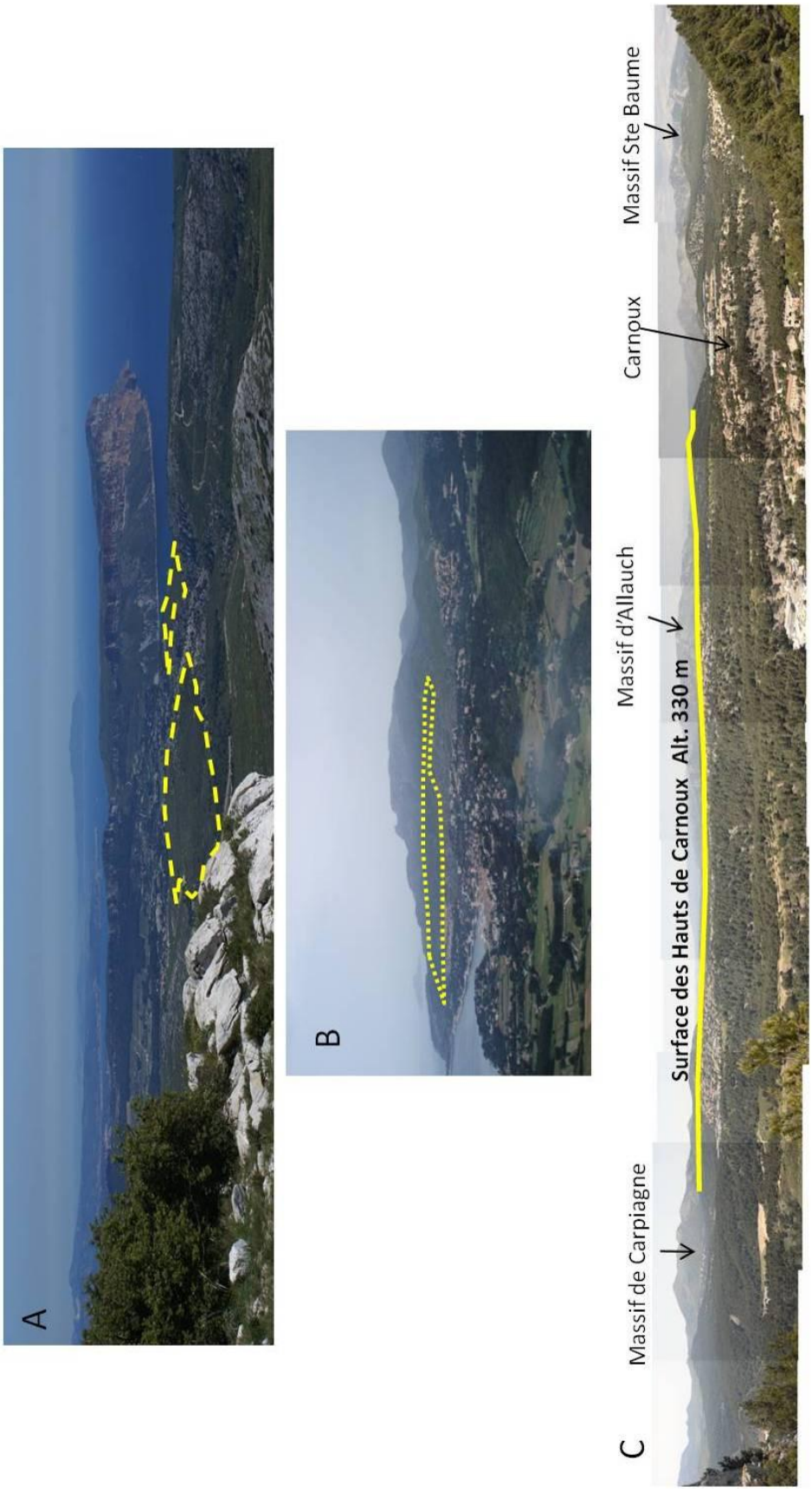


Figure 3- 35 : Surfaces d'aplanissement visibles à Terre. A: Surface de la Fontasse vue du Nord; B : Surface de la Fontasse vue de l'Est ; C : Surface des Hauts de Carnoux.

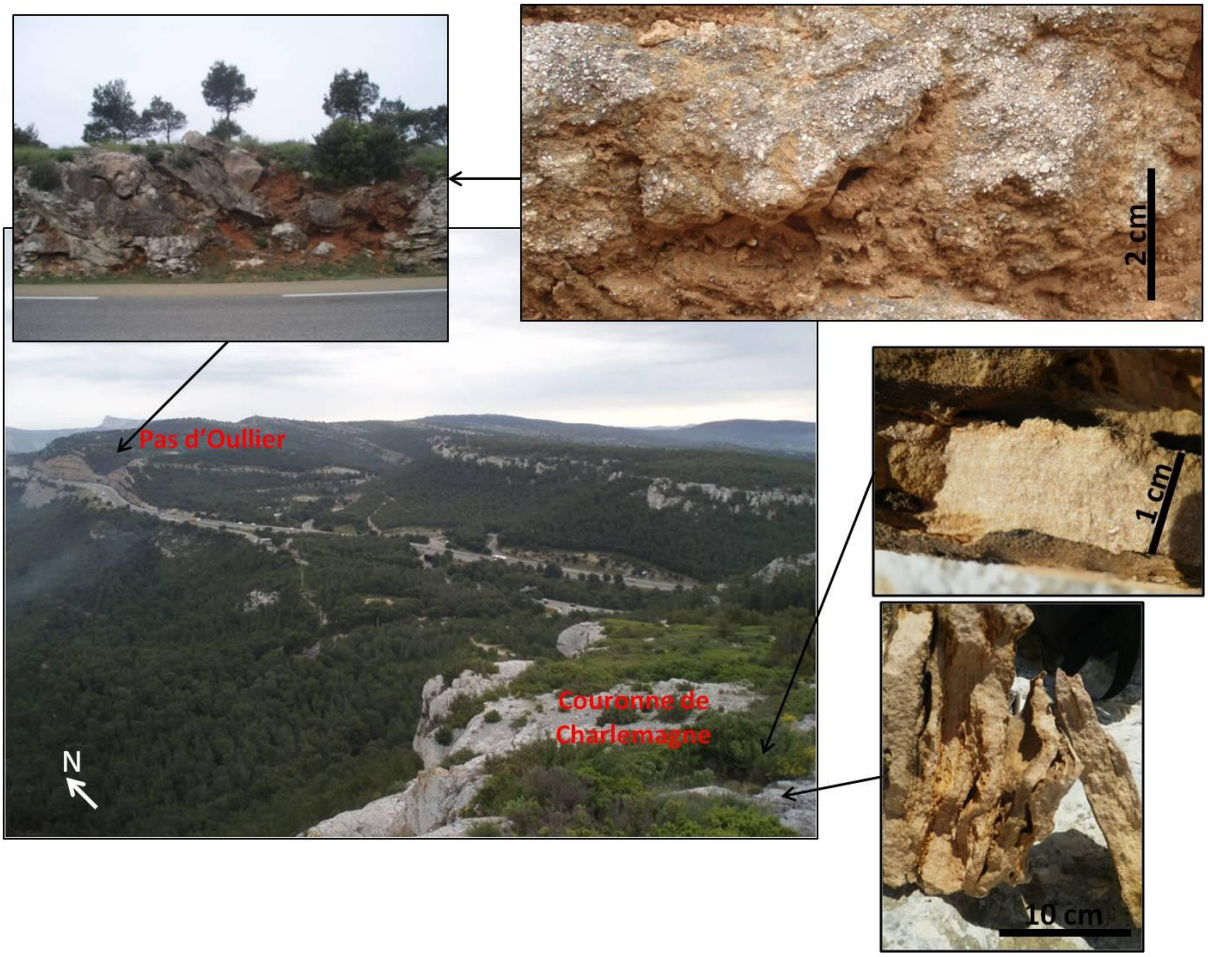


Figure 3- 36 : Couronne de Charlemagne et pas d'Oullier. Photos de paléokarsts et leurs remplissages.

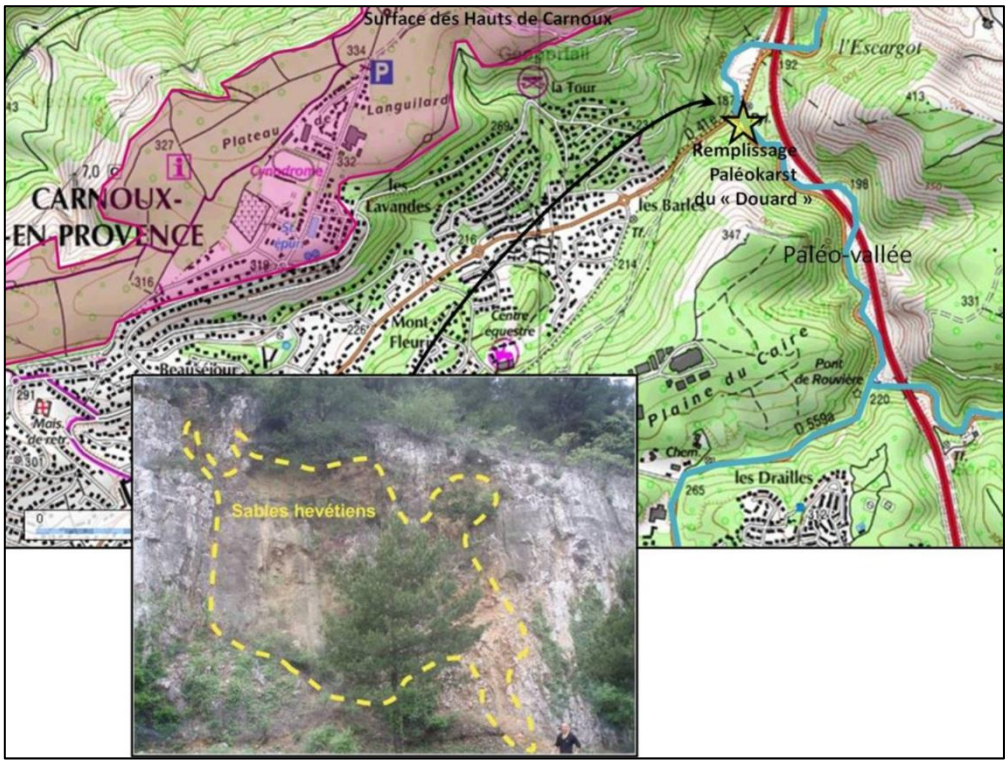


Figure 3- 37 : Localisation de la surface des Hauts de Carnoux et du remplissage karstique daté en contre-bas (Helvétien marin ; Philip *et al.*, 1975) dans les gorges du Douard et photo du remplissage.

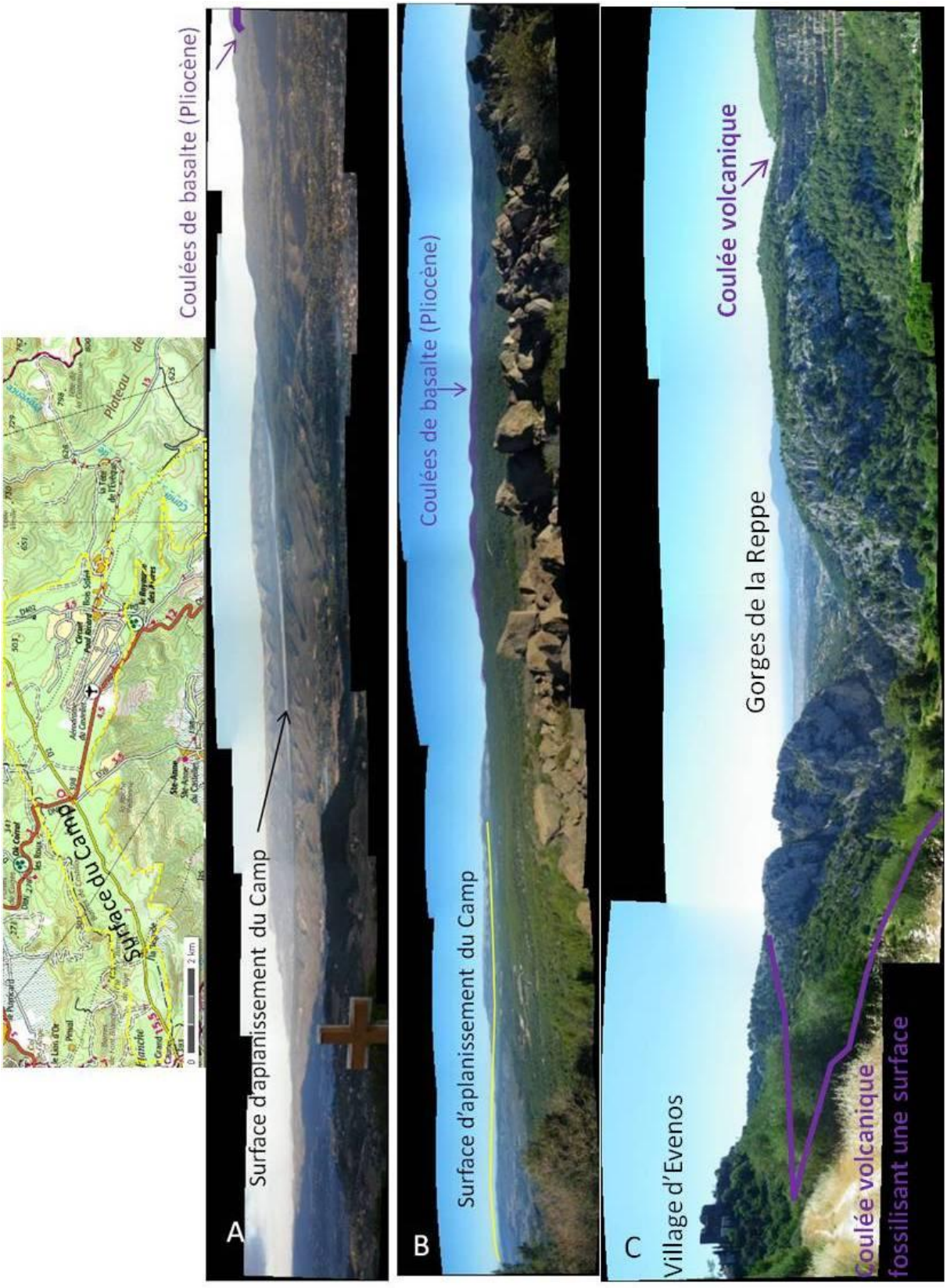


Figure 3- 38 : Surfaces d'aplanissement de l'Unité du Beausset. A : Surface du Camp vue de la chapelle du Beausset-Vieux ; B : Surface du Camp et coulées basaltiques en contre-haut vue du Rocher de l'Aigle ; C : Surface à la base des coulées de lave d'Evenos, et fossilisée par le basalte. L'ensemble est incisé par les gorges d'Ollioules.

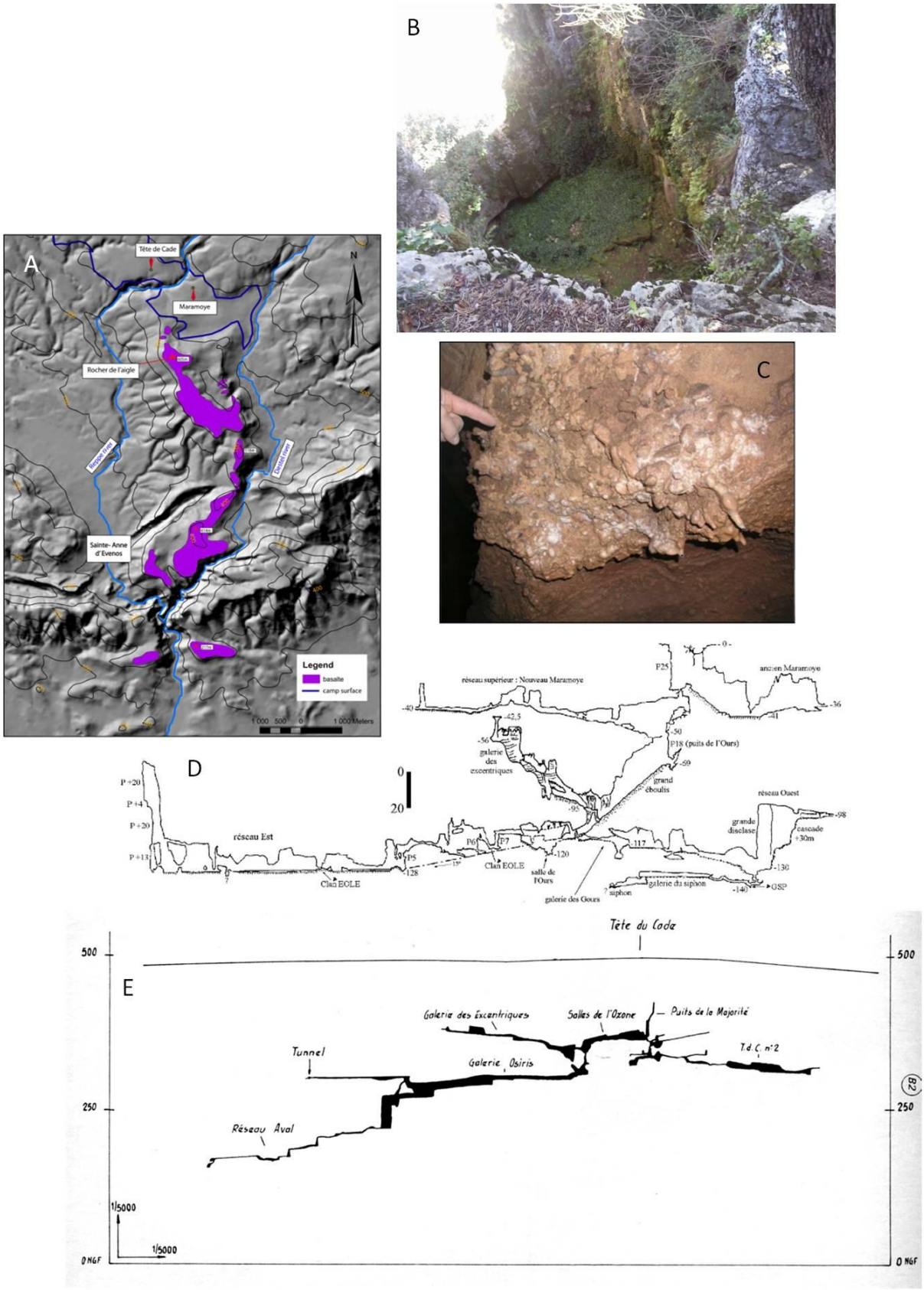


Figure 3- 39 : A : Localisation des réseaux karstiques Tête de Cade et Maramoye et de la coulée basaltique d'Evenos, en inversion de relief par rapport aux vallées actuelles de la Reppe et du Destel (Jouves, 2011). B : Photo du puits d'entrée du Maramoye. C : Galets de basaltes plaqués aux parois du réseau inférieur du Maramoye (Photo J-Y. Bigot). D : Topographie du réseau spéléologique du Maramoye (Monteau, 1967). E : Topographie du réseau spéléologique de la Tête de cade (Monteau, 1967).

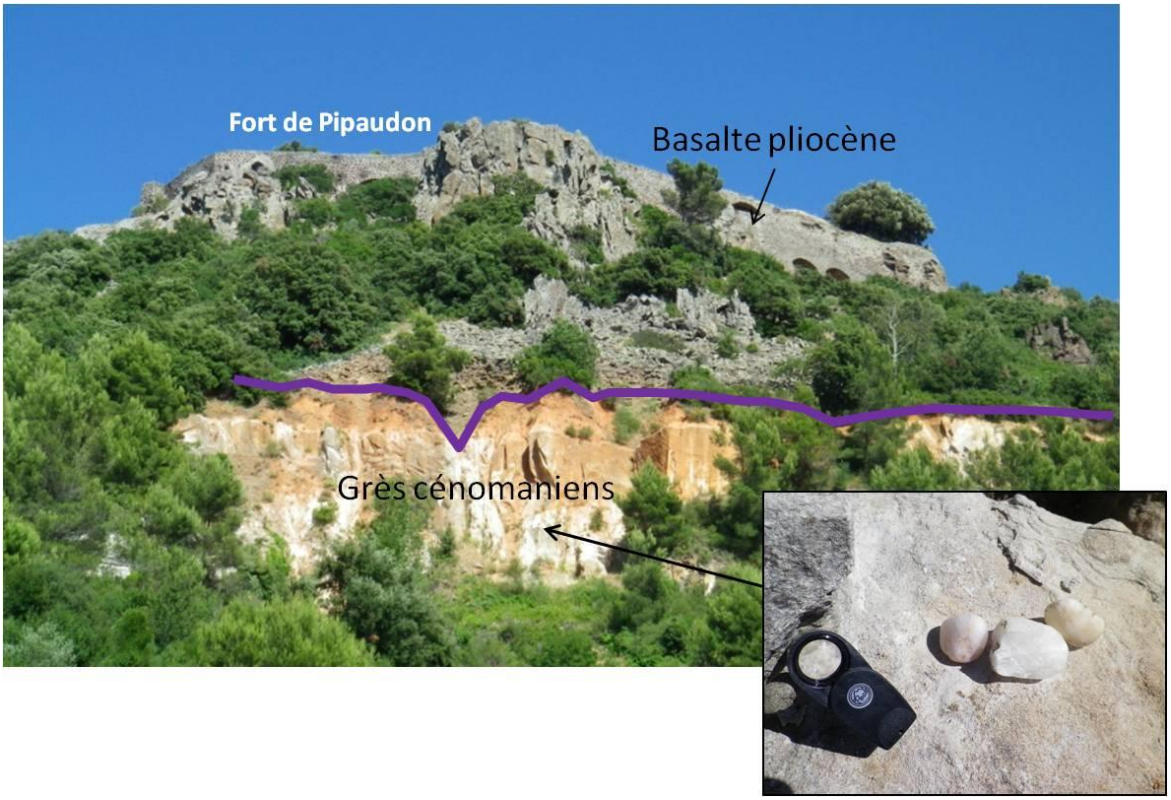


Figure 3- 40 : Contact entre la coulée basaltique et les grès cénomanien qui présentent des galets de quartz roulés.

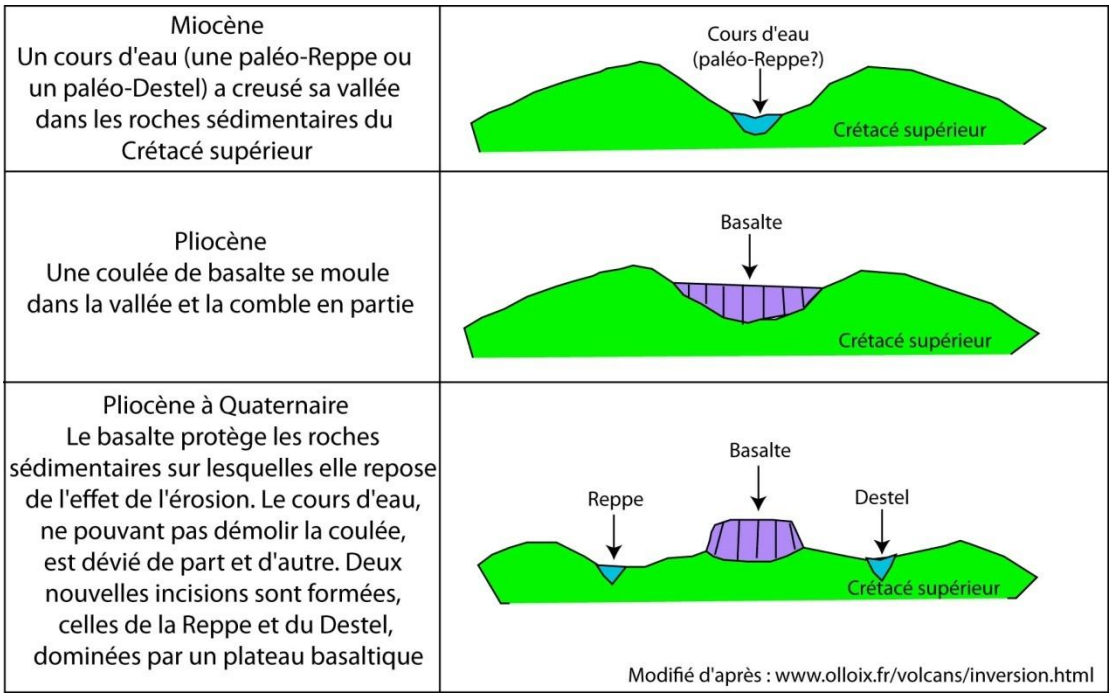


Figure 3- 41 : Schéma explicatif de l'inversion de relief d'une coulée basaltique, avec l'exemple de la coulée d'Evenos.



Figure 3- 42 : Surface d'aplanissement de la rade de Toulon vue du Mont Caume.

3.2.1.3 Les principaux massifs karstiques de Basse-Provence calcaire

Cf. Annexe 1

3.2.1.4 Les grands poljés

La présence de poljés plurikilométriques alignés constitue un aspect géomorphologique particulier du bassin du Beausset. Ces poljés bordent l'auréole externe de l'unité du Beausset. D'est en ouest, ce sont : le poljé de Signes, d'où le Gapeau prend sa source, le poljé de Chibron, dans la même commune, et dont le remplissage d'argiles et de galets est exploité en carrière (Fig. 3-43A, B, C), le poljé de Cuges-les-Pins, le plus vaste de la région (Fig. 3-43D), et le poljé de Carnoux, de taille plus modeste. Ces poljés semblent s'aligner sur un axe NE-SW qui s'aligne au sud sur les dépressions de Carnoux et Cassis, et qui devait constituer un ancien axe de drainage, qui semble attesté par les remplissages à galets du poljé de Chibron. La plaine d'Aubagne, vaste et comblée de matériel récent devait drainer également une partie du relief.



Figure 3- 43 : Localisation des poljés de Cuges-les-Pins (ouest) et Chibron (est). A : Vue de la carrière du poljé de Chibron montrant plusieurs dizaines de mètres de remplissage ; B : chenal à galets centimétriques et base érosive dans le remplissage argileux du poljé. C : détail du remplissage à éléments détritiques peu roulés. D : Vue en direction du sud-ouest sur le poljé de Cuges-les-pins et le plateau du Camp en arrière-plan.

3.2.2 Résumé et discussion sur l'évolution géomorphologique de la marge provençale

Cette synthèse bibliographique (cf annexes 1 et 2 et tableau 3-1) validée par mes observations personnelles de terrain permet de mettre en évidence les grandes tendances géomorphologiques du secteur de la Nerthe au bassin du Beausset.
Certaines surfaces planes du secteur semblent correspondre à des surfaces d'abrasion marine élaborées sous l'action de la houle à l'échelle régionale. Les processus de formation de ces surfaces élaborées en milieu littoral sont l'usure mécanique par les vagues et le matériel abrasif qu'elles transportent, qui peuvent extraire de grands blocs sur des abrupts, et l'altération verticale due à l'alternance mouillage-séchage et l'haloclastie (Treinhale *et al.,* 2006). De telles surfaces sont interprétées dans l'actuel et l'ancien sur la base d'arguments morphologiques et sédimentologiques (Dana 1849, Bartrum 1924; Edwards 1941; 1951, Sunamura 1978a; 1978b et Trenhaile 1971; 1972; 1974a; 1974b; 1978, Alvarez-Marron *et al.,* 2008) ou des expérimentations en laboratoire (Sunamura 1992, Trenhaile *et al.,* 2006,).

Le massif de la Nerthe offre de remarquables exemples de surfaces d'abrasion marines qui forment des encoches dans le paysage : secteur de la Fare, surface sommitale de la Nerthe ; Fig ; 3-31, 3-33, 3-44, et des surfaces de transgression où les sédiments marins sont déposés et préservés (Rubino *et al.,* in Besson *et al.,* 2005 ; Oudet, 2008 ; Bache *et al.,* 2011). La surface sommitale de la Nerthe située à 160-220 m d'altitude pourrait correspondre à la transgression tortonienne, synchrone des dépôts observés plus au nord (Ste Victoire, Aix en Provence, Salon ; Rubino *et al.,* in Besson *et al.,* 2005) et qui pourrait être datée par des sables coquilliers marins dont quelques vestiges sont préservés et tapissent l'encaissant rocheux en place d'un vallon situé au nord du Rove à 200 m d'altitude (Fig. 3-32).

La surface du logis Neuf, qui constitue le prolongement oriental de la Nerthe correspond vraisemblablement à cette transgression tortonienne. Elle est par ailleurs datée par un remplissage marin de paléokarst du Tortonien aux Pennes-Mirabeau (Masse, 1971 ; Tableau 3-1).

Une autre surface majeure dans la région correspond à la surface du Camp qui apparaît nettement dans le paysage au sud de la Ste Baume et recoupe les carbonates du synclinal du Beausset. Cette surface dont la planéité et les dimensions sont exceptionnelles comporte les caractéristiques d'une surface d'abrasion marine (Fig. 3-33, 3-38, 3-44) : Cette plate-forme est proche du littoral actuel et tertiaire, les roches y sont tronquées de manière plane, et les transgressions marines du miocène moyen ont laissé des traces de leur passage à proximité dans des paléokarsts à l'ouest (Philip *et al.,* 1975 ; Masse *et al.,* 1971 ; Villeneuve, com. orale 2011) et dans le massif de la Nerthe (surfaces d'abrasion et de transgression, sédimentation marine). La déformation qui a affectée cette surface et son altitude (~450 m) plus élevée que les plus hauts niveaux marins connus au Miocène (+140m à 16 Ma, Haq *et al.,* 1987 ; +50m à 6Ma, Miller *et al.,* 2005) impliquent des déformations tectoniques postérieures aux transgressions miocènes et à l'élaboration de la surface.
Cependant, la surface du Camp a été décrite dans la littérature comme une surface élaborée par la circulation de rivières (Cornet, 1966, Tableau 3-1). Or, dans les paysages carbonatés, les rivières auront tendance à inciser leur lit et à élaborer des terrasses fluviatiles. Le plateau du Camp est un

relief plan, arasé, qui domine l'unité du Beausset. Il a pu être emprunté par des cours d'eau dans sa partie nord (galets dans le poljé de Chibron ; Fig. 3-43) mais sa planéité n'est pas le fait de l'érosion fluviatile.

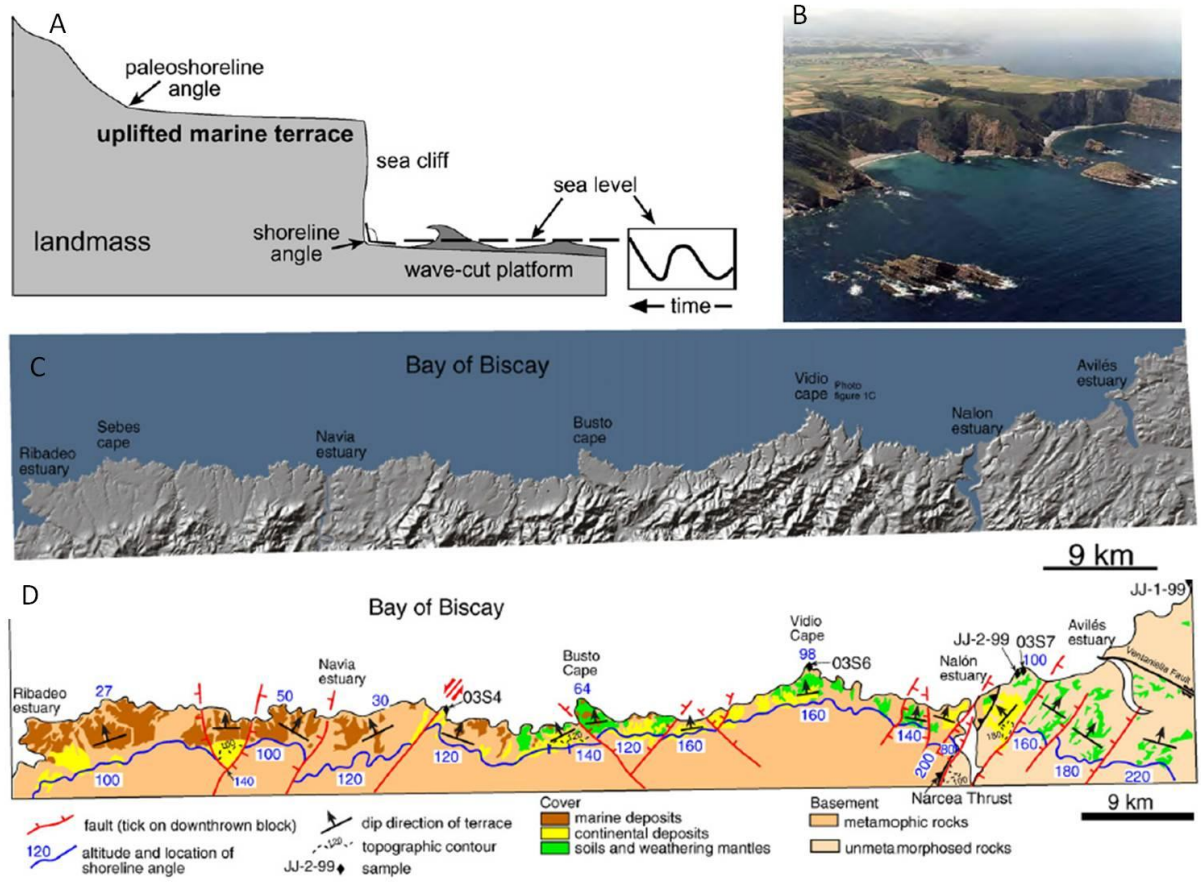


Figure 3- 44 : Caractéristiques géomorphologiques d'une surface d'abrasion marine au nord de l'Espagne (Asturies) A: Schéma ideal d'une plate-forme côtière (Alvarez-Marron *et al.,* 2008., modifié d'après Burbank et Anderson, 2001). Une large surface d'abrasion marine (wavecut) upliftée au-dessus du niveau marin est préservée. Ces terrasses marines sont caractérisées par la surface d'abrasion et localement des sédiments marins. B : Photo d'une surface d'abrasion marine (*wavecut surface*) dans des quartzites du nord de l'Espagne (Cap Vidio ; Alvarez-Marron *et al.,* 2008). C : MNT de la côte ouest des Asturies d'une résolution de 10m montrant la vaste superficie des terrasses marines (*Service cartographique du gouvernement régional des Asturies* in Alvarez-Marron *et al.,* 2008). D : Carte géologique et géomorphologique de la terrasse marine. D'après Alvarez-Marron *et al.,* 2008.

Evolution tectonique et morphologique de la Marge depuis l'Oligocène :

Le tableau 3-1 résume les points clefs d'une synthèse bibliographique réalisée sur l'évolution de la Basse Provence au Cénozoïque. Des descriptions plus détaillées se trouvent en Annexe 2.

Les surfaces d'abrasion de la Nerthe au plateau du Camp, ainsi que tous les marqueurs sédimentaires décrits dans cette partie constituent des niveaux repères de paléo-niveaux marins possibles. Ils sont résumés dans un graphe de synthèse (Fig. 3-45). Les altitudes de ces marqueurs morphologiques et sédimentaires montrent une tendance à l'élévation en direction de l'est. L'altitude de ces niveaux repères ne peut s'expliquer que par un soulèvement graduel tectonique post-tortonien ayant conduit à une surrection des reliefs et à l'élévation des surfaces marines à plusieurs centaines de mètres d'altitude. En mer, au contraire, les auteurs (Cornet, 1966 ; Froget, 1971 ; Bache, 2008) décrivent une forte subsidence de la marge provençale et du Golfe du Lion, ce qui correspondrait alors à un vaste mouvement de bascule dont la charnière serait constituée par la ligne de côte, avec des mouvements positifs à terre et négatifs en mer. Cette tendance sera

confrontée aux données de sismique marine et interprétée dans un contexte géodynamique régional.

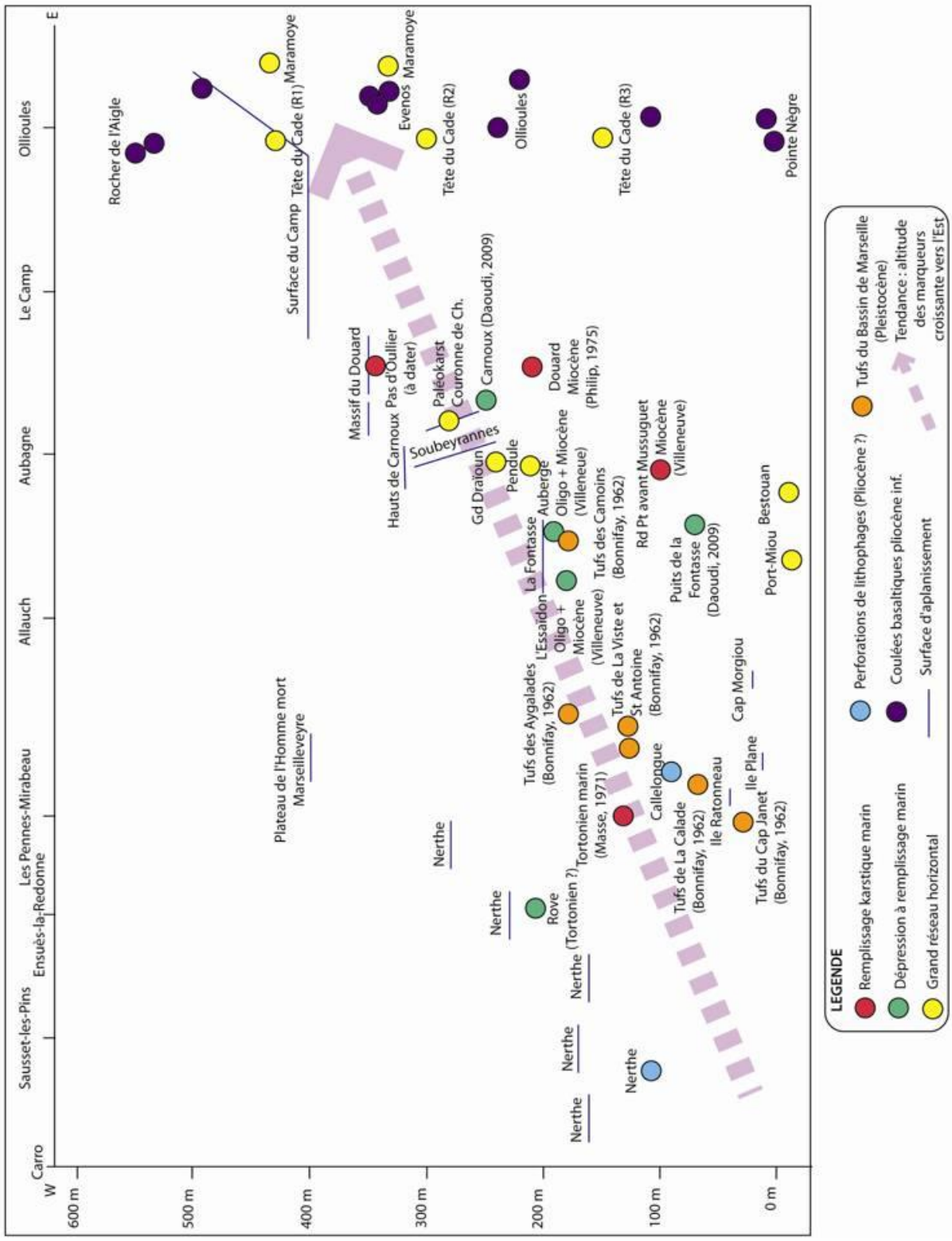


Figure 3- 45 : Synthèse des niveaux repères sédimentaires et morphologiques Cénozoïque du massif de la Nerthe (à l'Ouest) au bassin du Beausset (à l'est) projetés dans un plan ouest-est. Les altitudes des niveaux repères sont indiquées en ordonnées. La nature des marqueurs sédimentaires est indiquée par différentes couleurs. Les marqueurs ne sont pas synchrones, leur âge, lorsqu'il est connu est indiqué dans la figure. La flèche indique la tendance générale qui montre des altitudes croissantes vers l'Est.

Tableau 3- 1 : Bibliographie des évènements tectoniques et morphologiques de la Basse-Provence depuis l'Oligocène

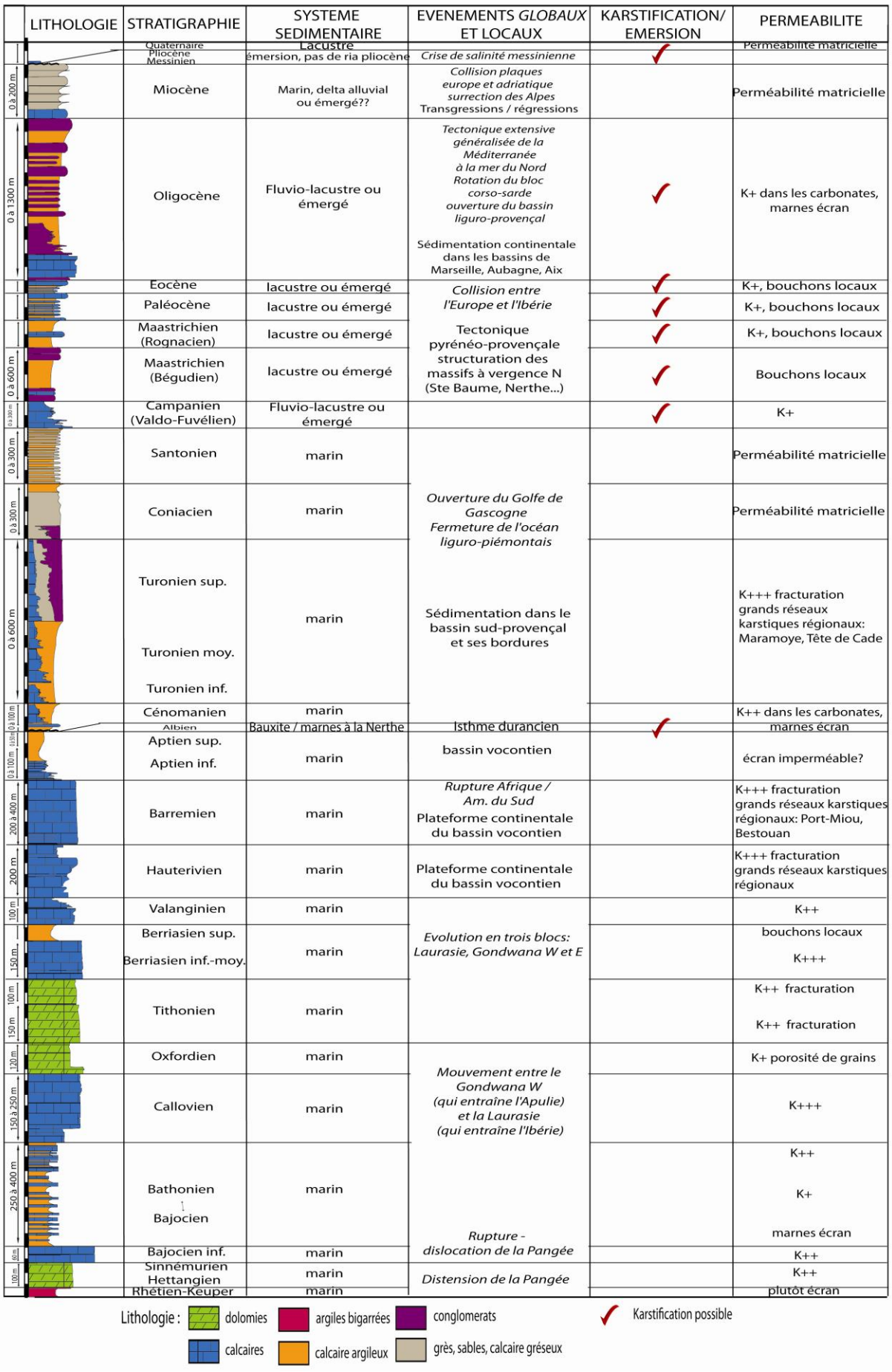
ETAGE	EVENEMENT TECTONIQUE	EVENEMENT EUSTATIQUE ET HYDROGRAPHIQUE	TEMOINS SEDIMENTAIRES ET GEOMORPHOLOGIQUES
QUATERNAIRE		Milieu continental	Tufs (Bassin de Marseille) Bonifay, 1962
PLIOCENE	Basculement complet de la marge provençale vers le Sud, submersion du massif cristallin	Remise en eau de la Méditerranée (+70m NGF) Rias pliocenes + Gilbert Deltas spéléogenèse *per-ascensum* Drainage du réseau hydrologique vers l'E, l'W, le S (Cornet 1966)	Conglomérats pliocènes de Valensole Transition marin-continental (Clauzon, 1996) Puits cheminées dans les réseaux karstiques (Mocochain,2006a) Surface d'abandon pliocène (Clauzon, 1982) Colmatage des réseaux profonds (Mocochain, 2007) Pente des canyons : 9° à 14° (→bascule) Basaltes d'Evenos : altitudes de la base des coulées montrent un basculement de 550m du N au S (Cornet 1966, Coulon, 1967) Surface de la Nerthe : dépôts burdigaliens à tortoniens décapés + nappe alluviale provenant d'une dérivation de la Durance recouvre la surface d'abrasion (variolites et roches vertes) (Cornet 1966)
MESSINIEN		Assèchement de la Méditerranée (Clauzon, 1982)	*Onshore :* creusement de canyons + réseaux karstiques profonds *Offshore :* évaporites dans les bassins
TORTONIEN		Transgression marine dans le golfe durancien Présence d'un massif cristallin entre la mer miocène et le rivage actuel. Réseau hydrographique s'écoule vers le Nord 3 cours d'eau majeurs : rivières de la Gineste, de La Ciotat, d'Ollioules (Cornet, 1966) *OU BIEN* Surface S = Plate-forme d'abrasion sous-marine (Philip *et al.,* 1975)	Miocène marin des Costes, Ste Victoire etc. dépôts marins du Miocène sup. transgressifs sur le socle métamorphique du banc des Blauquières (Froget 1974) Cailloutis abondants (quartz, gneiss, micashistes, nodules de limonite) sur les surfaces abrasées au Burdigalien →surfaces = chenaux d'évacuation et bassins de réception pour les eaux continentales (Cornet 1966) Cailloutis sous-basaltiques autour d'Ollioules-Evenos →surface scellée par coulée basaltique (Cornet, 1966, Coulon, 1967) Dépôts karstiques attribués à l'Helvétien marin dans le massif du Douard (Philip *et al.,* 1975) et Miocène sup. aux Pennes-Mirabeau (Masse, 1971).
SERRAVALLIEN			
LANGHIEN			
BURDIGALIEN		Transgression marine dans le golfe durancien Provence = pénéplaine Au Sud de la Ste Baume : mer plus loin vers le Sud (Cornet, 1966)	Miocène marin du Luberon, Ste Victoire etc. Elaboration des surfaces d'abrasion (La Bédoule, plans de la croix de Malte, ferme de la Bégude, plateau du Camp, Hauts d'Ollioules) « surface principale » (Cornet, 1966) → = « surface fondamentale S » (Nicod, 1967) Pas de dépôts continentaux retrouvés (Cornet, 1966)
AQUITANIEN			
STAMPIEN	Orogenèse (Maures, reliefs de l'Huveaune, Barjols) ? (Cornet, 1966)	Erosion intense (Abrasion de la Ste Baume au Verdon) (Cornet, 1966)	Elaboration de la haute surface oligocène S' (Cornet, 1966 ; Nicod, 1967 ; Blanc, 1992) Décharge détritique dans le Bassin de Marseille avec une partie des apports venant du Sud (Dupire, 1985) Poudingues à éléments cristallins à la Pointe Rouge (Vasseur et Fournier 1896 ; Dupire, 1985)
RUPELIEN	Ouverture du bassin Liguro-Provençal et début de rotation du bloc corso-sarde	Régime fluvial lacustre (Cornet, 1966)	Bassins oligocènes de Marseille et Aubagne

3.2.3 Impact de l'évolution géologique et géomorphologique sur la stratigraphie de la marge provençale

Le tableau 3-2 résume l'histoire géodynamique et géomorphologique de la Basse Provence. Il présente la colonne stratigraphique et lithologique du secteur d'étude (Massif des calanques et de la Nerthe, bassins du Beausset, de Marseille et de l'Arc) associée aux systèmes de dépôts sédimentaires et aux évènements tectono-sédimentaires locaux et/ou régionaux. Les qualités réservoirs potentielles des formations sont présentées de manière qualitative et basées sur mes observations de terrain à l'affleurement ou souterraines (spéléologie). Les périodes géologiques propices à la karstification et associées à des émersions régionales sont mentionnées en relation avec les qualités réservoir. Ce découpage permet d'établir les « fenêtres à karsts » à l'échelle régionale.

Il en ressort que la majeure partie de la série sédimentaire de la marge provençale est karstifiée ou présente une porosité matricielle. Les seules roches qui présentent un écran de perméabilité significatif sont les argiles oligocènes du bassin de Marseille et les marnes aptiennes à cénomaniennes du bassin du Beausset. C'est sous la série aptienne que la "fenêtre à karst" est la plus importante, où près de 2000 mètres de roches sont karstifiables en continuité, jusqu'aux argiles imperméables du Trias. Les grands aquifères karstiques de Port-Miou et Bestouan s'y développent. Seuls quelques bouchons locaux peuvent constituer sur une cinquantaine de mètres un obstacle à la karstification dans les calcaires argileux du Berriasien supérieur. La seconde fenêtre à karst est constituée par les séries carbonatées du Cénomanien et du Turonien dans le secteur du Beausset. Environ 700 m de roches sont karstifiables en continu, et de grands réseaux karstiques régionaux y sont développés (Tête de Cade, Maramoye, Foux de Ste Anne).

Tableau 3- 2 : Colonne stratigraphique et lithologique de la marge provençale, système de dépôt, évènements tectoniques globaux et locaux, périodes d'émersion propices à la karstification et perméabilité qualitative des formations. K+, K++ et K+++ correspondent à des taux de perméabilité qualitatifs liés au karst, à l'exception de l'Oxfordien, où la perméabilité est matricielle.


LITHOLOGIE
STRATIGRAPHIE
SYSTEME SEDIMENTAIRE
EVENEMENTS GLOBAUX ET LOCAUX
KARSTIFICATION/ EMERSION
PERMEABILITE
Quaternaire
Pliocène
Messinien
Lacustre
émersion, pas de ria pliocène
Crise de salinité messinienne
Perméabilité matricielle
0 à 200 m
Miocène
Marin, delta alluvial ou émergé??
Collision plaques europe et adriatique surrection des Alpes Transgressions / régressions
Perméabilité matricielle
0 à 1300 m
Oligocène
Fluvio-lacustre ou émergé
Tectonique extensive généralisée de la Méditerranée à la mer du Nord Rotation du bloc corso-sarde ouverture du bassin liguro-provençal
Sédimentation continentale dans les bassins de Marseille, Aubagne, Aix
K+ dans les carbonates, marnes écran
Eocène
lacustre ou émergé
Collision entre l'Europe et l'Ibérie
K+, bouchons locaux
Paléocène
lacustre ou émergé
K+, bouchons locaux
Maastrichien (Rognacien)
lacustre ou émergé
Tectonique pyrénéo-provençale structuration des massifs à vergence N (Ste Baume, Nerthe...)
K+, bouchons locaux
0 à 600 m
Maastrichien (Bégudien)
lacustre ou émergé
Bouchons locaux
0 à 300 m
Campanien (Valdo-Fuvélien)
Fluvio-lacustre ou émergé
K+
0 à 300 m
Santonien
marin
Perméabilité matricielle
0 à 300 m
Coniacien
marin
Ouverture du Golfe de Gascogne Fermeture de l'océan liguro-piémontais
Perméabilité matricielle
0 à 600 m
Turonien sup.
Turonien moy.
Turonien inf.
marin
Sédimentation dans le bassin sud-provençal et ses bordures
K+++ fracturation grands réseaux karstiques régionaux: Maramoye, Tête de Cade
0 à 100 m
Cénomanien
marin
K++ dans les carbonates, marnes écran
Albien
Bauxite / marnes à la Nerthe
Isthme durancien
0 à 100 m
Aptien sup.
Aptien inf.
marin
bassin vocontien
écran imperméable?
200 à 400 m
Barremien
marin
Rupture Afrique / Am. du Sud
Plateforme continentale du bassin vocontien
K+++ fracturation grands réseaux karstiques régionaux: Port-Miou, Bestouan
200 m
Hauterivien
marin
Plateforme continentale du bassin vocontien
K+++ fracturation grands réseaux karstiques régionaux
100 m
Valanginien
marin
K++
150 m
Berriasien sup.
Berriasien inf.-moy.
marin
Evolution en trois blocs: Laurasie, Gondwana W et E
bouchons locaux
K+++
100 m
150 m
Tithonien
marin
K++ fracturation
K++ fracturation
120 m
Oxfordien
marin
K+ porosité de grains
150 à 250 m
Callovien
marin
Mouvement entre le Gondwana W (qui entraîne l'Apulie) et la Laurasie (qui entraîne l'Ibérie)
K+++
250 à 400 m
Bathonien
Bajocien
marin
K++
K+
marnes écran
60 m
Bajocien inf.
marin
Rupture - dislocation de la Pangée
K++
100 m
Sinémurien
Hettangien
marin
Distension de la Pangée
K++
Rhétien-Keuper
marin
plutôt écran
Lithologie :
dolomies
argiles bigarrées
conglomerats
calcaires
calcaire argileux
grès, sables, calcaire gréseux
Karstification possible

3.3 Etat des connaissances sur la géomorphologie et la géologie marines de la Marge Provençale

3.3.1 Cadre géomorphologique

3.3.1.1 Le plateau continental

Au large des côtes, de la Nerthe au Cap Sicié, le plateau continental est relativement horizontal jusqu'à la pente profondément incisée par des canyons sous-marins, en particulier celui de Cassidaigne, le plus profond du Golfe du Lion qui incise le substrat rocheux sur plus de 1000 m au droit des sources karstiques de Cassis.

Ce plateau continental peut être divisé en trois grands domaines structuraux (Fig. 3-46 et 3-47) :
- A l'ouest, la dépression au sud du massif de la Nerthe est le prolongement en mer du bassin oligocène de Marseille. Les calcaires urgoniens des îles du Frioul et le massif côtier de Notre-Dame de la Garde prolongent les collines de St Julien et le Massif d'Allauch en séparant en deux (comme à terre) le bassin de Marseille en mer.

- Au sud des Calanques, la zone de Planier est limitée au nord par les îles de Riou et Maïre, au sud par le canyon de Planier et la pente continentale, et à l'Est par le canyon de Cassidaigne. Cette zone constitue pour les auteurs un karst immergé (Froget, 1966, 1974) criblé de dolines peu profondes (1 à 5 m) souvent alignées sur les directions structurales régionales N45° et N135° et marqué par des lignes de paléo-rivages datant des transgressions marines des derniers 20 ka (Colina-Girard, 1996, Fig. 3-47A). La pente du plateau est assez faible, aux environs de 0,4% et la rupture de pente se produit de -100 m sur le pourtour des canyons à -150 m sur les interfluves.

- A l'est, on peut définir un domaine qui s'étend du canyon de Cassidaigne au Cap Sicié avec un relief sous-marin au niveau du Banc des Blauquières (Fig. 3-47B). Cette crête sous-marine prolonge le massif de Sicié vers l'ouest jusqu'à 13 km de la côte. Toujours en direction de l'ouest, le relief de l'Esquine constitue un haut-fond à -85 m. Au nord de l'Esquine, la balise de Cassidaigne est construite sur un haut-fond émergeant entouré de plusieurs bancs rocheux sous-marins situés à environ -30 m.

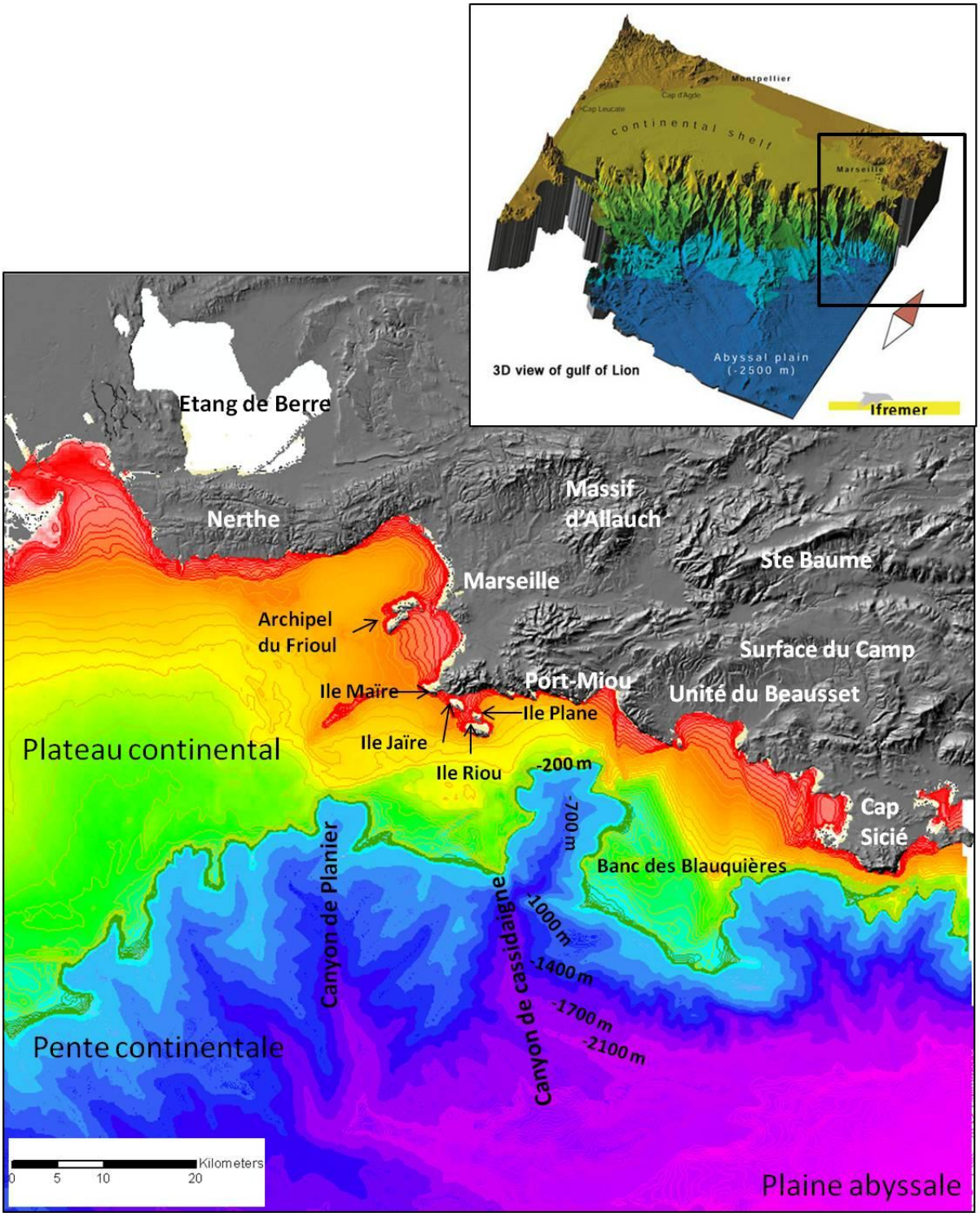


Figure 3- 46 : Topographie terre-mer de la zone d'étude modifié d'après le MNT bathymétrique à la maille de 83 et 250 m créé par le BRGM-RNSC (Projet Tsunami Méditerranée) d'après les données sources du SHOM, IFREMER et IGN (selon autorisations) et localisation sur le bloc 3D de la marge du Golfe du Lion (IFREMER).

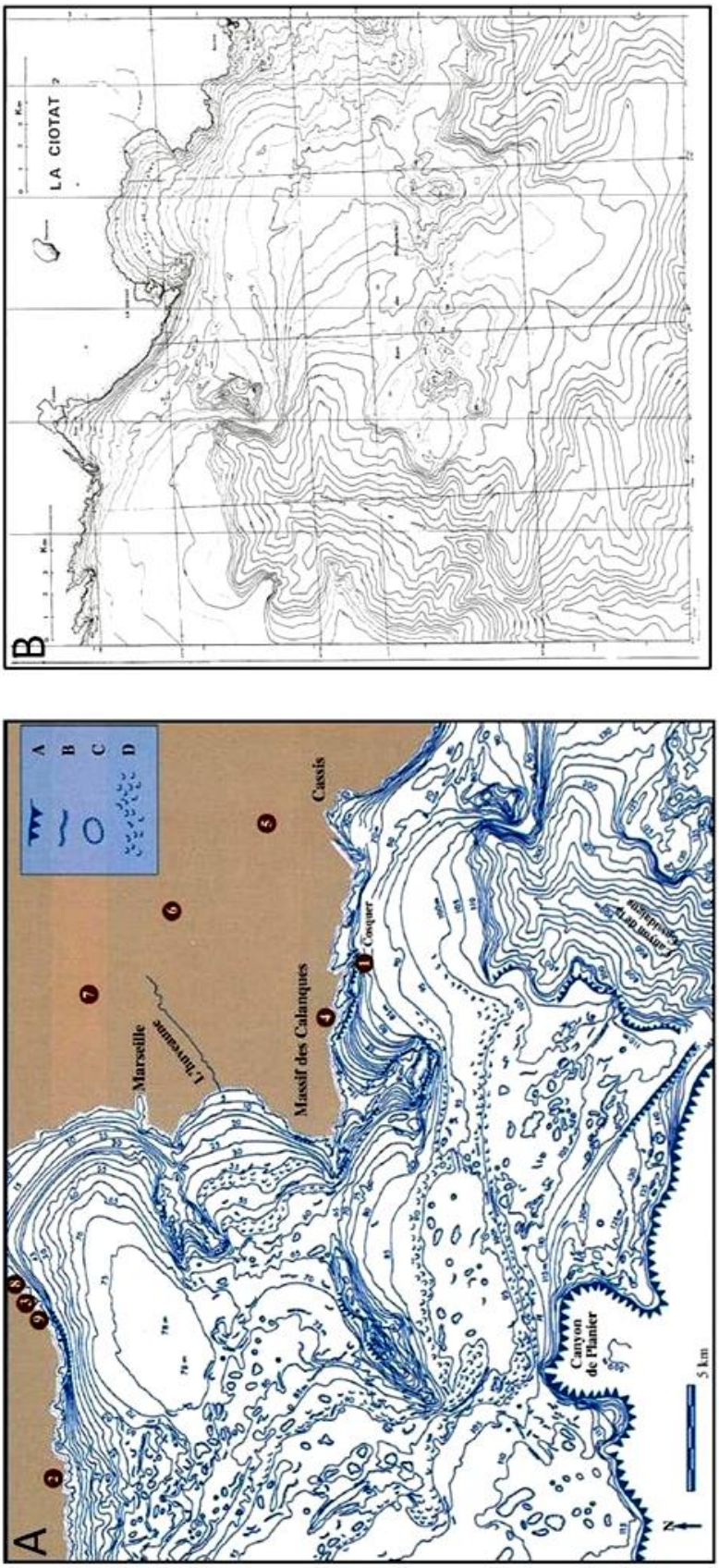


Figure 3- 47 : Cartes bathymétriques du plateau continental provençal d'après les minutes de sonde du SHOM. A : Carte bathymétrique de la Nerthe à Cassis (Ouest de Cassidaigne) interprétée en terme de modelé karstique : (A) abrupts et bords des canyons, (B) abrupts < 5m, (C) dépressions fermées, dolines, (D) talus sous-marins non structuraux (paléorivages). (Collina-Girard, 1996). B : Carte bathymétrique de Cassis à Bandol (Est de Cassidaigne), montrant notamment le haut-fond Est-Ouest du Banc des Blauquières (SHOM).

3.3.1.2 La pente continentale

La morphologie de la marge continentale est contrôlée par des directions structurales liées à l'ouverture du bassin liguro-provençal (Alla, 1970 ; Rehault, 1981, Rehault *et al.,* 1984). Le tracé des incisions est indépendant du réseau hydrographique quaternaire et actuel observé au littoral (Blanc *et al.,* 1992). L'analyse des réseaux incisant la marge montre une migration systématique des chenaux vers l'Est (Bellaiche, 1970 ; Bellaiche *et al.,* 1991). Vers -2280 m, tous les réseaux convergent vers un cours unique dévié vers l'Est et bordé d'une grande levée externe profonde (Bourcart, 1952, 1960 ; Bellaiche *et al.,* 1971 ; Coutellier, 1985 ; Blanc *et al.,* 1991).

Une étude géomorphologique du talus continental (Blanc *et al.,* 1992*)* situé à l'aval des canyons de la Cassidaigne et de Toulon (Fig. 3-48) révèle un ensemble complexe. La marge continentale externe à moyenne (-150 à -400 m), dont le gradient s'accentue vers le large de 3% à 20 % révèle de rares incisions et quelques chenaux gravitaires (Blanc *et al.,* 1992*)*. La marge continentale inférieure (-400 à -600 m) est caractérisée par de forts dénivelés avec des ruptures de pente atteignant 44% et des glacis à pente forte, entre 5 et 25%. Des réseaux d'incision linéaire et des chenaux gravitaires sont visibles (Blanc *et al.,* 1992*)*. Les talus (-600 à -1700 m) présentent des réseaux d'incision et des décollements gravitaires généralisés sur des pentes moyennes de 45% localement modifiées par des escarpements rocheux sub-verticaux (Blanc *et al.,* 1992*)*. Les axes de canyons débutent généralement par des « cirques de réception » ramifiés puis se développent le long de pentes irrégulières (8 à 25%) entrecoupées de paliers successifs d'origine probablement tectonique. Les versants des canyons sont modelés par des loupes d'arrachement gravitaires avec profil concave à l'amont (zone d'arrachement) et convexe à l'aval (bourrelet gravitaire). La densité maximum des entailles gravitaires est concentrée sur les versants les plus abrupts. Les axes des thalwegs piègent localement des sédiments en transit dans des dépressions à contre-pente (Blanc *et al.,* 1992*)*. Au large, la plaine bathyale accumule entre -1950 et -2400 m les matériaux issus de la marge continentale dans des deltas profonds et des lobes d'épaisseur et d'orientation variable. Ces corps sédimentaires montrent une déviation générale vers le SSE, contrôlée par une grande levée sous-marine (Coutellier, 1985 ; Bellaiche *et al.,* 1991) nourrie par les canyons de Marseille, Planier et Cassidaigne (Blanc *et al.,* 1992*)*.

3.3.1.3 Morphologie du Canyon de Cassidaigne

Au sud de Cassis, le canyon de Cassidaigne incise la marge de -200 à -2000 m de profondeur et se développe de l'intérieur du plateau continental qu'il incise sur 14 km jusqu'à la pente continentale et la plaine abyssale. Ses dimensions importantes en font l'un des plus vastes canyons du Golfe du Lion. Sa largeur varie de 7 à 13 km tandis que sa longueur totale jusqu'à la plaine abyssale dépasse 40 km.
Il est orienté NNE-SSW dans sa partie amont, et NW-SE dans la partie aval. La bathymétrie haute résolution réalisée par l'IFREMER (Fabri, 2011) montre une morphologie de réseau fluviatile, avec des bords abrupts asymétriques et contrôlés par la lithologie de l'encaissant rocheux (Fig. 3-49). Une carte morphologique, réalisée à partir de la bathymétrie haute résolution permet de mettre en évidence les structures majeures qui façonnent le canyon (Fig. 3-50). La tête du canyon résulte de l'intersection de trois vallées érosives majeures qui montrent des directions

singulières : la première en partant de l'ouest mesure 6,8km et est orientée NW-SE dans sa partie amont, puis suit une direction orthogonale SW-NE ; la seconde de 4,9 km de long est orientée NW-SE et la troisième est de direction NNE-SSW puis forme un coude E-W. Elle atteint 5,5km de long. Ces changements brusques de direction des incisions sont probablement contrôlés par un système de failles de direction SW-NE (Fig. 3-50). Ces trois incisions forment un confluent à l'amont du canyon, qui forme le début du thalweg principal orienté NNE-SSW à la latitude N43°7. Immédiatement à l'aval de ce confluent entre les latitudes N43°6 et N43°7, une loupe d'arrachement en rive gauche de 3 km de large sur 4,5 km de long rejoint le thalweg, témoignant de l'instabilité du versant.
Le domaine intermédiaire est caractérisé par une plus forte incision, jusqu'à 1200 m de profondeur. Ensuite, le canyon atteint 1500 m de profondeur et se pince contre un haut bathymétrique à la latitude N43°2, orienté SE-NW avant de s'ouvrir vers le bassin distant de 7 km en direction du sud et du sud-est. La morphologie du canyon est en partie contrôlée par des directions structurales SW-NE et SE-NW qui modifient le tracé des talwegs à l'amont et à l'aval.
Les flancs du canyon sont entaillés par des ravinements (« réseaux de gullies ») qui convergent vers le talweg principal. Sur le flanc ouest du canyon, ces ravines sont assez parallèles et chacune converge de manière indépendante vers le drain principal. Sur le flanc est au contraire, les ravinements sont organisés en quatre bassins versants de 3 à 5 km^2 qui concentrent les écoulements en amont du thalweg (Fig. 3-50). Cette différence d'organisation du drainage doit témoigner d'une diversité environnementale due à la nature lithologique de la marge d'une rive à l'autre ou des courants qui l'affectent.
Des abrupts rocheux sont identifiables dans la tête du canyon et dans sa partie aval. Les plus vastes sont localisés entre les latitudes N43°4 et N42°9, où un à pic de 1000 m situé à la latitude N43°2 forme une gorge étroite et profonde qui contraste avec la morphologie plus évasée du canyon dans ses parties amont et aval. L'occurrence de nombreux abrupts rocheux dans la partie aval contraste avec la partie située juste en amont, caractérisée par les réseaux de ravines qui forment une topographie peu abrupte. Cette différence morphologique est à mettre en relation avec un changement lithologique et un encaissant rocheux plus compétent à l'aval.

L'analyse de la bathymétrie haute résolution permet de mettre en évidence les processus qui contrôlent la géomorphologie dynamique du canyon. Contrairement à d'autres canyons du Golfe du Lion, le canyon de Cassidaigne ne montre pas d'évidence de cascades sous-marines produites par des courants de haute densité (Canals *et al.,* 2006 ; Lastras *et al.,* 2007) qui produisent des champs de sillons dans le lit du canyon (cf. chapitre 2). Par contre, les escarpements rocheux, la large loupe d'arrachement, et les réseaux de *gullies* attestent de processus érosifs gravitaires épisodiques qui façonnent la morphologie du canyon (glissements en masse, courants de turbidité).

Une des questions à laquelle ce travail s'attachera à répondre concerne l'origine karstique ou non du canyon de Cassidaigne, et par conséquent sa connexion hydraulique à la source de Port-Miou. La morphologie actuelle de la tête du canyon ne permet pas elle seule de répondre clairement. La bathymétrie montre une morphologie de type fluviatile, avec des affluents à l'amont et un cours d'eau majeur qui se développe ensuite. Cependant il n'est pas exclu que l'un de ces affluents soit d'origine karstique et en lien avec l'aquifère de Port-Miou en amont. Plusieurs conditions doivent être remplies : la première est que la tête du canyon se soit développée à l'air libre, comme une

reculée karstique (ex : les reculées karstiques de la Loue et du Lison dans le Jura, Frachon, 1975). La seconde implique un plateau continental karstifiable sur toute la superficie située entre la côte carbonatée et la tête du canyon.

La première condition implique un canyon formé sur la marge messinienne exondée, comme c'est le cas pour la plupart des canyons sous-marins méditerranéens (Angelier *et al.,* 1978 ; Harris et Witheway 2011), notamment les canyons qui incisent le plateau continental.

La seconde condition nécessite de connaître la répartition cartographique des unités géologiques du plateau continental. Le chapitre 5 est consacré à cette thématique sur la base de l'interprétation de la sismique marine.

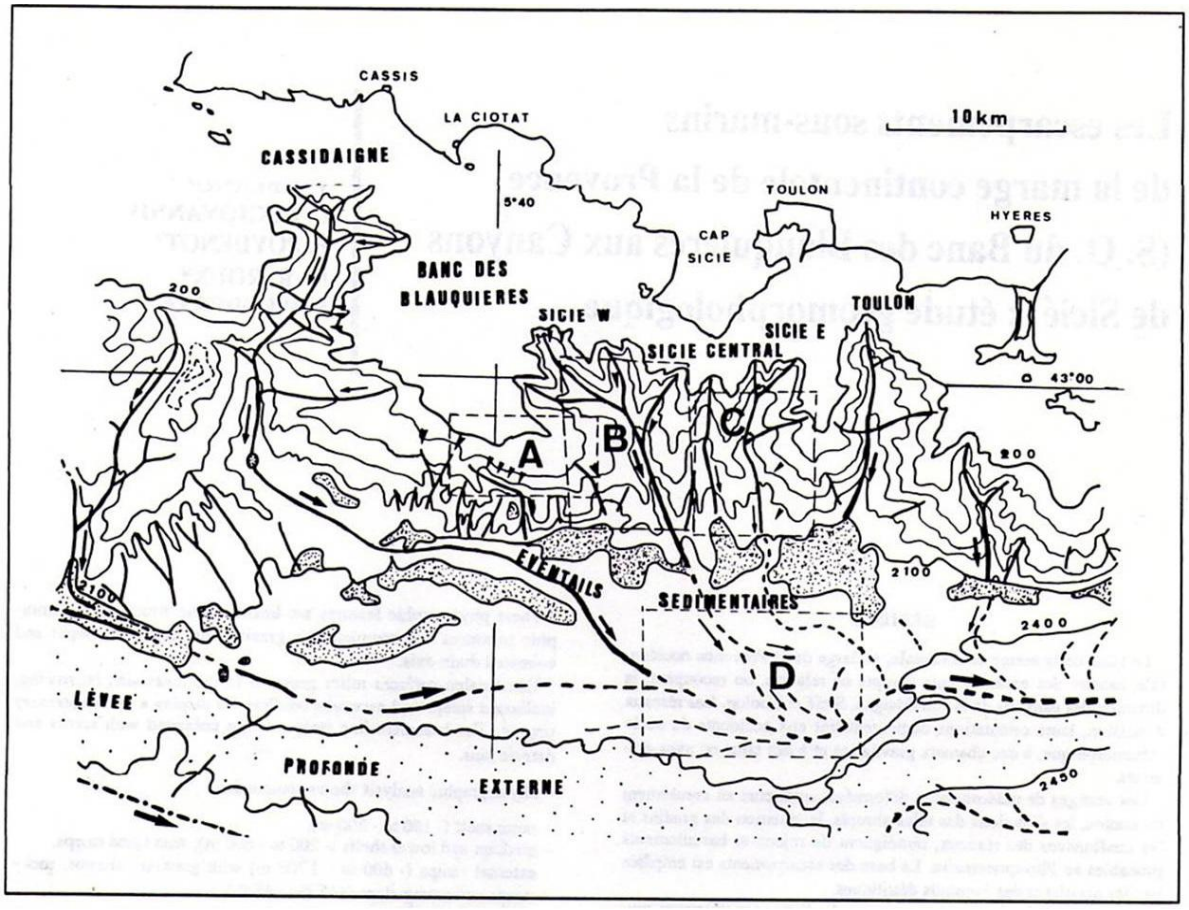


Figure 3- 48 : Talus continental entre le canyon de Cassidaigne et le canyon de Toulon schématisant les lobes détritiques profonds, l'emplacement d'une levée profonde externe ouest-est, les axes de transit des matériaux par effet gravitaire. Blanc *et al.,* 1992.

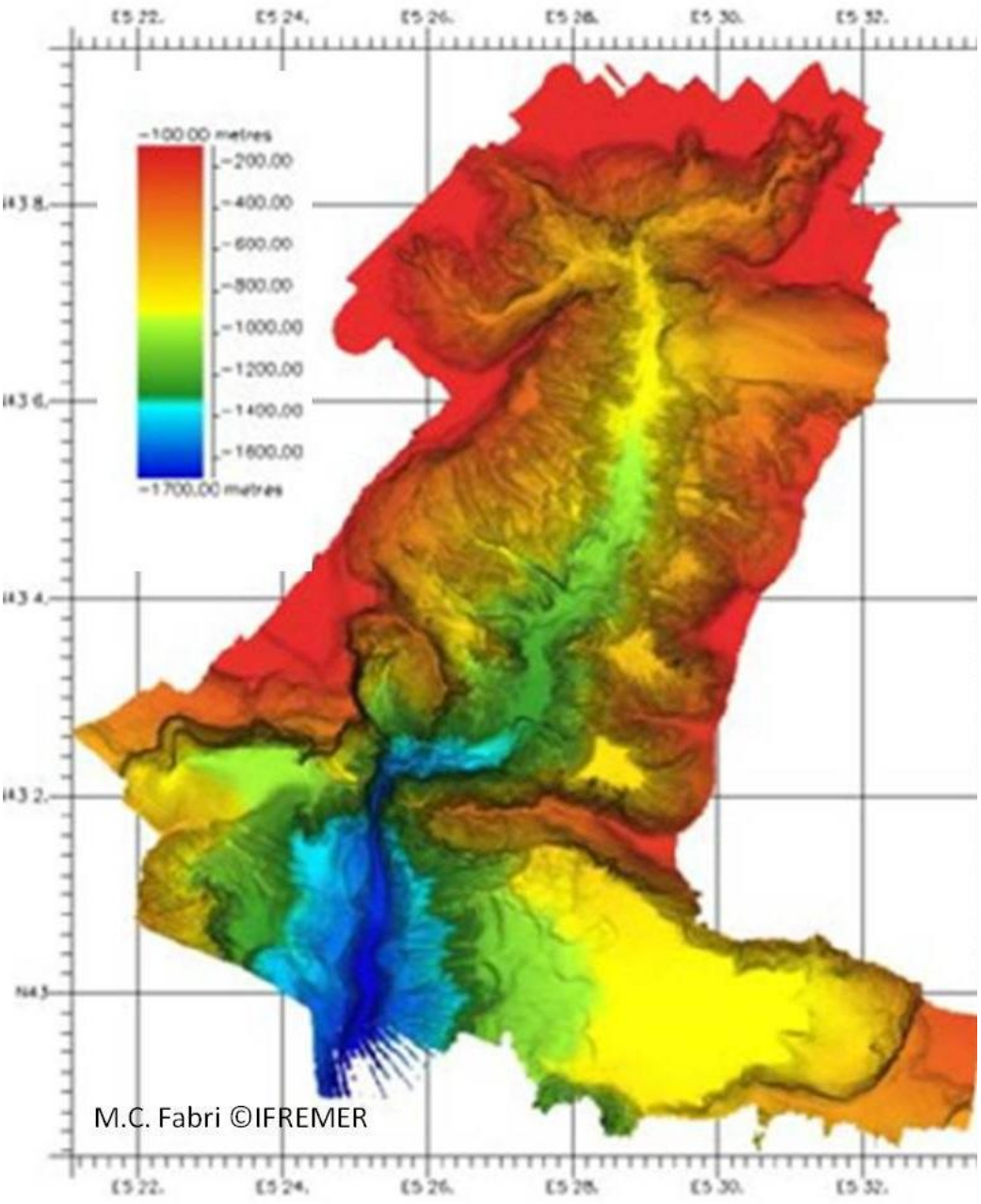


Figure 3- 49 : Image de bathymétrie haute résolution du canyon de Cassidaigne (Source : M-C Fabri © IFREMER)

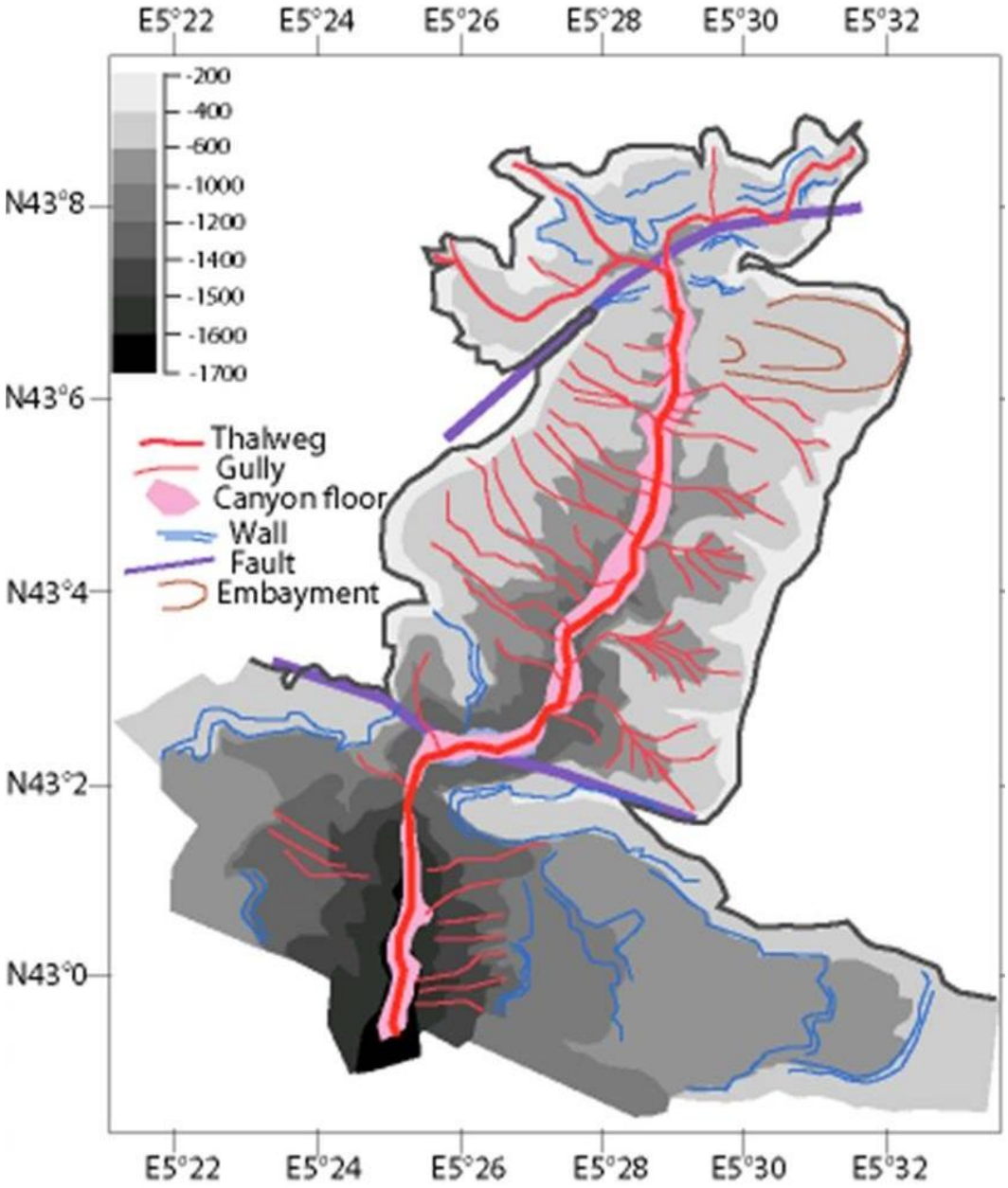


Figure 3- 50 : Schéma morphologique du canyon de Cassidaigne interprété d'après la bathymétrie haute résolution.

3.3.2 Etat des connaissances sur la géologie du plateau continental

3.3.2.1 Données de géophysique

Les premières données de sismique réflexion du plateau continental ont été acquises par l'équipe de géophysique du Musée Océanographique de Monaco au sud des îles de Riou et Planier, et sur le Banc des Blauquières. La première zone a été décrite en détail par Leenhardt *et al.,* (1969), et les données de la seconde, qui n'a pas fait l'objet de publication, ont néanmoins été décrites par Froget (1974) qui en fait état dans sa thèse. Le Banc des Blauquières a ensuite été l'objet d'une campagne de sismique réfraction interprétée par Ducrot (1971).

Secteur de Planier-Riou :

La campagne de sismique marine de Leenhardt *et al.,* (1969) est la première du genre sur le plateau continental du Golfe du Lion. Le plan de position (Fig. 3-51) effectué au radar, montre un levé assez dense afin d'imager le plus possible la continuité des structures, dans un secteur où les seules interprétations géologiques sont issues de la présomption de continuité entre continent et plateau continental.

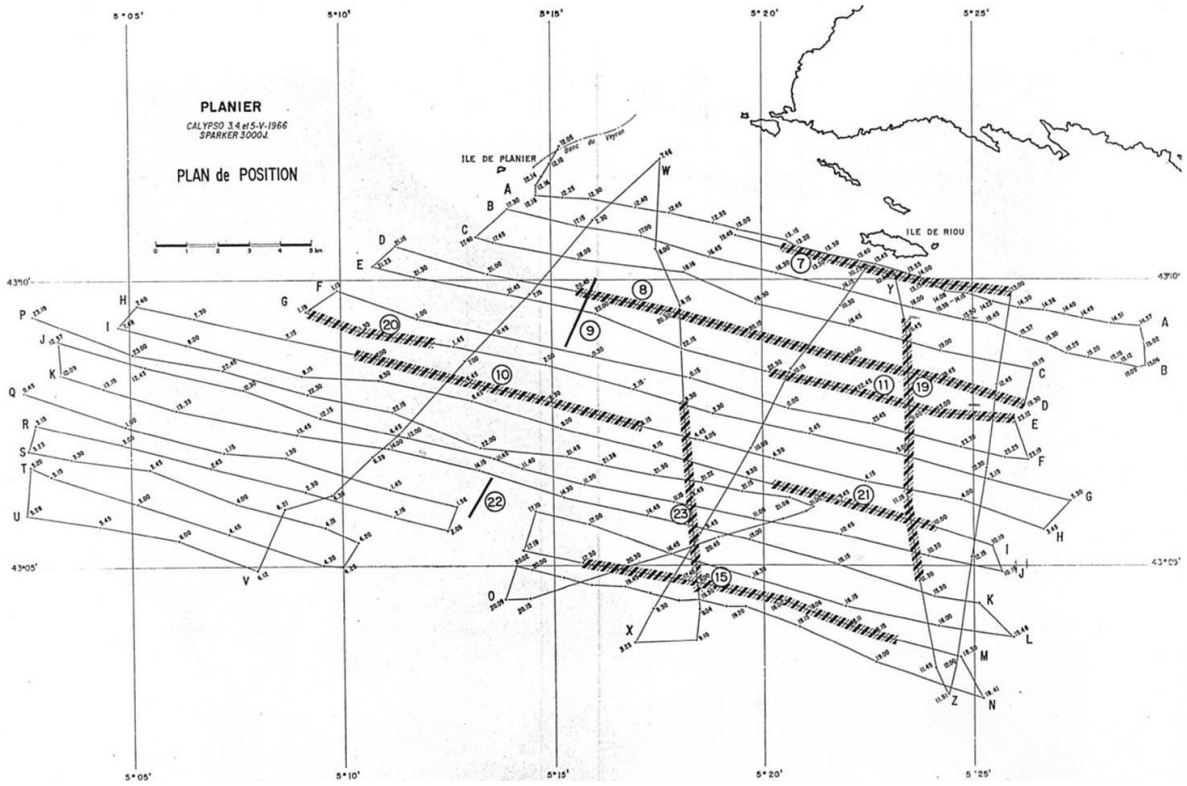


Figure 3- 51 : Plan de position de la campagne de sismique menée par l'équipe de géophysique du Musée Océanographique de Monaco à bord de la Calypso d'après les relevés radar (Leenhardt *et al.,* 1969). Les chiffres dans les cercles correspondent aux numéros des lignes sismiques présentées sur les figures suivantes.

Leenhardt *et al.,* (1969) distinguent un certain nombre de réflecteurs sous le fond marin :

- Les réflecteurs D sont les plus profonds. Ils correspondent à des réflexions nettes à fort pendage (Fig. 3-52, 3-53) et dont la cartographie permet de distinguer des anticlinaux et des synclinaux de direction NE-SW (Fig. 3-56). Ce faciès est interprété comme des séries sédimentaires du secondaire, mais le raccord de ces structures à celles observées à terre dans le massif des calanques est encore incertain. Deux domaines sont différenciés d'après la nature du réflecteur D. A l'est, les réflecteurs sont très nets et fortement plissés (Fig. 3-52), et sont mis en relation par Froget (1974) avec des roches d'âge apto-albien draguées dans la partie NW du canyon de Cassidaigne (Fig. 3-61). A l'ouest, les réflexions D souvent masquées par des diffractions (Fig. 3-52) sont interprétées par les auteurs comme la réponse acoustique d'une surface karstique irrégulière ou de lits de galets au-dessus du réflecteur D (Leenhardt *et al.,* 1969).

- Le réflecteur C forme une surface de pente faible qui recoupe les réflecteurs D sous-jacents (Fig. 3-52, 3-53, 3-54). Cette surface (Fig. 3-57) est interprétée comme une surface d'abrasion datée du « Pontien » et parfois incisée par des canyons remblayés (Fig.3-55). Cette partie incisée correspond à la « surface d'érosion messinienne »).

- Le réflecteur B est assez peu net, situé entre le fond de la mer et le réflecteur C.

- Au-dessus du réflecteur B, des niveaux inclinés P, dont les pendages sont orientés vers le large apparaissent parfois au voisinage de la rupture de pente (Fig. 3-53).

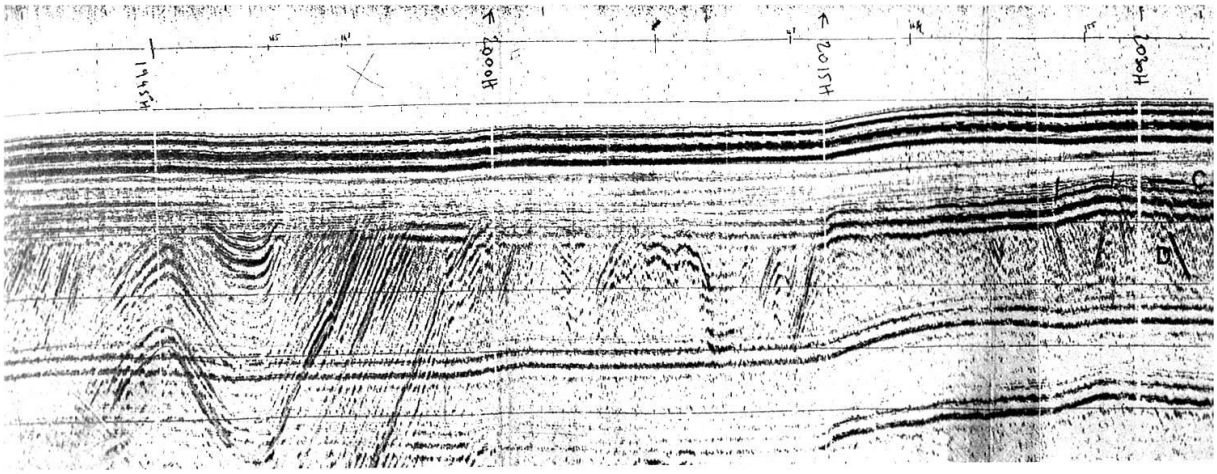


Figure 3- 52 : Ligne sismique est-ouest n°8 montrant le réflecteur C qui recoupe les forts pendages du réflecteur D. A l'est (gauche de l'image) le réflecteur D est bien net, tandis qu'à l'ouest il est en partie masqué par des diffractions. Cette variation caractérise deux provinces tectoniques (Leenhardt *et al.,* 1969).

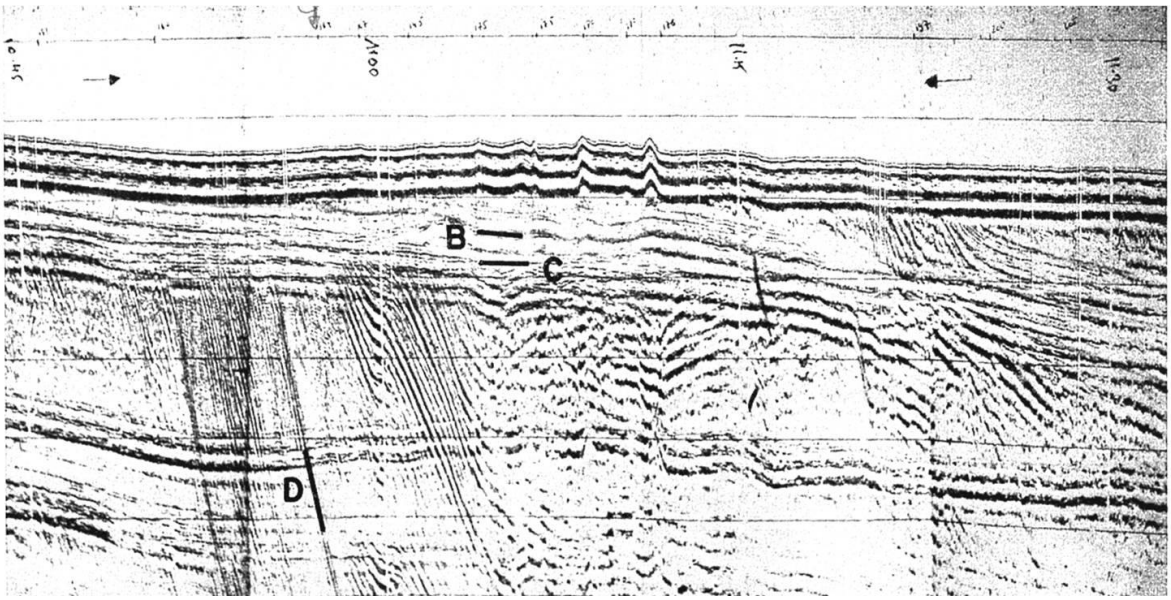


Figure 3- 53 : Ligne sismique nord-sud n°19. Le réflecteur B, sous le fond surmonte le réflecteur C qui recoupe les forts pendages du réflecteur D. (Leenhardt *et al.*, 1969)

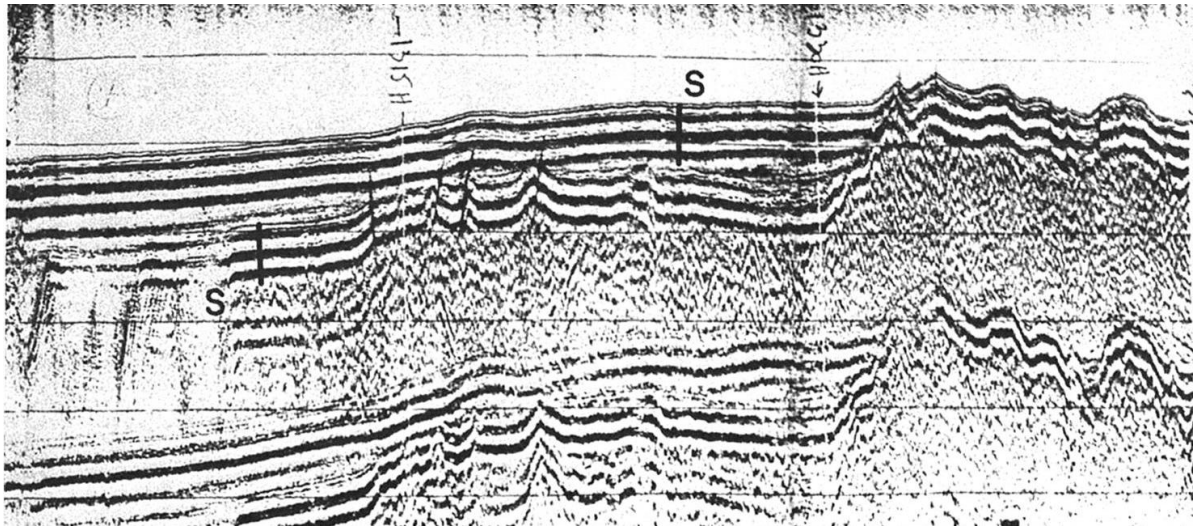


Figure 3- 54 : Ligne sismique est-ouest n°7 bordant au sud l'île Riou. S indique la largeur du signal. (Leenhardt *et al.*, 1969)

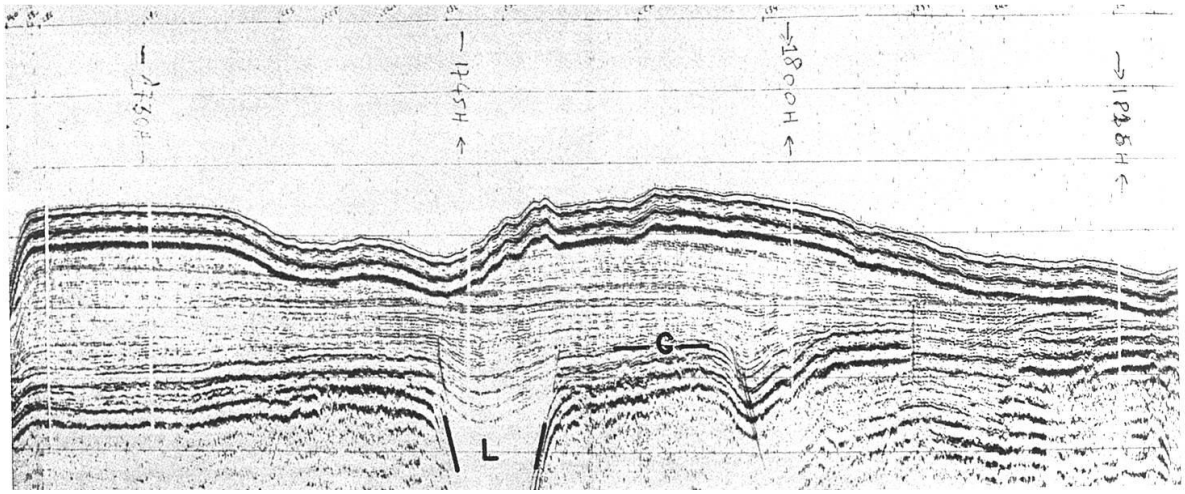


Figure 3- 55 : Ligne sismique est-ouest n°15 imageant un canyon remblayé (L) et l'irrégularité topographique amenant un amincissement des sédiments au-dessus du réflecteur C vers la droite de la figure. (Leenhardt *et al.*, 1969)

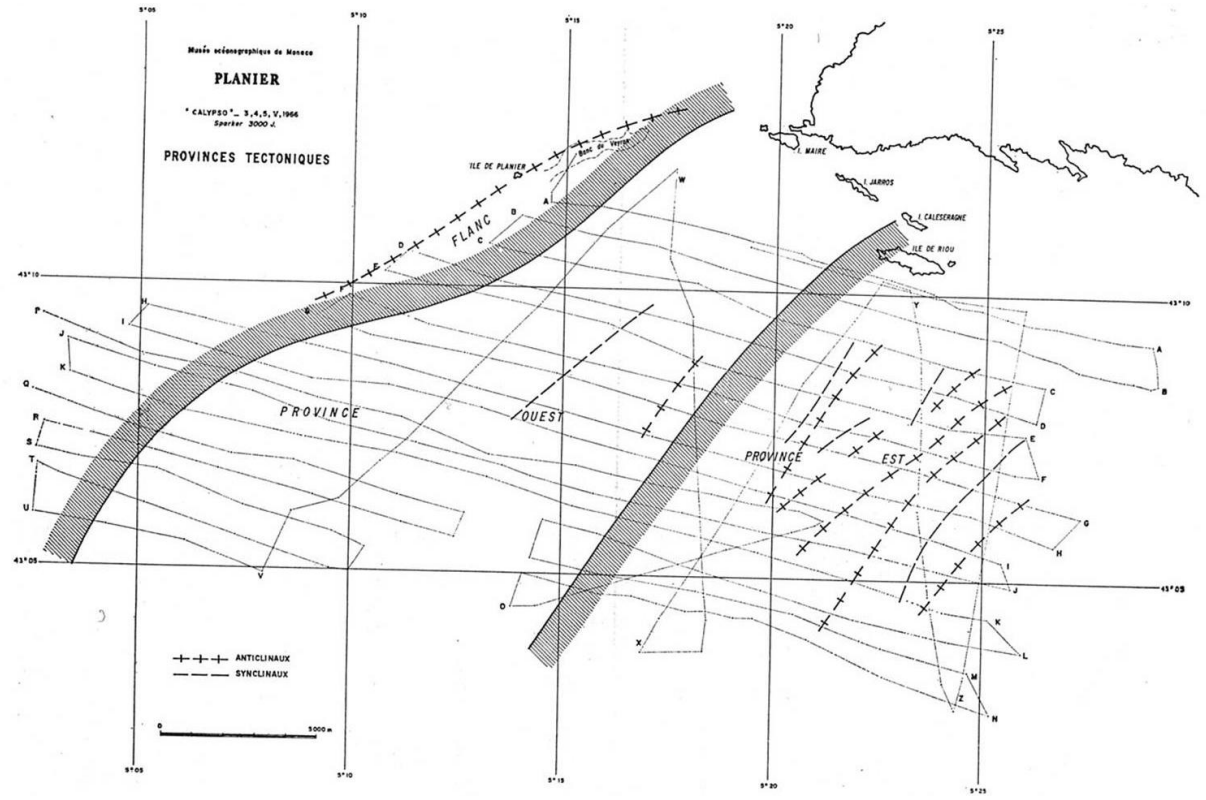


Figure 3- 56 : Carte structurale du secteur du Planier-Riou montrant les axes des plis et les deux provinces tectoniques interprétées par Leenhardt *et al.,* (1969).

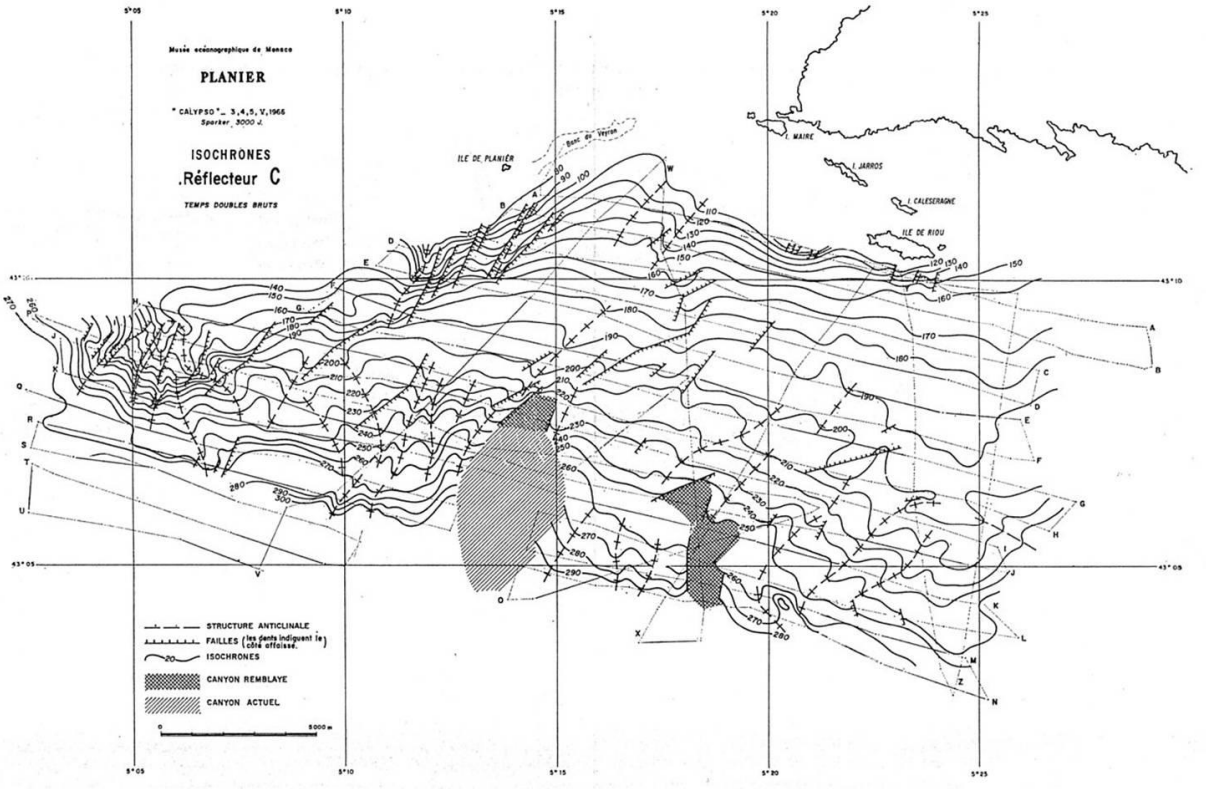


FIG. 14. — Isochrones du réflecteur C.
Cette planche représente la surface pontienne faillée généralement selon une direction générale S.-O.–N.-E., avec le tracé des canyons remblayés.

Figure 3- 57 : Carte des isochrones du réflecteur C. Cette carte représente la surface « pontienne » (messinienne) et le tracé des canyons comblés. (Leenhardt *et al.,* 1969)

Secteur du Banc des Blauquières :

Le Banc des Blauquières a été décrit à la fois par la sismique réflexion et la sismique réfraction. La sismique réflexion, menée par l'équipe de géophysique du Musée Océanographique de Monaco est décrite dans la thèse de Froget (1974). Les profils, localisés entre la bordure est de Cassidaigne et le Cap Sicié (fig. 3-58 et 3-59) imagent un bassin subsident sur la bordure orientale du canyon de Cassidaigne développé sur le socle acoustique. Deux types de remplissages comblent ce bassin, à la base (zone IV, Fig. 3-59), il est interprété à titre d'hypothèse comme Eocène à Oligocène, et Plio-Quaternaire au sommet (zone V, Fig. 3-59) (Froget, 1974). La sismique réfraction a mis en évidence l'existence de cette zone V avec une vitesse de 1810m/s (Ducrot, 1971), ce qui correspond à une zone meuble de plus de 230 m d'épaisseur sur la ligne sismique 8 B4 (Froget, 1974). La zone IV correspond en sismique réfraction à une couche de vitesse 2330 m/s (Ducrot, 1971), considérée comme correspondant à un matériel peu consolidé de 245 m d'épaisseur (Froget, 1974). Sous la zone IV, la sismique réfraction atteint une couche non imagée par la sismique réflexion et de vitesse comprise entre 4580 et 4160 m/s. Cette valeur correspond aux vitesses calibrées dans les calcaires du massif de Puget (4400 m/s) par Ducrot (1971).
La nature du socle acoustique au sud de ce bassin (relief de l'Esquine et des Blauquières) a été déterminée à la fois par des dragages (Bourcart, 1949 ; Froget, 1974), et la sismique réfraction de Ducrot qui a relevé les mêmes valeurs (4160m/s) que dans les phyllades des Embiez. La partie supérieure sous le plio-quaternaire correspond ainsi aux phyllades. Sous cette unité, la sismique réfraction (Ducrot, 1971) image un ensemble invisible en sismique réflexion, à vitesse de propagation très élevée (supérieure à 6000 m/s) et situé entre 1000 et 1500 m de profondeur. Pour Ducrot, il s'agit du socle granitique (à gneiss et amphibolites). Froget (1974) confirme que ces roches se trouvent en position remaniée dans le canyon de Cassidaigne à -1572 m de fond. Une coupe schématique terre-mer au large du Cap Sicié illustre la géométrie de ces dernières unités (Fig. 3-60).

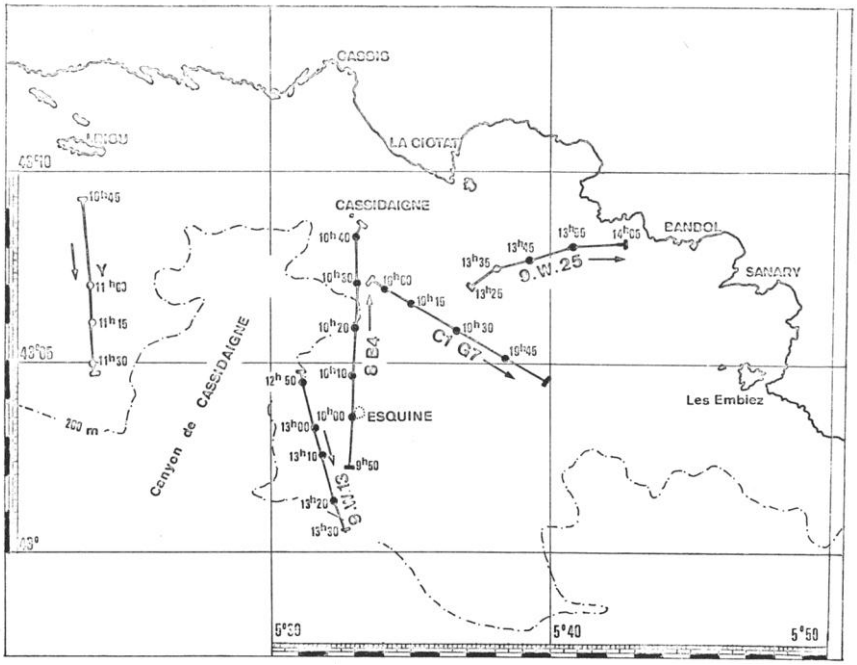


Figure 3- 58 : Carte de situation des profils de sismique réflexion de l'équipe de géophysique du Musée Océanographique de Monaco sur la zone du Banc des Blauquières (Froget, 1974).

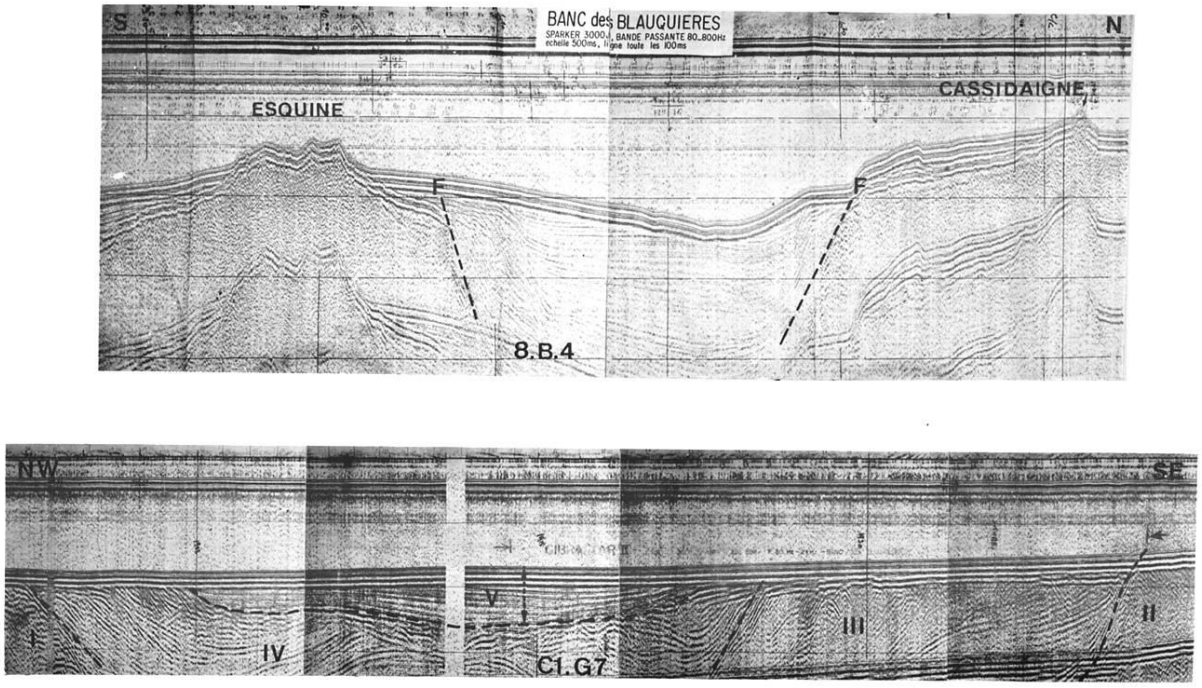


Figure 3- 59 : En haut : Ligne sismique 8 B4 orientée S-N entre les haut-fonds de l'Esquine et de Cassidaigne. Un bassin subsident à remplissage plio-quaternaire et qui semble bordé par des failles se situe entre le socle métamorphique de l'Esquine et mésozoïque de Cassidaigne. Il correspond à la tête orientale du canyon (Froget, 1974). En bas : Ligne sismique C1G7 de direction NW-SE au large de La Ciotat. L'interprétation suggère la présence de dolomies au NW (I), de phyllades (II) au SE, des séries permiennes à jurassiques de la région de Bandol (III), de Tertiaire probable (IV) qui correspondrait à la base du bassin subsident, et de Plio-Quaternaire (V) montrant une série réduite car la coupe est au bord du bassin (Froget, 1974).

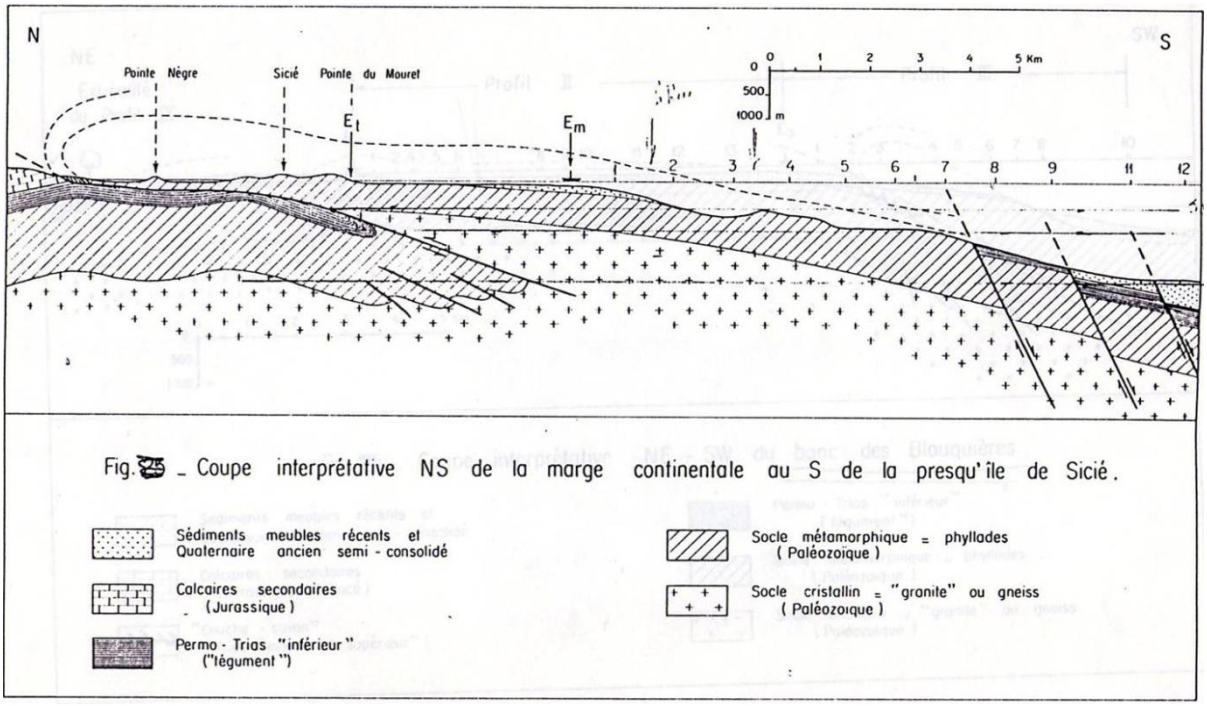


Figure 3- 60 : Coupe nord-sud terre-mer à travers la Pointe Nègre, le cap Sicié et le plateau continental réalisée d'après la sismique réfraction en mer de Ducrot (1971).

3.3.2.2 Echantillons marins

Un certain nombre d'échantillons marins ont été récoltés par dragages ou échantillonnés directement en soucoupe plongeante (Froget, 1967, 1971, 1974 ; Fig. 3-61). Ces données ont permis d'obtenir des renseignements directs sur la nature du plateau continental à proximité du canyon de Cassidaigne, mais restent fragmentaires, dus à la faible densité des prélèvements productifs et identifiables. La nature des échantillons sera détaillée dans le chapitre 5, mais les principales conclusions de Froget sont décrites ici.

Elles portent d'une part sur la nature du canyon de Cassidaigne qui, pour Froget (1971) n'est pas creusé uniquement dans les phyllades, mais seulement dans sa partie la plus aval ou à grande profondeur, et constitue une coupe dans des terrains résultant de la continuité des affleurements de la région de Bandol :

- Des échantillons datés de l'Aptien et du Valanginien ont été récoltés dans la tête et sur le flanc ouest du canyon, tandis que des éléments dolomitiques et permo-triasiques ont été dragués dans la partie médiane.
- L'âge des dolomies formant l'écueil de Cassidaigne a fait débat. Il a d'abord été attribué au néo-jurassique (Bourcart, 1949) sur la base d'un prolongement des écailles jurassiques dolomitisées de Bandol, puis Barrémien (Blanc et Blanc-Vernet, 1966), cette fois-ci sur la base du prolongement en mer du calcaire urgonien des calanques qui montre une dolomitisation massive à la base de la séquence (Blanc et Blanc-Vernet, 1966).
- Dans les deux cas (dolomie urgonienne ou jurassique), ce schéma serait compliqué par des accidents dans le secteur de l'écueil de Cassidaigne. Les échantillons aptiens de la rive est du canyon, prélevés à proximité de l'écueil par une plongée en soucoupe Cousteau de J. Vacelet (Blanc et Blanc-Vernet, 1966) et les dragages de Froget (1971) indiquent que l'Aptien est bathymétriquement plus bas (-150 à -200 m) que les dolomies de l'écueil de Cassidaigne. Froget (1971) fait donc intervenir un accident NW-SE entre ces deux affleurements qui affaisserait l'Aptien.
- Une analyse pétrographique et de diagénèse sous-marine d'échantillons pliocènes et pléistocènes a permis à Froget (1974) de proposer une interprétation sur les conditions de dépôt et de mise en place de la dolomie. Un échantillon (R15) prélevé en soucoupe plongeante à -270 m de fond est prélevé sur un prisme transgressif onlappant le banc des Blauquières au Sud. Il est daté du Miocène (Burdigalien à Tortonien) et met en évidence la présence de calcaires mis en place sous de faibles tranches d'eau (Fig. 3-62) : Il est constitué d'articles à Halimeda pliocènes enveloppées d'un ciment fin isopaque précoce puis dolomitisé au Pléistocène (Froget, 1972, 1974). Ce faciès est typique des environnements marins chauds peu profonds (supra-littoral) avec une diagenèse marine peu profonde (Froget, 1971, 1974). Ces observations, reliées à la position bathymétrique actuelle de l'échantillon, amènent l'auteur à proposer une interprétation géodynamique de la région au Pléistocène, en invoquant soit une baisse du niveau marin d'au moins 270 m, soit une subsidence de la marge portant l'affleurement à ces profondeurs.
- Des échantillons attribués au Pliocène proviennent des parties nord-ouest (R86) et nord-est (R109-110 ; fig. 3-63) de la tête canyon de Cassidaigne, ainsi que sur son flanc est (R20). Ils correspondent à des calcirudites et calcarénites à Corallinacées, draguées entre 150 et 200 m de fond. L'assemblage microfaunistique réalisé par Blanc-Vernet (1969) conduit à attribuer à ce faciès un âge pliocène.

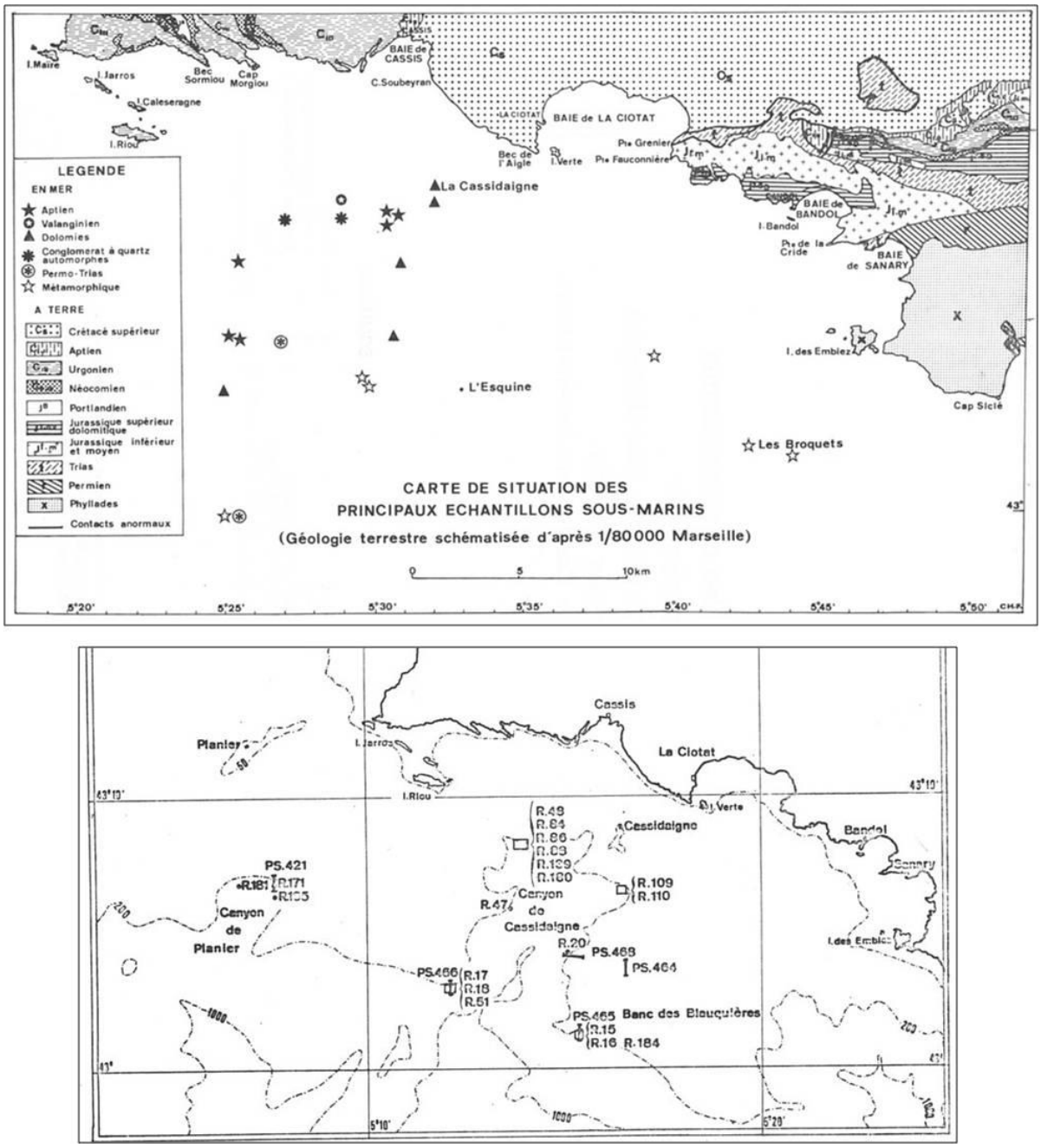


Figure 3- 61 : Localisation des échantillons en mer. En haut : les principaux échantillons. En bas : les roches dolomitiques, ferrugineuses et phosphatées. (Froget, 1974).

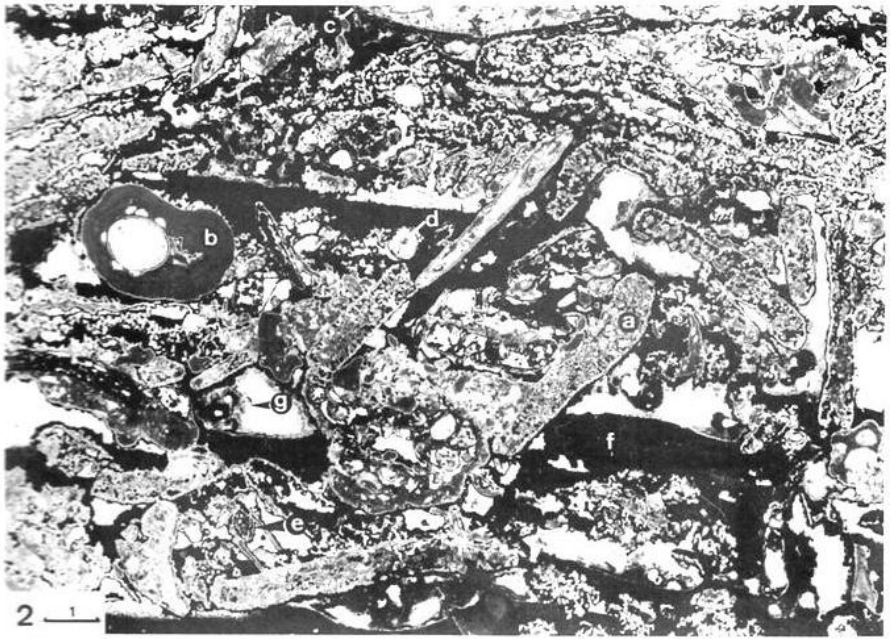


Figure 3- 62 : Lame mince d'un échantillon (R15) de calcaire à Halimeda (a), corallinacées (b), pélécypodes (c), et échinodermes (d) dragué sur la pente continentale (-270 m) au sud du Banc des Blauquières. Le ciment primaire, isopaque qui entoure les débris organiques est dolomitisé. Les espaces vides sont remplis par la goethite (Froget, 1974).

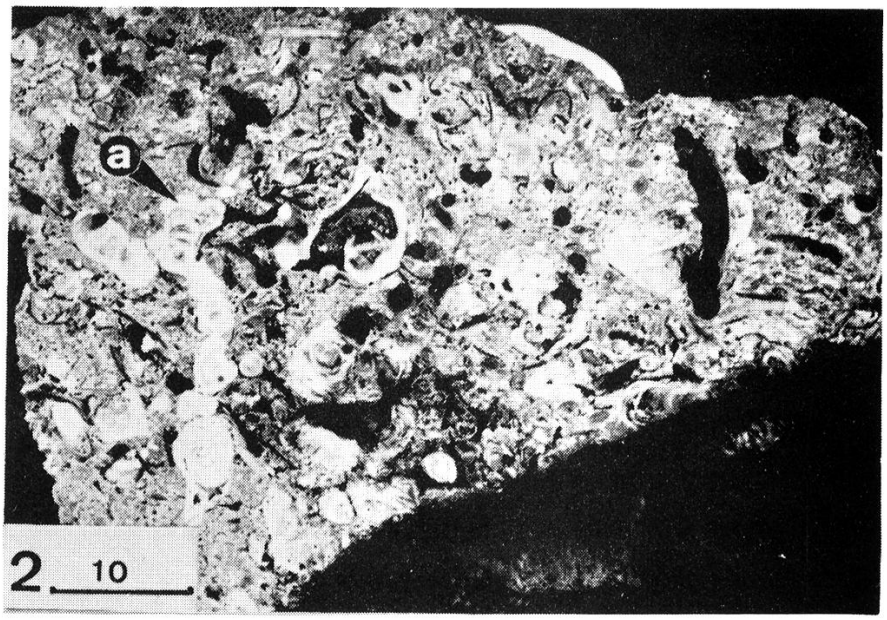


Figure 3- 63 : Section polie d'une calcarénite à Corallinacées pliocène. Les Algues calcaires (a) sont blanches et friables. La roche, perforée est recouverte d'une croûte ferrugineuse (Froget, 1974).

3.3.2.3 Hydrodynamique régionale et sédimentation des boues rouges

Depuis 1966, l'usine d'aluminium Pechiney (Rio Tinto Alcan depuis 2007), basée à Gardanne, rejette ses résidus d'alumine en mer dans le canyon de Cassidaigne.

Une conduite de 30 cm de diamètre et 47 km de long transporte les résidus d'alumine (boues rouges) entre Gardanne et Cassis. Au niveau de la calanque de Port-Miou, la canalisation est

disposée au niveau d'un forage sur la source à 40 m de fond. Une conduite en acier de 7 km de long posée sur le plateau continental canalise les rejets jusqu'au thalweg NE de la tête du canyon de Cassidaigne, à 320 m de fond (Fig. 3-64). Au débouché de cette conduite, les boues rouges se déversent sur le fond marin par gravité.

Au milieu des années 80, plus d'un million de tonnes étaient déversées chaque année dans le canyon. En 2010, les quantités ont nettement diminué (180000 tonnes) en vue de l'arrêt total des rejets d'ici 2015.

Dans le cadre de la protection de l'environnement, un comité scientifique de suivi est chargé d'évaluer l'impact des rejets sur l'environnement par la réalisation d'études périodiques. Une synthèse des travaux du Comité scientifique de suivi de 1995 à 2004 est consultable en ligne, conformément à la réglementation à laquelle est soumise l'usine de Gardanne. Elle procure des renseignements sur les caractéristiques des dépôts sur les fonds marins et l'évolution de leur impact sur le milieu. Ces travaux sont intéressants pour notre étude puisqu'ils permettent d'améliorer les connaissances sur la dynamique sédimentaire récente (46 ans) du canyon de Cassidaigne.

Les observations menées depuis dans ce cadre montrent que le front de sédimentation se situe désormais à plus de 60 km de l'émissaire avec une extension importante vers l'Ouest sous l'effet des courants marins profonds (Fig. 3-64). Les boues s'écoulent par gravité le long de l'axe du canyon de Cassidaigne. Une faible partie de ces rejets est mobilisée dans les turbulences de l'émission puis dans les courants marins régnant dans la région. Les études ont montré que la zone située entre Cassis et le canyon de Cassidaigne, est influencée par différents courants marins (Alberola *et al.,* 1995). La circulation générale est très marquée par le courant liguro-provençal qui par temps calme influence une extension du dépôt vers l'ouest au pied du plateau continental. Ce courant peut être perturbé par des phénomènes de remontées d'eaux profondes ou des descentes d'eaux de surface liées à des coups de vent d'est ou de mistral, et des courants locaux initiés par la topographie et la météorologie. De forts mistrals seraient susceptibles de générer en hiver des courants ascendants (supérieurs à 4 cm/s) dans le canyon entraînant la mobilisation d'une partie des résidus jusqu'à -120 m de fond.

L'utilisation de l'oxyde de titane comme traceur des boues rouges a permis de cartographier l'extension des dépôts sur le fond marin (Arnoux et Stora, 2003 ; Fig. 3-64). Le front de sédimentation, situé une soixantaine de kilomètres à l'aval de l'émissaire a avancé de 4 à 5 km entre 1991 et 2003 et montre une extension vers l'ouest et l'est. L'épaisseur du dépôt est la plus importante dans l'axe du canyon, où le transport par charriage sur le fond entraîne par effet mécanique un appauvrissement de la faune.

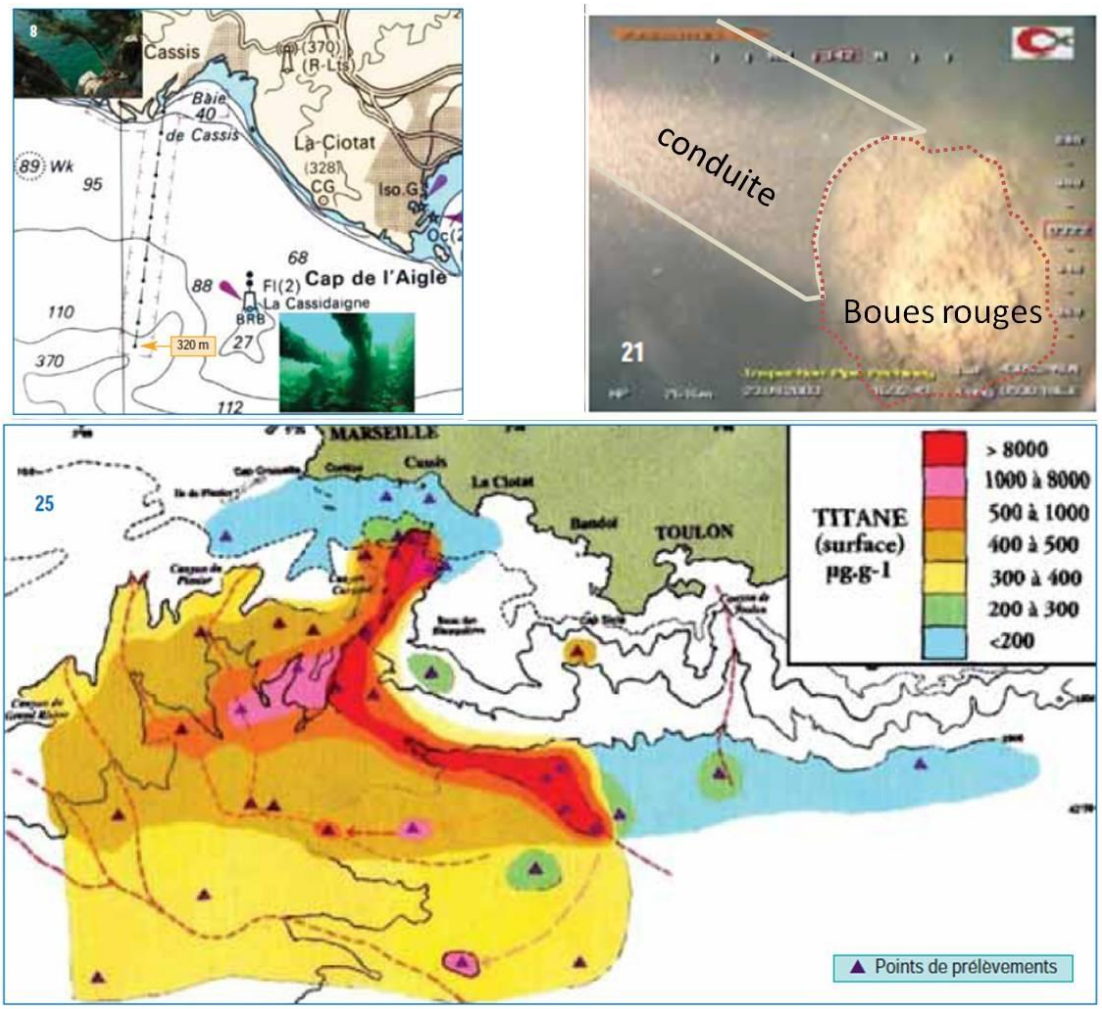


Figure 3- 64 : Localisation de la conduite d'acheminement des boues rouges à travers le plateau continental, photo du déversoir (photo : COMEX) et extension des dépôts sur la marge d'après la concentration du titane (Arnoux et Stora, 2003) source : http://www.alcan-gardanne-environnement.fr/File/AlcSynt10y.pdf (modifié).

Chapitre 4 - Hydrogéologie des sources karstiques sous-marines de Port-Miou et Bestouan

4.1 Cadre hydrogéologique des aquifères côtiers de Basse-Provence

Avant-propos :
Cette partie résume les connaissances sur les sources de Port-Miou et Bestouan développées dans des réseaux karstiques profonds soumis à une intrusion saline et probablement hérités du messinien. Elles sont situées sur le littoral provençal, 8 km à l'amont du canyon de Cassidaigne. L'étude du fonctionnement hydrogéologique de ces sources a soulevé la question d'une relation génétique entre ce karst et le canyon, c'est la raison pour laquelle une partie de la thèse est consacrée à l'étude hydrogéologique de ces sources.

4.1.1 Présentation des sources de Port-Miou et Bestouan dans le contexte hydrogéologique de la Basse-Provence calcaire

Les plus importantes sources connues sur le littoral provençal émergent à la base des falaises urgoniennes du massif des Calanques, sur la partie occidentale de l'Unité du Beausset (Fig. 4-1 et 4-2). Ce sont les sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan, situées dans la baie de Cassis et dont l'exutoire est situé quelques mètres sous le niveau marin actuel. Lorsque la mer est calme, le courant d'eau douce qui sort de la falaise entre -6 et -10 m sous la surface de la mer est visible en surface. Ces sources étudiées depuis plus d'un demi siècle (Corroy *et al.,* 1958 ; Palloc et Potié, 1974 ; Douchet, 1992 ; Gilli, 2002 ; Blavoux *et al.,* 2004 ; Cavalera *et al.,* 2007) ne peuvent pas être exploitées pour l'alimentation en eau potable du fait de leur salinité. L'exploration des réseaux karstiques noyés qui les alimentent montre un système développé à plus de 220 m sous le niveau marin actuel et contaminé par de l'eau de mer. Le réseau karstique reconnu de Port-Miou se développe vers le nord puis le nord-est sur plus de 2000 m de manière sub-horizontale avec un diamètre moyen de 20 m (Fig. 4-3 et 4-5). Il se termine par un puits oblique reconnu jusqu'à la côte -223m (Xavier Méniscus, mai 2012). Le réseau karstique de Bestouan est connu jusqu'à 3000 m de la côte, développé de manière sub-horizontale entre les côtes 0 et -29 m, et composé de plusieurs galeries dans sa partie extrême (Fig. 4-4 et 4-5).

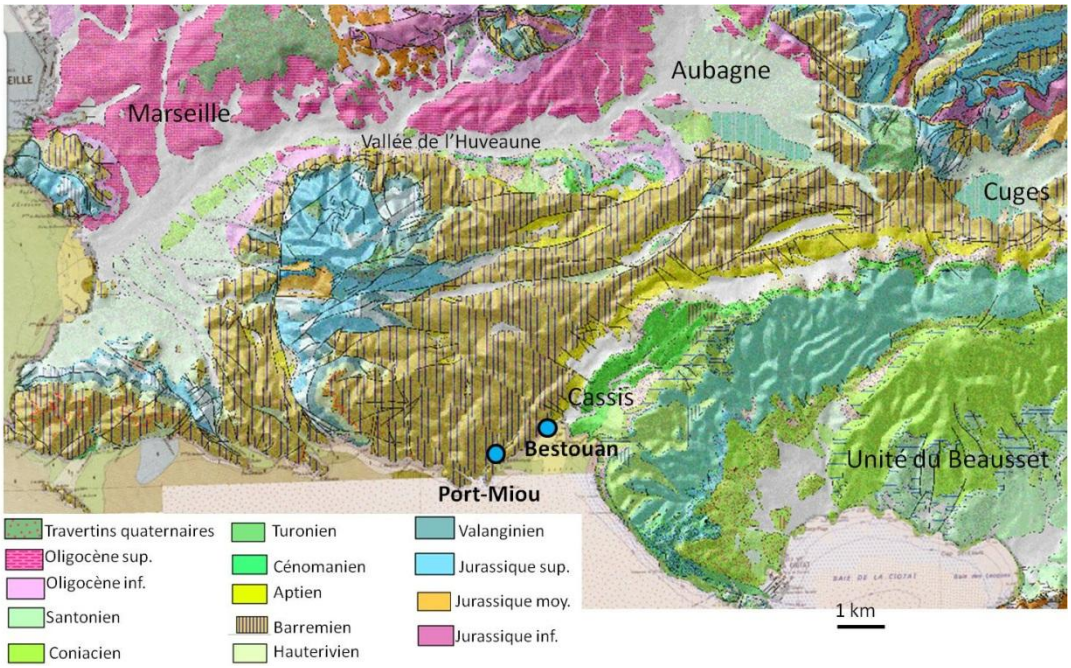


Figure 4- 1 : Carte géologique au 1/50000 et localisation des sources karstiques côtières de Port-Miou et Bestouan.



Figure 4- 2 : Localisation des sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan, de la baie de Cassis, des calanques de Port-Miou et Port-Pin et de la carrière Solvay. L'entrée du puits artificiel menant à la galerie karstique de Port-Miou est indiquée, ainsi que le tracé approximatif du réseau karstique (photo : Capiomont, 2007 in : www.survoldefrance.fr).

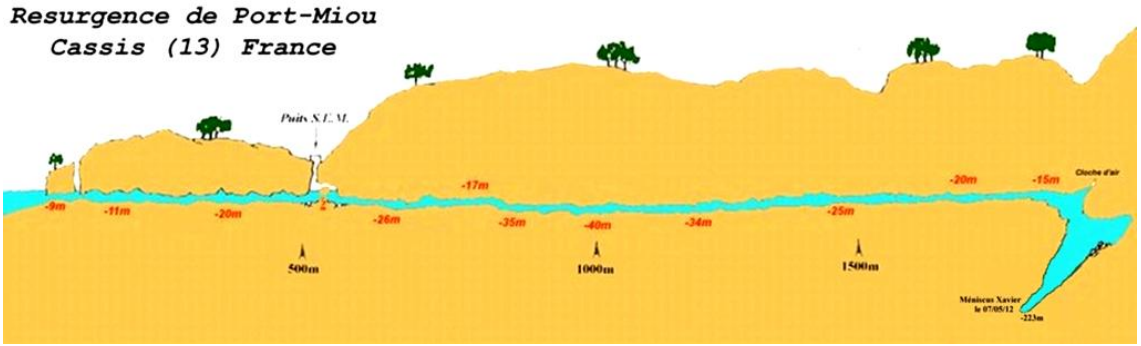


Figure 4- 3 : Coupe développée de la galerie de Port-Miou après l'exploit du spéléonaute Xavier Méniscus à -223 m en mai 2012 (d'après SCRPS / FFESSM).

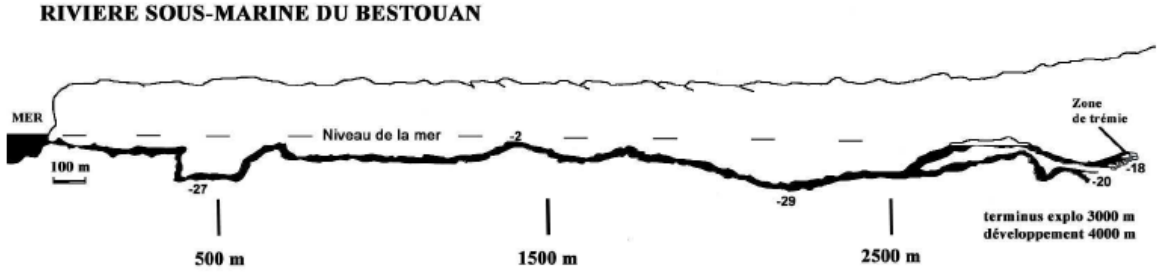


Figure 4- 4 : Coupe développée de la galerie du Bestouan (d'après CRPS / FFESSM mai 1992).

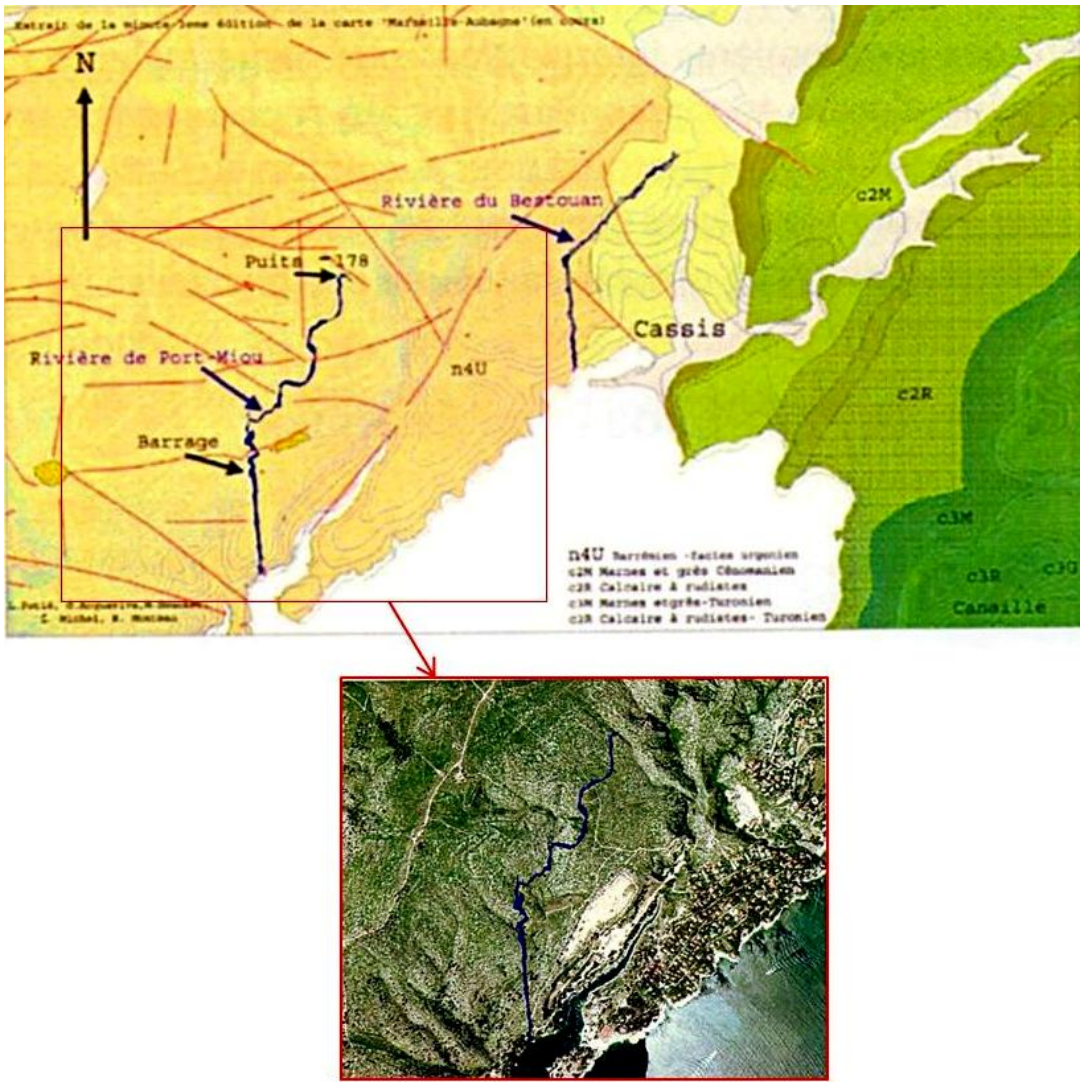


Figure 4- 5 : Tracé en surface des réseaux karstiques explorés de Port-Miou et Bestouan sur la carte géologique et photo aérienne (Modifié d'après Acquaviva *et al.*, 2012).

4.1.2 Connaissances sur les sources de Port-Miou et Bestouan

Le site de Port-Miou est d'un intérêt particulier depuis qu'un barrage expérimental a été construit dans les années 1970 à travers le conduit, 50 m sous terre, dans le cadre des travaux du Syndicat des Recherches de Port-Miou (SRPM– groupement de la Société des Eaux de Marseille, du BRGM et de Coynes et Bellier) destinés à mettre en place un captage expérimental (Potié et Ricour 1974). Des études récentes ont depuis réalisé un suivi quantitatif et qualitatif de ces sources pendant deux cycles hydrologiques (Cavalera *et al.*, 2006 ; Cavalera, 2007 ; Loubet, 2008). Les résultats obtenus ont permis d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement de ce système karstique littoral, particulièrement le débit en période de faible pluviométrie, le mécanisme d'intrusion d'eau de mer, le fonctionnement hydrodynamique des sources en crue et leur bassin d'alimentation. Les conclusions de ces travaux soulèvent fortement l'importance d'une approche pluri-disciplinaire pour la compréhension du système Port-Miou-Bestouan et de son évolution (Cavalera, 2007). Depuis, les études menées dans le cadre du projet de recherche KarstEAU (Arfib et Lamarque, 2011 ; Fournillon, 2012 ; cette thèse) poursuivent cet objectif,

élargi à la compréhension hydrogéologique de l'unité du Beausset (modèles 3D, traçages, géodynamique) et à la géologie marine de la marge provençale.

4.1.2.1 Etudes de l'aquifère karstique par prospection géophysique :

Le réseau noyé de Port-Miou est connu sur 300 m de distance lorsque la décision d'entreprendre l'imagerie géophysique du drain karstique est prise dans les années 1960 (Cornet *et al.,* 1963). Le drain, dont la salinité est connue, est alors assimilé à un conducteur cylindrique rectiligne encaissé dans un massif résistant électriquement, dont la surface se situe à la côte +40 à +60 m. Plusieurs techniques sont mises en œuvre, et montrent des résultats plus ou moins concluants : Les méthodes des potentiels naturels, de mise à la masse et de résistivité n'ont rien détecté, en partie en raison de l'important volume de calcaire résistant au-dessus du drain noyé (Cornet *et al.,* 1963). La méthode électromagnétique consiste à immerger une électrode d'envoi du courant dans la partie aval du drain, et une électrode émettrice en surface, 1 km en amont dans le prolongement supposé de la galerie. Cette technique, basée sur le contraste de conductibilité, a permis d'enregistrer en surface un signal rectiligne cartographiable sur 700 m qui coïncide avec le relevé des 300 premiers mètres de la galerie (Cornet *et al.,* 1963).
Ces résultats étaient déjà encourageants pour l'époque, où les techniques de prospection géophysique étaient moins performantes qu'aujourd'hui. Dans le cadre de cette thèse, nous avons réalisé de nouvelles prospections de géophysique (résistivité électrique) des circulations karstiques de Port-Miou qui se sont révélées concluantes et qui sont présentées dans le chapitre 4.

4.1.2.2 Historique des anciens travaux de recherche :

De 1968 à 1978, le SRPM met en place un suivi hydrologique des sources. Des courantographes sont installées dans les galeries de Port-Miou et Bestouan, et des prélèvements ponctuels analysent les teneurs en chlorures et sulfates. Ces premières analyses ont permis d'estimer les débits des sources (3 à 4 m^3/s), et ont mis en évidence la pénétration d'une lame d'eau de mer salée dans l'exutoire de la source de Port-Miou, qui séjourne dans la partie inférieure du conduit. Un projet de barrage souterrain visant à bloquer la venue d'eau salée en aval est lancé afin d'exploiter à terme l'eau douce en amont. Les travaux de construction du barrage ont été réalisés en plusieurs phases, entre 1972 et 1977, 500 m en amont de l'exutoire, au niveau d'une cloche d'air libre repérée par les plongeurs (la « cloche 500 » ; GEPS, 1968) et directement posé sur le fond argileux. La première phase de construction (Fig. 4-6, phase 1) consiste à construire un barrage en chicane permettant le blocage physique de l'intrusion d'eau de mer et sa séparation avec l'eau douce (Potié et Ricour, 1973). L'objectif est atteint, mais l'eau en amont du barrage conserve une salinité supérieure à 3 g/l, ce qui la rend impropre à la consommation, et soulève de nouvelles interrogations. Il est probable qu'une contamination se produise à l'amont du barrage en profondeur. La deuxième phase de travaux est lancée avec l'objectif de produire une mise en charge à l'amont du barrage pour maintenir à une profondeur suffisante cette intrusion saline dans le massif calcaire. Les travaux consistent à barrer complètement le conduit naturel et creuser un évacuateur de crue au-dessus (Fig. 4-6, phase 2). Le nouveau barrage a permis au SRPM de tester l'évolution du taux de chlorures de la source pendant les mises en charge mais elles n'ont eu aucun effet sur la salinité de la source qui restait saumâtre. En 1979, devant l'insuccès de cette expérience, la décision a été prise d'interrompre les études sur Cassis. L'utilisation de ces eaux

aurait nécessité un traitement de désalinisation, économiquement injustifié pour la région. C'est dans les années 2000 que les sources sous-marines de Cassis suscitent à nouveau l'intérêt des scientifiques (Gilli, 2001 ; Cavalera, 2007). Les travaux du barrage ont permis un accès facilité au réseau noyé par des galeries artificielles qui fait aujourd'hui de Port-Miou un laboratoire in-situ unique au monde.

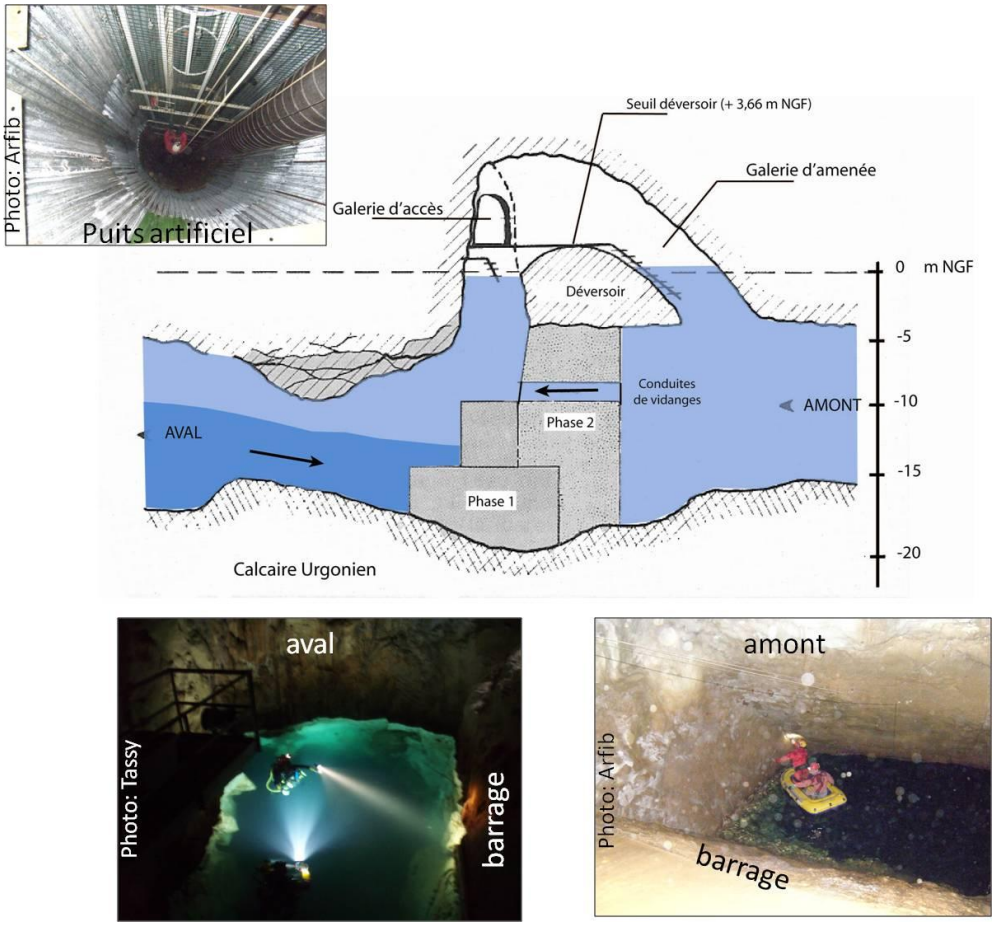


Figure 4- 6: Schéma en coupe du barrage de Port-Miou obstruant partiellement la galerie naturelle (Cavalera, 2007). A l'aval, la langue d'eau de mer salée, plus dense que l'eau de la source est concentrée dans la partie inférieure du conduit noyé. A l'amont, l'eau de la source est saumâtre. La galerie artificielle permettant l'accès terrestre au réseau karstique est représentée également. Des photos du puits artificiel et du barrage illustrent ce schéma.

4.1.2.3 Evolution des paramètres physico-chimiques des sources de Port-Miou et Bestouan :

L'évolution des paramètres physico-chimiques des sources de Port-Miou et Bestouan a été étudiée en détail par Cavalera (2007) au cours de deux cycles hydrologiques marqués par un climat de sécheresse (Fig. 4-7). Son travail de thèse présente par ailleurs une synthèse très documentée de l'analyse des données hydrologiques du SRPM au cours des expérimentations des années 1970.

L'analyse montre que les pluies provoquent des crues aux sources, marquées par une augmentation des vitesses d'écoulement dans les galeries. L'augmentation des vitesses s'effectue de manière synchrone avec la chute de la salinité et de la température des sources.

La salinité à Port-Miou évolue de 14 g/l à l'étiage 2005 à 3,5 g/l au plus fort de la crue de janvier 2006. Sa température varie de la même manière de 17 à 15,3°C. Au Bestouan, la salinité évolue entre 9 et 5,5 g/l et la température de 16,7 à 14,8°C.

Ces résultats mettent en évidence une dissimilitude physico-chimique entre les deux sources : la salinité moyenne de l'eau à Port-Miou est presque deux fois plus importante qu'au Bestouan et sa température moyenne est de 0,8°C plus élevée que celle du Bestouan. Ces différences s'expliquent par des mélanges en proportions différentes d'eau de mer et d'eau douce issue du même système aquifère (Cavalera 2007). La source de Port-Miou possède un comportement particulier lors des périodes de crues : les chutes de la salinité observées sont dues à une dilution par une augmentation du débit d'eau douce participant au mélange eau-douce – eau salée en profondeur dans l'aquifère (Arfib *et al.*, 2006). La relation entre l'évolution de la salinité et les variations de charge des conduits karstiques n'est pas établie.
Le débit a été ré-estimé depuis 2010 (Arfib *et al.*, 2010). Il est à corriger par un facteur 3,3. Par conséquent, sur la période présentée figure 4-7, le débit varie de 0 à 36,3 m^3/s.
Le phénomène observé à Port-Miou est différent du mécanisme mis en évidence sur une autre source côtière méditerranéenne, l'Almyros d'Héraklion (Crète), où durant les périodes de crue, l'intrusion saline est bloquée en profondeur et l'eau à la source est douce (Arfib, 2001).

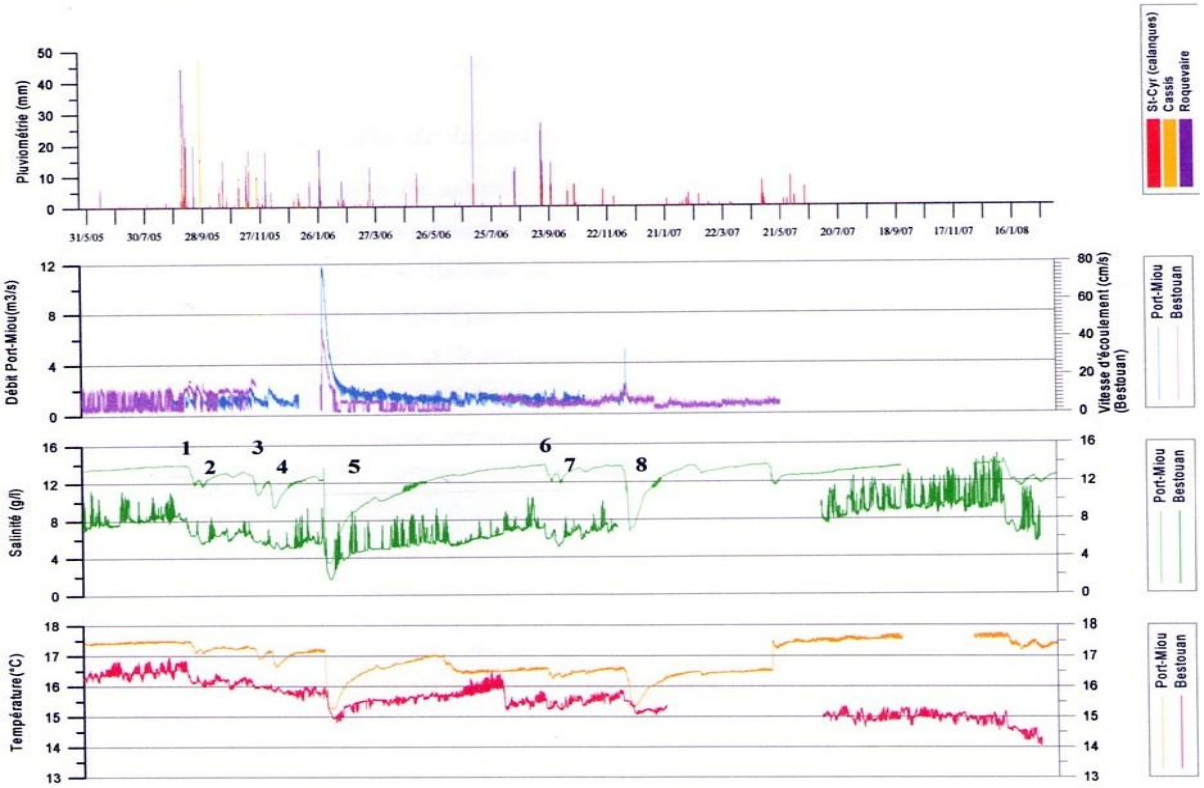


Figure 4- 7 : Chronique des précipitations journalières (St Cyr sur Mer, Cassis, Roquevaire), des vitesses d'écoulement (associées au débit), de la salinité et de la température des sources de Port-Miou et Bestouan pour la période du 22 mai 2005 au 28 février 2008 (Loubet, 2008, d'après les données de Cavalera, 2007).

Des analyses corrélatoires et spectrales de l'évolution de la pression, de la conductivité, de la température et du débit des sources ont permis de mettre en évidence que le débit des sources est régulé par les cycles marins, particulièrement pendant la période d'étiage, qu'il existe un phénomène d'intrusion marine directe préférentielle plus marquée sur la source du Bestouan, et une intrusion saline à grande profondeur des sources sous-marines (Cavalera *et al.*, 2006).
Ces observations soulignent le fait que l'aquifère karstique de Port Miou est fortement influencé quantitativement et qualitativement par les fluctuations du niveau marin au cours de son étiage. Le barrage sous-marin de Port-Miou protège la source de cette pollution directe par l'émergence, mais il ne permet pas de diminuer la salinité acquise en amont à grande profondeur.

4.1.2.4 Hypothèses sur l'origine de la salinité :

Au cours des années 1960 et 1970, l'hypothèse d'une contamination saline à grande profondeur par des réseaux de karsts hérités des variations eustatiques du Quaternaire était déjà avancée (Corroy *et al.,* 1958 ; Cornet *et al.,* 1968 ; Potié, 1974. Fig. 4-8).
Cependant dans les années 1980, les résultats d'une analyse isotopique (Vernet et Vernet, 1980) attribuent à la salinité une origine continentale par lessivage de terrains du Trias ou de l'Oligocène. Ces analyses ont depuis été contredites (Douchet *et al.,* 1993 ; Blavoux *et al.,* 2004). L'étude de 2004, basée sur les rapports Br/Cl et SO_4/Cl montre que l'eau saumâtre de la source résulte du mélange entre l'eau karstique et l'eau de mer.
Depuis ces analyses, des modèles conceptuels d'intrusion saline à Port-Miou, du type de celui de Potié (1974 ; fig. 4-8) ont à nouveau été proposés (Gilli, 2001 ; Cavalera, 2007; Loubet, 2008. Fig. 4-9 et 4-10) afin d'expliquer les modalités du mélange des eaux.

Dans sa thèse, Cavalera (2007) propose trois modèles conceptuels :
- Le premier (Fig. 4-9A) est un modèle de contamination diffuse, qui suppose que le réseau karstique est développé au cœur d'un biseau salé présent dans la matrice calcaire fracturée.
- Le second modèle proposé également par Gilli (2002) est un modèle spéléologique. Il considère un drain profond hérité du Messinien entouré d'une matrice imperméable, et en connexion hydraulique entre l'eau de mer et le conduit connu (fig. 4-9B).
- Le troisième modèle proposé (Cavalera, 2007) est un modèle mixte qui considère l'aquifère carbonaté comme un milieu hétérogène, avec une intrusion saline à travers une matrice calcaire fracturée, et des réseaux karstiques profonds hérités des variations du niveau de base successives.

D'autres modèles conceptuels (Loubet, 2008 ; fig. 4-10) ont été proposés sur les mêmes principes que les deux premiers modèles de Cavalera (2007). Ils intègrent en plus le Bestouan dans un même aquifère karstique. Le modèle spéléologique propose une aspiration par effet venturi dans un drain profond situé à l'amont des deux sources.

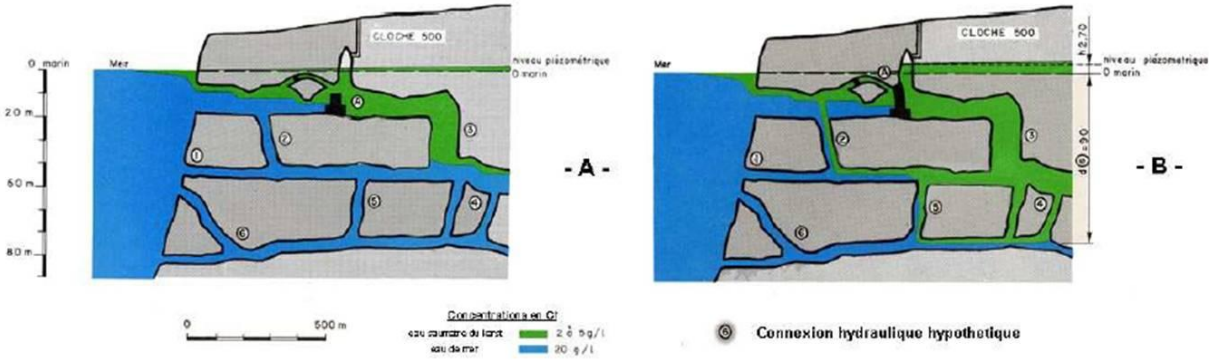


Figure 4- 8 : Modèle conceptuel de karstification montrant les effets de l'obturation partielle (A) ou totale (B) du drain L'aquifère est mis en charge dans le cas B. (Potié, 1974).

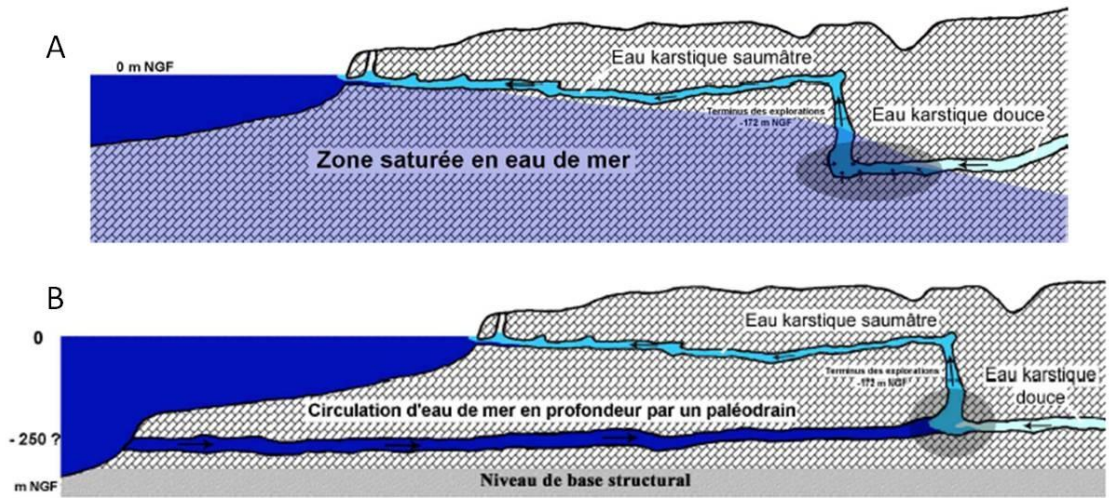


Figure 4- 9 : Modèles conceptuels de contamination saline de l'aquifère de Port-Miou d'après Cavalera (2007). A : Contamination diffuse à travers la matrice saturée en eau de mer. B : contamination locale par un drain karstique profond (d'après Gilli, 2001). Dans les deux cas, la zone grise représente la zone où s'effectue la contamination.

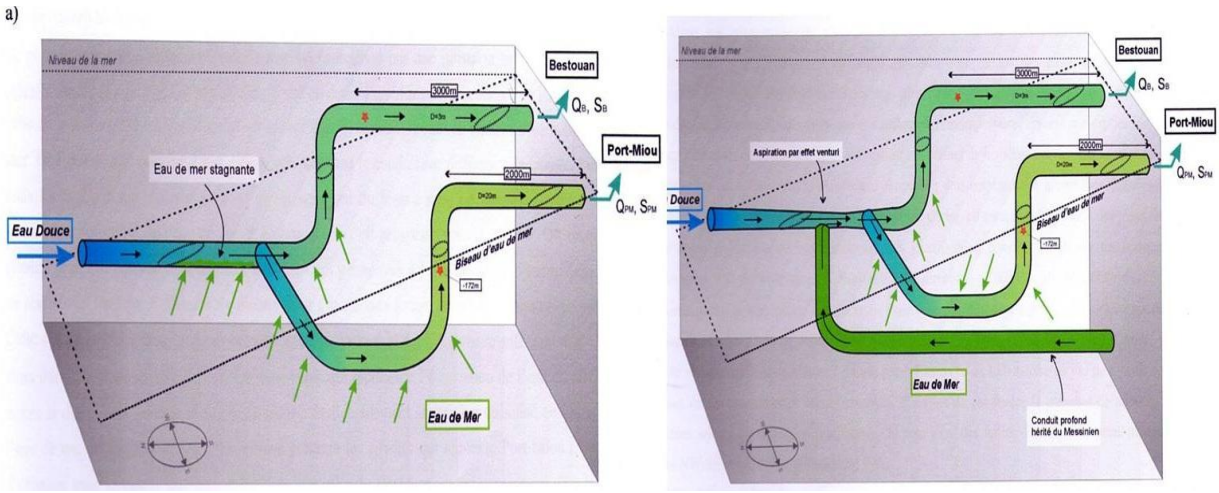


Figure 4- 10 : Modèle conceptuel de la contamination saline aux sources de Port-Miou et Bestouan d'après Loubet (2008). Les deux systèmes karstiques font partie d'un même aquifère. A) : Contamination diffuse par la matrice. B) contamination par effet venturi dans un conduit profond.

4.1.2.5 Bassin-versant supposé :

L'étendue du bassin versant de l'aquifère de Port-Miou et Bestouan a été estimée sur la base de bilans hydriques réalisés sur les principaux massifs karstiques de la Basse Provence calcaire (Blavoux *et al.,* 2004 ; Cavalera, 2007, Cavalera *et al.,* 2009 ; fig. 4-11). L'impluvium proche des sources littorales (calcaires urgoniens occidentaux du Beausset) montre un bilan hydrique excédentaire tandis que les massifs de la Ste Baume, du Mont Aurélien de la Lare et de la Ste Victoire sont déficitaires (Cavalera, 2007). Ces constatations ont conduit à proposer un aquifère plus large que l'unité du Beausset occidentale, et étendu aux massifs de la Ste Baume, du Mont Aurélien et de la Ste Victoire pour une superficie minimum de 400 km^2 (Cavalera, 2007). Les limites du bassin versant sont encore plus vastes pour Blavoux *et al.,* (2004) puisque leurs estimations, basées sur un débit excédentaire de 4 m^3/s à Port-Miou, imposent un bassin versant d'une superficie de 1200 km^2 qu'ils prolongent en direction de Brignoles. Dans les deux cas, ces

modèles impliquent un drainage profond des massifs carbonatés déficitaires vers les exutoires de Port-Miou et Bestouan.

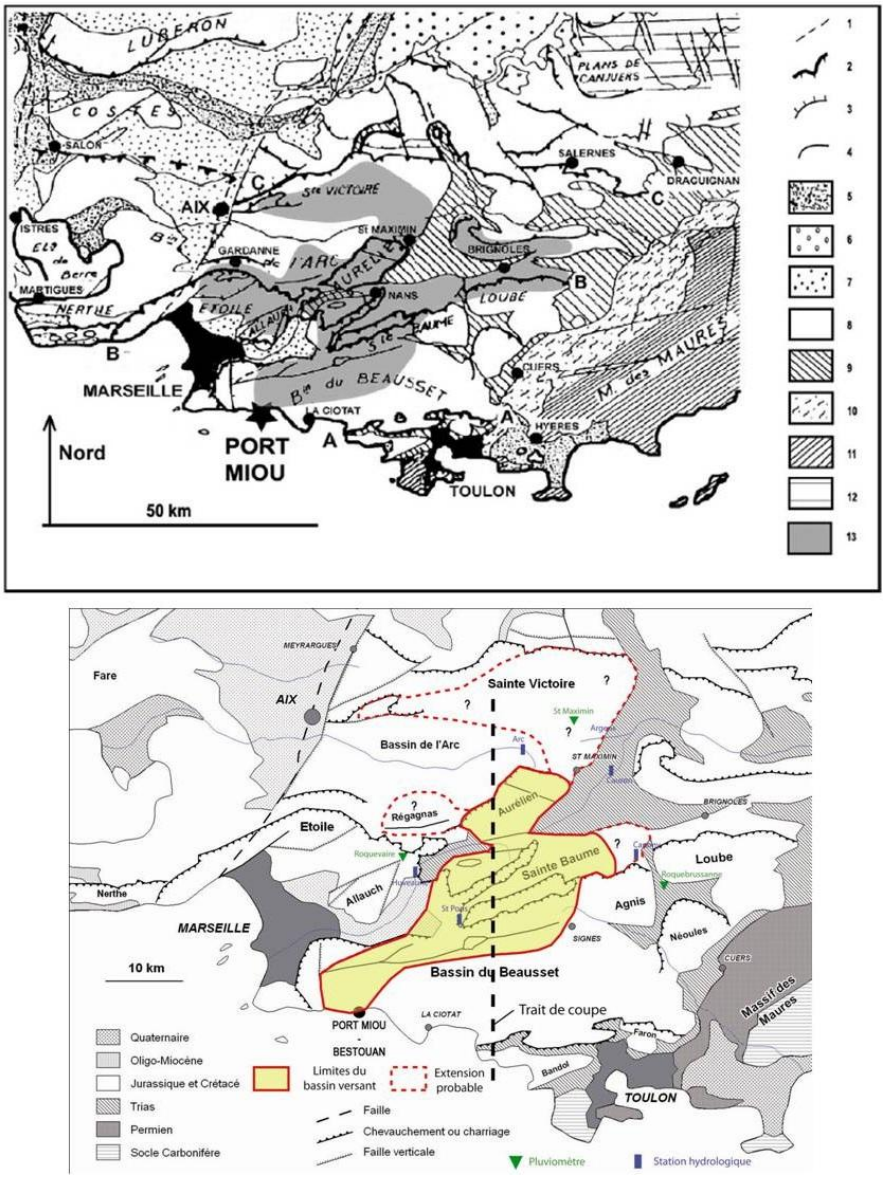


Figure 4- 11: Limites du bassin versant du système karstique Port Miou-Bestouan. Les hypothèses sur son extension diffèrent. En haut : limites supposées d'après Blavoux *et al.*, 2004. En bas : hypothèse de Cavalera *et al.*, 2009.

4.1.2.6 Traçages :

Entre le 18 janvier 2011 et le 13 février 2011, trois traçages artificiels ont été réalisés sur l'Unité du Beausset dans le cadre du projet KarstEAU (Arfib et Lamarque, 2011). Les traceurs ont été injectés dans des pertes à Cuges-les-Pins, Ceyreste (Mauregard) et Signes. Toute l'année 2011, un suivi a eu lieu au niveau des sources et forages drainant potentiellement ce territoire et des mesures en continu étaient réalisées sur 7 sites équipés de fluorimètres de terrain.

Un traçage s'est révélé positif aux sources de Port-Miou et Bestouan quelques jours après l'injection de sulforhodamine B dans la perte de Mauregard (calcaires turoniens) et un fort épisode pluvieux (Fig. 4-12). Ce traçage révèle de nombreuses informations sur le fonctionnement hydrogéologique de l'unité occidentale du Beausset (Arfib et Lamarque, 2011) :

- Il est clair qu'au moins une partie des eaux qui alimentent Port-Miou et Bestouan a la même origine, et leur bassin d'alimentation s'étend dans le Crétacé supérieur de l'unité du

Beausset (les propositions de bassin-versant proposées jusqu'alors ne prenaient en compte que son auréole synclinale urgonienne, cf. fig. 4-11).

- L'eau souterraine a traversé les formations marneuses réputées imperméables de l'Aptien et du Cénomanien.

- Le transfert a été très rapide (7 jours se sont écoulés entre l'épisode pluvieux et l'arrivée du traceur aux sources, à 12 km de distance), impliquant un écoulement de type karstique.

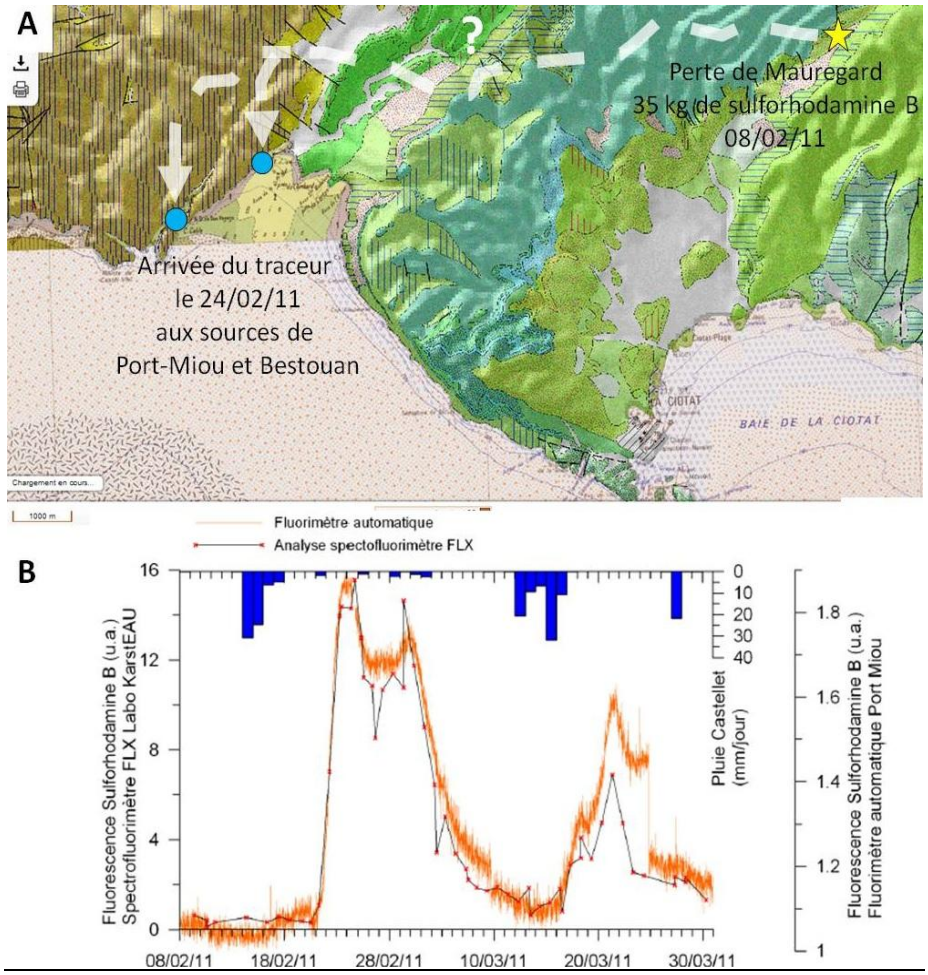


Figure 4- 12: A : Localisation du traçage de la perte de Mauregard à la sulforhodamine B et des points d'émission à Port-Miou et Bestouan. Carte géologique au 1/50000 vectorisée, BRGM. B : Pic de sulforhodamine B à la source de Port-Miou le 24/02/11 par mesures au fluorimètre automatique in-situ et sur échantillons au laboratoire. Modifié d'après Arfib et Lamarque, 2011.

4.2 Nouveaux résultats hydrogéologiques sur l'aquifère karstique côtier de Port-Miou et Bestouan

Avant-Propos :
L'objectif scientifique principal dans le cadre de cette thèse est de caractériser la dynamique des échanges hydriques terre-mer, et d'élaborer un modèle conceptuel des échanges matrice-conduit du massif calcaire qui sera intégré dans le cadre géologique actuel *terre-mer*. Cette étude hydrogéologique de l'aquifère karstique côtier de Port-Miou et Bestouan a consisté en la réalisation du suivi hydrologique en continu des sources de septembre 2008 à aout 2009 associé à l'acquisition d'une imagerie géophysique (résistivité électrique) dans la zone côtière et de la cartographie de la salinité des eaux de surfaces près des côtes.

4.2.1 Salinité des eaux de surface près des côtes

Moins visible que l'écoulement de surface dominé par les fleuves et les rivières, l'écoulement souterrain représente néanmoins un apport non négligeable d'eau douce et de nutriments à la mer. Cet apport d'eau douce souterraine est un phénomène courant qui se produit à partir du moment où un aquifère est connecté hydrauliquement à la mer à travers des sédiments perméables ou des fissures dans la roche, et dont la charge en amont se trouve au dessus du niveau marin (Johannes, 1980). De plus, ces sources sous-marines incluent à la fois de l'eau de mer « recyclée » qui a circulé dans les fissures, et de l'eau douce, et apportent aux zones côtières des composés dissous qui peuvent représenter un transfert non négligeable de matière du continent aux océans (Johannes, 1980). Cette source est souvent ignorée lors des bilans de masse hydrique des environnements côtiers et il est toujours difficile de quantifier les flux d'eau souterraine par l'utilisation des méthodes hydrologiques classiques.
Des calanques marseillaises à la baie de Bandol, les connaissances sur la présence de sources sous-marines restent assez limitées. Outre les importantes résurgences saumâtres de Port-Miou et Bestouan, avec un débit moyen de plusieurs m^3/s, et quelques sources signalées dans les calanques (Blanc, 1951 ; Vernet et Vernet 1980), dont le débit ne dépasse pas 400 l/s, la décharge d'eau souterraine en mer est mal connue. Une campagne d'analyse de la salinité et de la température dans la baie de La Ciotat a été réalisée par le BRGM en 1965 (Cluseau, 1965), mais avec des résultats difficilement interprétables. Cependant, la présence de sources sous marines dans la baie de La Ciotat est depuis longtemps suspectée. Au niveau de l'Anse de Figuerolles, un karst ennoyé par l'eau de mer renfermerait une source d'eau temporaire (Cavalera, 2007 ; Touloumdjian, com. orale). Dans la baie des Capucins, à La Ciotat, une source proche du littoral ou peut être sous-marine est signalée, avec un débit important (Villeneuve-Flayosc, 1856). La figure 4-13 montre deux photographies aériennes de thermographie aéroportée qui dévoilent quelques sorties d'eau dans les baies de Cassis et La Ciotat.

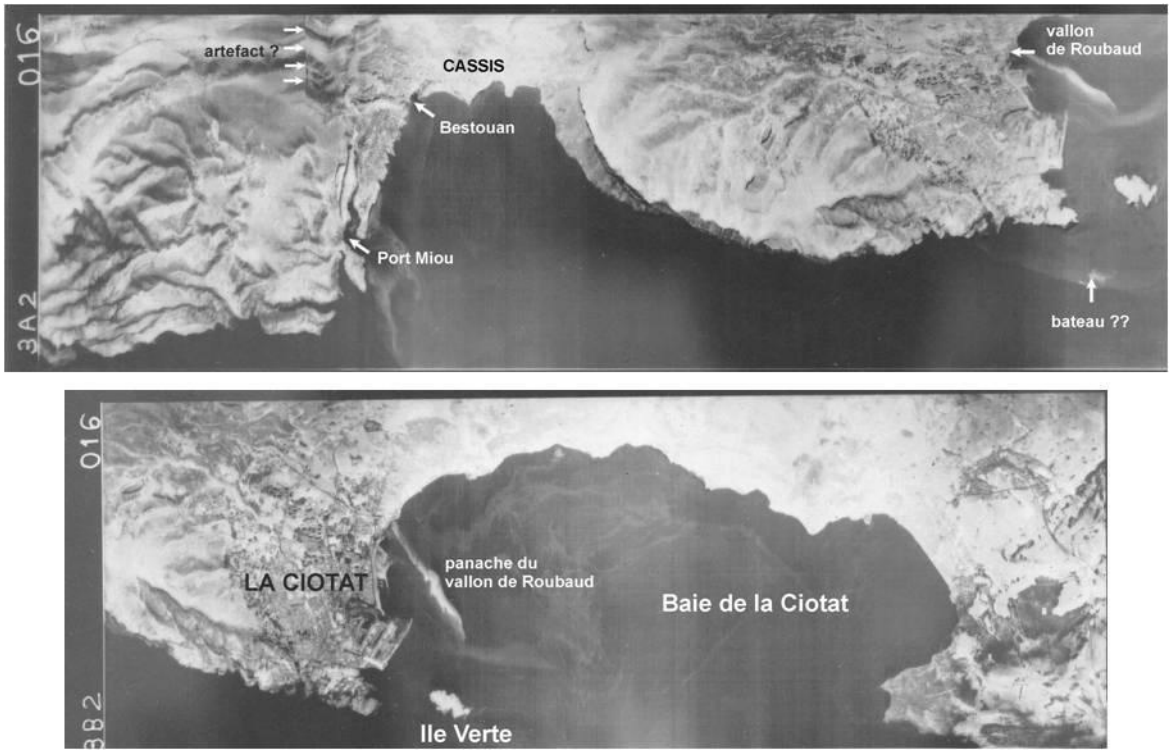


Figure 4- 13 : Images de thermographie aéroportée dans la baie de Cassis et la baie de La Ciotat réalisées en 1971. Les sources de Port Miou et du Bestouan sont bien visibles, ainsi que le panache du vallon de Roubaud (eaux usées ?). D'autres traces sont visibles au niveau des falaises Soubeyrannes mais leur origine reste à déterminer. SEM-BRGM, 1971.

Une campagne de mesure de la salinité et de la température des eaux de surface de la baie de La Ciotat et des calanques entre Port-Miou et Sormiou a été menée au mois de juin 2009 avec pour objectif la détection d'émergences sous-marines littorales et leur localisation précise. Cette étude a été menée conjointement par Arnaud Fournillon et moi-même dans le cadre de nos thèses respectives (Fournillon, 2012 ; cette thèse) qui s'inscrivent dans le projet KarstEau.

La période choisie, au mois de juin nous a permis de bénéficier de conditions excellentes. Les pluies de l'hiver et du printemps ont permis une bonne recharge des aquifères, le contraste thermique entre les sources (17 – 18°C) et la mer (20°C) était suffisant, enfin les conditions marines étaient stables, avec une météo favorable.

Cette campagne a surtout permis de souligner l'importance régionale des sources de Port-Miou et Bestouan en terme de débit. Le long du littoral des Calanques, quelques sources sous-marines de moindre importance connues des plongeurs ont été détectées (Fig. 4-14) :

Dans la calanque de Port-Miou, plusieurs griffons annexes à l'exutoire principal montrent une eau identique à l'eau du conduit de Port-Miou, et témoignent de circulations entre le conduit karstique et la côte à travers un réseau de fractures.

De la calanque de l'Oule à Sormiou, l'absence de réseau hydrographique de surface, et la faible quantité d'eau souterraine qui sort du massif en mer, associée à la bonne porosité et perméabilité de l'aquifère (calcaires fracturés de l'Urgonien, dolomies décalcifiées du Jurassique) permet d'avancer l'hypothèse qu'il n'y a quasiment pas de stockage d'eau douce souterraine dans cette partie du massif des calanques.

Fournillon (2012) présente dans sa thèse, un article en préparation (Fournillon *et al.,* in prép.) exploitant les données de salinité à la surface de la mer de la campagne de juin 2009. Le protocole

d'étude, les résultats acquis, et nos interprétations du fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset y sont détaillées.

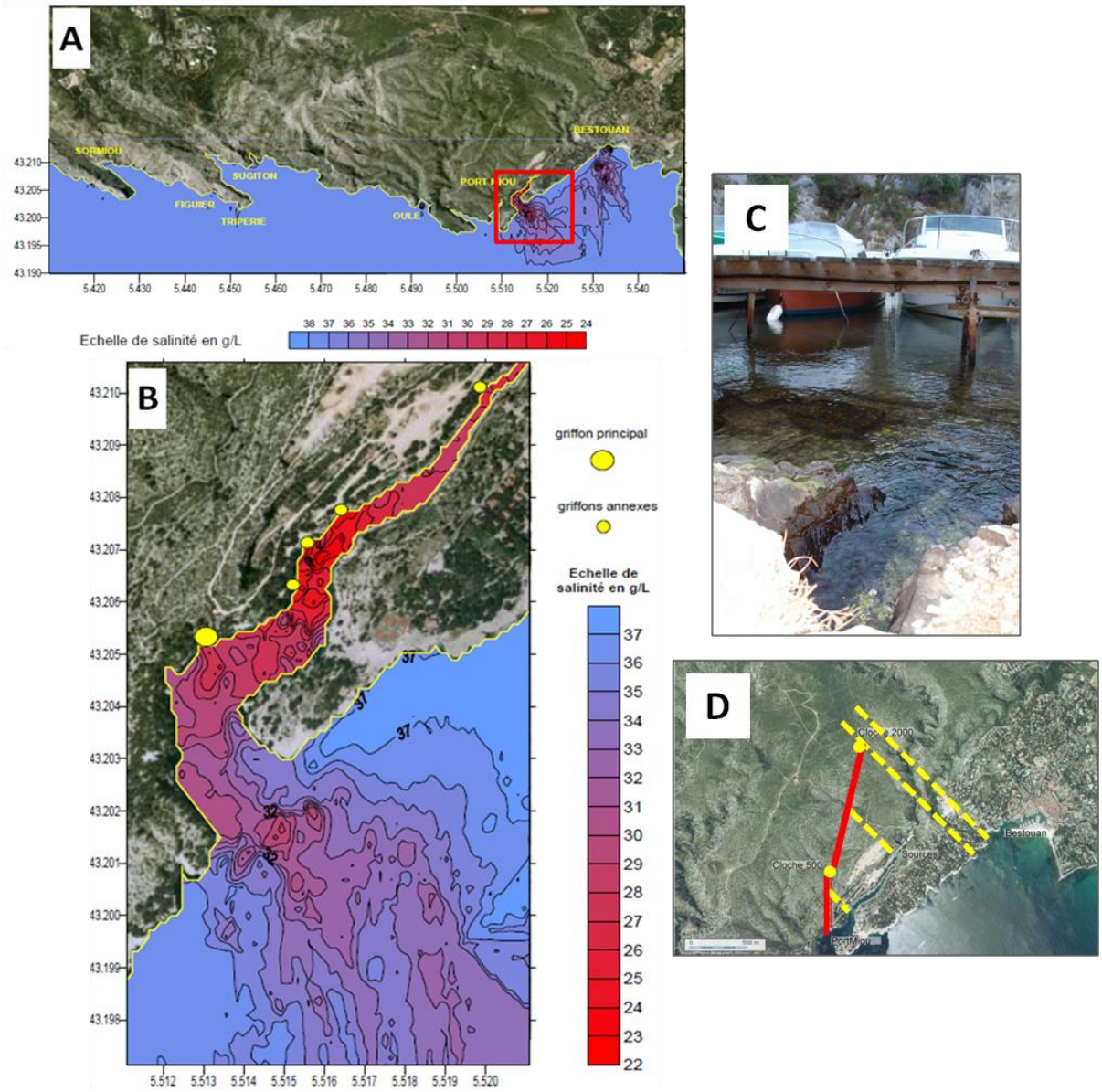


Figure 4- 14 : Carte de salinité de surface. A : du littoral des calanques de Sormiou à Cassis (Gilli *et coll.* 2009). B : centrée sur la calanque de Port-Miou. Le débit apparent des sources littorales de Port-Miou et Bestouan contraste avec les petites émergences de Sormiou, du Figuier, de la Triperie, de Sugiton et de l'Oule. C : Sortie d'eau annexe dans la Calanque de Port-Miou. L'eau a les mêmes caractéristiques physico-chimiques que celle de la source de Port-Miou, située à quelques centaines de mètres. D : Photo aérienne montrant la direction du conduit majeur de Port-Miou et des linéaments (fractures) situés dans l'axe de sources annexes.

4.2.2 Suivi hydrologique des sources

4.2.2.1 Outils et base de données

Au cours des neuf premiers mois de la thèse, les données ont été acquises aux sites de Port-Miou et Bestouan avec une partie du matériel resté en place depuis la thèse de Cavalera (2006). Il s'agissait de deux sondes CTD Diver (Conductivité électrique, Pression, Température). L'une en amont du barrage de Port-Miou, à environ 8m de profondeur, suspendue par un câble. L'autre dans un forage qui traverse la galerie karstique de Bestouan, environ 50 m en amont de la source et implanté sur une propriété privée.

Pendant ces neuf mois, durant lesquels l'acquisition des données physico-chimique a permis l'enregistrement de plusieurs crues importantes (en particulier la crue de décembre 2008), nous avons conçu et préparé, dans le cadre du projet KarstEau, l'installation d'un nouveau système d'acquisition (Fig. 4-15 à 4-17) plus complet (plus de sondes), offrant des possibilités de traçages (fluorimètre), et autonome en énergie (panneau solaire).

Appareillage à Port-Miou :

Le matériel installé au barrage de Port-Miou comprend 10 sondes au total, de part et d'autre du barrage et à différentes profondeurs (-2 m, -7 m, -10 m ; Tableau 4-1):

	AMONT	AVAL	AIR LIBRE
Conductivité-température (WTW)	3 sondes (-2 m, -7 m, -10 m)	1 sonde	
Pression-température (STS)	3 sondes (-2 m, -7 m, -10 m)	1 sonde	1 sonde
Fluorimètre (Chyn-Albilia)	1 sonde à -7 m		

Tableau 4- 1 : Description du matériel de mesure de la source de Port-Miou.

Ainsi, nous obtenons une mesure globale à l'aval à la hauteur de la buse (-7 m) et trois mesures en amont à -2m, -7m et -10m de profondeur. A l'amont, le fluorimètre/turbidimètre est installé à -7m.

Dans la galerie artificielle, un datalogger Tétraèdre relié par des câbles électriques aux sondes enregistre les données en continu, qui peuvent être soit téléchargées directement sur site, soit transmises par un GSM déporté en surface. Un panneau solaire installé sur le toit de la cabane d'accès permet une autonomie d'énergie au système (Fig. 4-17).

Ce matériel est tombé partiellement en panne dans les deux années suivant l'installation. L'eau saumâtre rend très difficile la pérennité du système de mesure, corrodant les sondes immergées en permanence dans l'eau. La relation avec la surface via les câbles a rajouté l'avarie par surtension lors d'impacts par la foudre. Les sondes de conductivité électrique sont les premières à être tombées en panne. Des sondes CTD autonomes avec datalogger intégré ont été mises en remplacement.

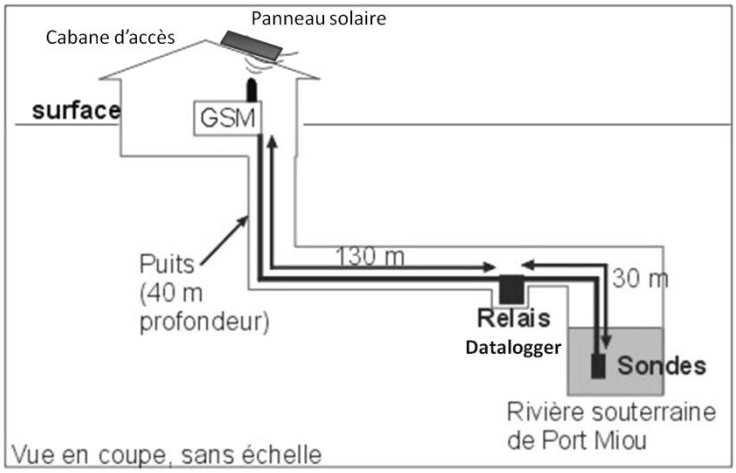


Figure 4- 15 : Vue en coupe du matériel de mesures installé à la source de Port-Miou.

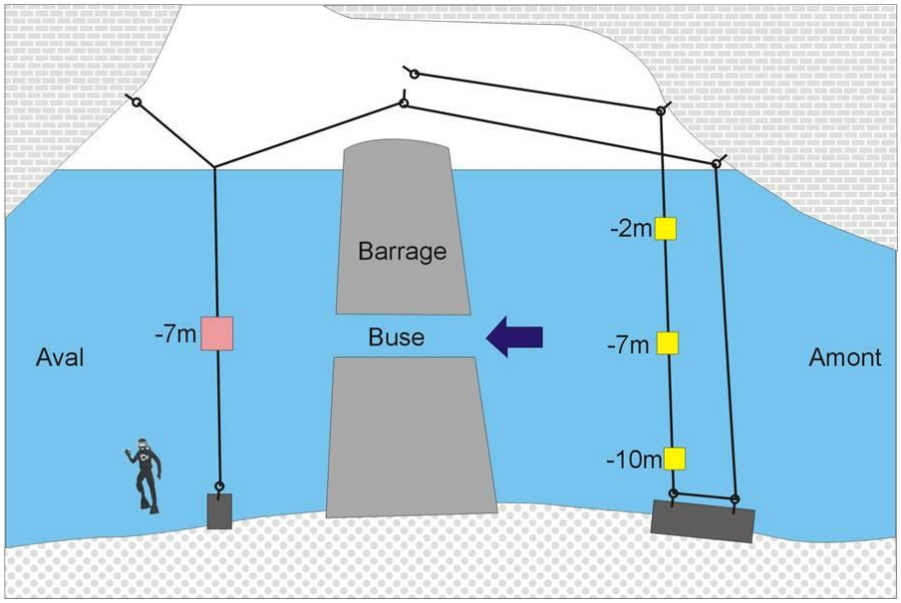


Figure 4- 16 : Détail de l'installation des sondes à l'amont et l'aval du barrage de Port-Miou. La hauteur des sondes est fixée par un système de cordes et de câbles tendus. Vue en coupe. (dessin B. Arfib)

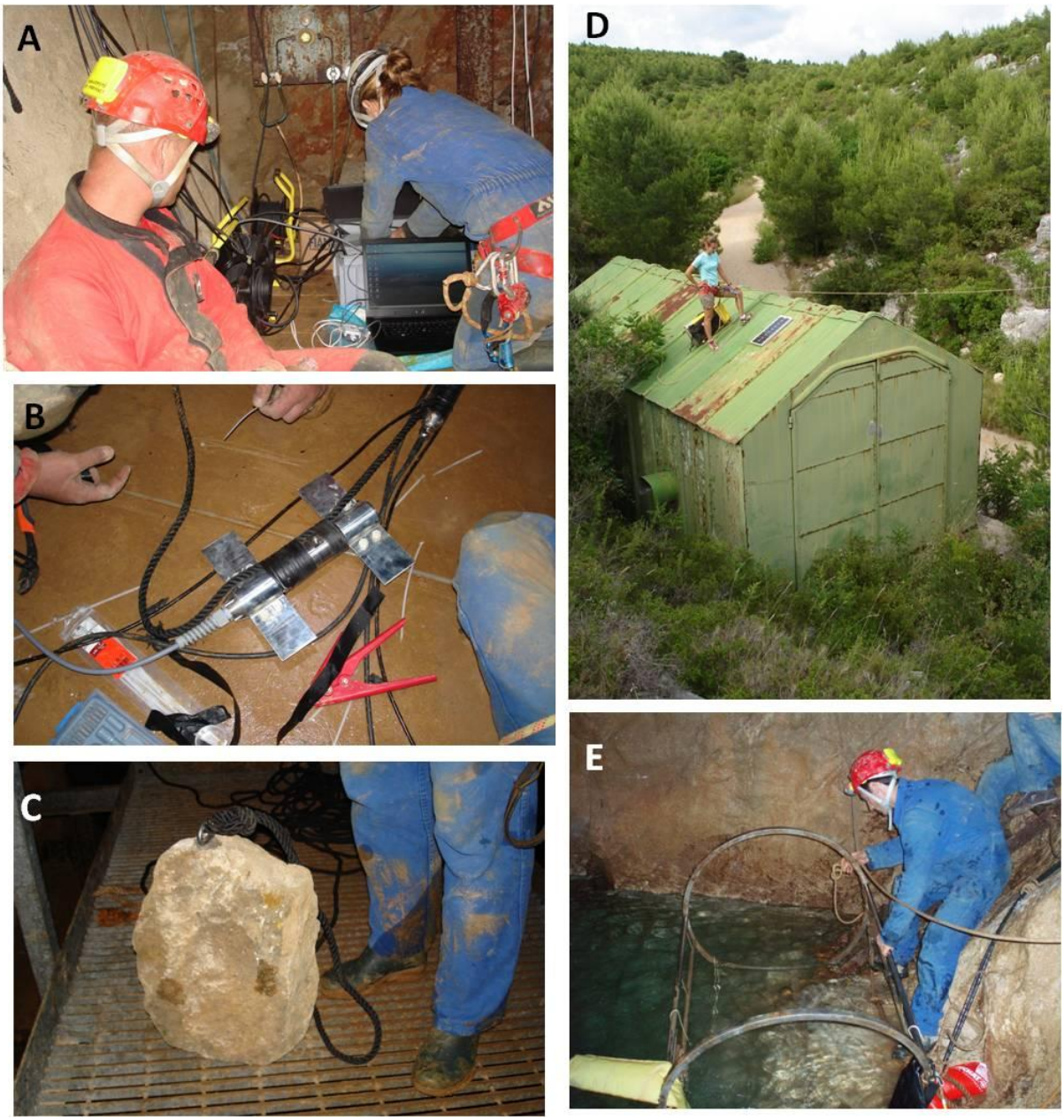


Figure 4- 17 : Photos de l'installation du matériel KarstEau à Port-Miou. A : Boîtier d'enregistrement et de téléchargement des données (datalogger Tétraèdre) dans la galerie artificielle relié aux 10 sondes par des câbles électriques. B : Photo du fluorimètre protégé de l'eau saumâtre très corrosive par des anodes sacrificielles. C : bloc destiné à maintenir les sondes disposées à l'aval. D : Installation du panneau solaire. E : Extraction par les plongeurs d'Explobiotique de la cage en inox de mesure de vitesse (installée par Cavalera) tombée en panne dans une buse du barrage.

Appareillage à Bestouan :

Un équipement complet, du même type que celui de Port Miou a été mis en place, avec 3 sondes indépendantes de pression, conductivité électrique, fluorescence et turbidité, reliées à un datalogger Tétraèdre avec GSM. Les équipements sont installés à partir de la tête de forage de la fondation Camargo, et positionnés dans la zone crépinée, en contact avec le courant d'eau saumâtre de la galerie karstique (Fig. 4-18 et 4-19). De la même manière qu'à Port-Miou, toutes les sondes sont reliées en surface par un datalogger Tétraedre qui enregistre les données à un pas de temps régulier. Le téléchargement des données peut s'effectuer sur site, en branchant

directement l'ordinateur sur le datalogger ou bien directement par GSM sur serveur informatique. Le système, d'abord relié au circuit électrique de la propriété privée a été remplacé par un panneau solaire.

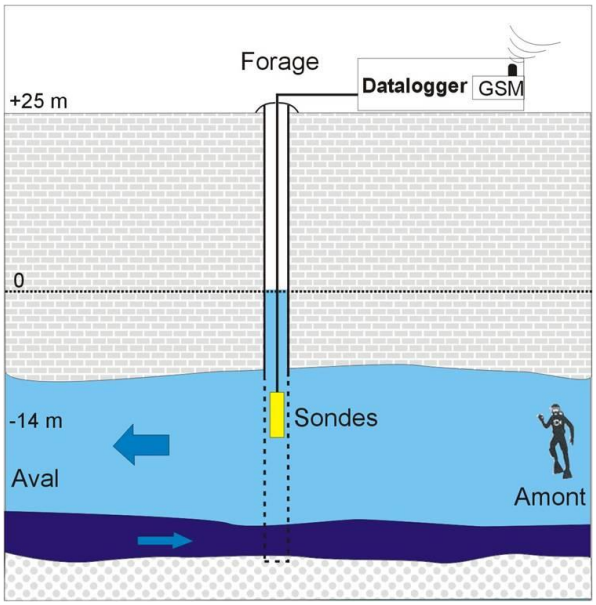


Figure 4- 18 : Coupe schématique du dispositif de mesures dans le forage de Bestouan. En bleu clair, l'eau saumâtre, en bleu foncé, l'intrusion d'eau de mer salée à la base de la galerie directement par la source. (dessin B. Arfib)



Figure 4- 19 : Sondes de conductivité-température, pression-température et fluorimètre-turbidité installées dans le forage de Bestouan. Le dispositif est plus simple qu'à Port-Miou, à l'air libre, avec moins de sondes, un datalogger sur place, et une prise électrique à disposition.

4.2.2.2 Résultats des mesures

Les mesures réalisées sur les sources de Port-Miou et Bestouan ont permis d'enregistrer rapidement une crue exceptionnelle (fig. 4-20) qui rend compte de la dimension exceptionnelle de ce système karstique.
Les chroniques de données de conductivité électrique, température et pression sont données fig. 4-21 à 4-23. Les données sur une année complète (sans interruption) de mai 2008 à mai 2009 sont compilées (Fig. 4-21). Les paramètres mesurés sont la température, la hauteur d'eau (cm) et la conductivité électrique (mS/cm) par une sonde CTD.
Des courbes d'hystérésis P-C, P-T, T-C ont été réalisées pour la crue de Décembre 2008, avec les données enregistrées sur la période du 7 au 31 décembre (Fig. 4-22).
Un dernier graphe (Fig. 4-23) présente la chronique de données de la source de Port-Miou à l'étiage, enregistrée avec le datalogger Tétraèdre et les sondes WTW, STS et fluorimètre après leur installation sur site, à l'amont du barrage. Les paramètres enregistrés sont température, pression, conductivité sur trois hauteurs d'eau différentes (-2 m, -7 m, et -10 m), et les teneurs en uranine, thinopal, rhodamine et turbidité à -7 m mesurés par le fluorimètre et prévus pour de futurs traçages. La chronique de données s'arrête ici, des pannes techniques précoces nous ont contraints à désinstaller le matériel rapidement. L'acquisition de données s'est poursuivie depuis dans le cadre du projet KarstEau mais ne sont pas intégrées dans ce travail.



Figure 4- 20 : Calanque de Port-Miou en période de temps sec(A) et lors d'une forte crue de la source (B et C). Le courant, visible en surface par des remous à la source est extrêmement élevé au niveau du barrage qui déborde (D). Photos de la crue prises le 15 décembre 2008.

4.2.2.3 Interprétation des résultats

Durant la période mai 2008 – mai 2009 (fig. 4-21), la température varie entre 14,9°C (en crue) et 17,6 °C (à l'étiage). La conductivité électrique varie entre 4,5 mS/cm (en crue) et 23 mS/cm (à l'étiage), ce qui correspond à une salinité comprise entre 2 g/l en crue et 11 g/l à l'étiage. La hauteur d'eau varie entre 1150 cm (en crue : le barrage déborde) et 750 cm.
Sur la chronique de données (fig. 4-21), plusieurs crues sont observées. Elles montrent toutes des chutes de température et conductivité électrique qui témoignent d'une arrivée d'eau douce après de fortes pluies. La crue n°4 est particulièrement intéressante puisqu'il s'agit de la plus forte crue jamais enregistrée à Port-Miou depuis les années 70 (Fig. 4-20). Un zoom a été fait à l'échelle du mois et de dix jours afin d'étudier en détail cet évènement (Tassy *et al.,* 2010).
Si l'on compare ces données avec celles de Cavalera (2007), la source montre un comportement différent, avec plusieurs crues majeures au cours de l'hiver 2008-2009, qui fut particulièrement humide. Les années 2005 à 2007 durant lesquelles Cavalera a réalisé un suivi hydrologique des sources de Port-Miou et Bestouan ont été exceptionnellement sèches et peu de crues majeures avaient pu être enregistrées. Les crues de décembre 2005 et janvier 2006 ont été les seules à montrer une salinité inférieure à 10g/l. Il faut remonter aux années 1970 pour obtenir des enregistrements de crues d'un ordre de grandeur comparable à celles de l'hiver 2008-2009.
Les courbes d'hystérésis P-C, P-T, T-C pour la crue de Décembre 2008 (Fig. 4-22A,B,C) évoluent de manière rétrograde (sens horaire) et forment une boucle fermée, exceptée pour l'hystérésis T-C. Si l'on considère que la hauteur d'eau mesurée peut être assimilée à la pression compensée, et donc au débit, les courbes d'hystérésis permettent de comprendre l'évolution de la qualité de l'eau (C, T) au cours de la crue. L'hystérésis pression-conductivité (Fig. 4-22A) montre plusieurs éléments. La crue débute au point I avec une valeur de conductivité et de pression initiale. Du point I au point II, la pression augmente (durant 14h ; cf. fig. 4-21) sans que la conductivité ne soit influencée. Ce domaine correspond à l'expulsion d'un volume d'eau à salinité constante. Du point II au point III, la conductivité diminue jusqu'à son point le plus bas (4.5mS/cm, soit une salinité d'environ 2g/l) et la pression reste constante. Les pics de pression observés sont dus à l'effet de la marée. Ce passage correspond à l'arrivée de l'eau de la crue au point de mesure. Du point III au point IV, l'hystérésis montre un plateau de conductivité constante alors que la pression diminue. Physiquement, ce phénomène peut être expliqué comme résultant d'une pénétration de l'eau de mer très loin dans la matrice. Le conduit de Port-Miou drainerait un massif fracturé chargé en eau salée : pendant la crue, les fractures de la matrice vont se remplir d'eau douce (alors qu'à l'étiage elles sont remplies d'eau salée). Il se produit une dilution de l'eau salée. Lorsque la crue diminue, les fractures vont se décharger en eau douce dans le conduit. Tant qu'il y a de l'eau douce dans les fractures, la conductivité dans le conduit n'augmente pas, c'est ce que l'on observe sur le plateau de l'hystérésis.
Les quelques informations que l'on peut tirer de la chronique suivante (fig. 4-23) sont une remontée progressive de la conductivité qui tend vers sa valeur d'étiage, et une température stable à 17°C quelle que soit hauteur de la tranche d'eau. Le fluorimètre enregistre une légère augmentation de ses paramètres à partir du mois de juillet, due à un encrassement de sa cellule de mesure.

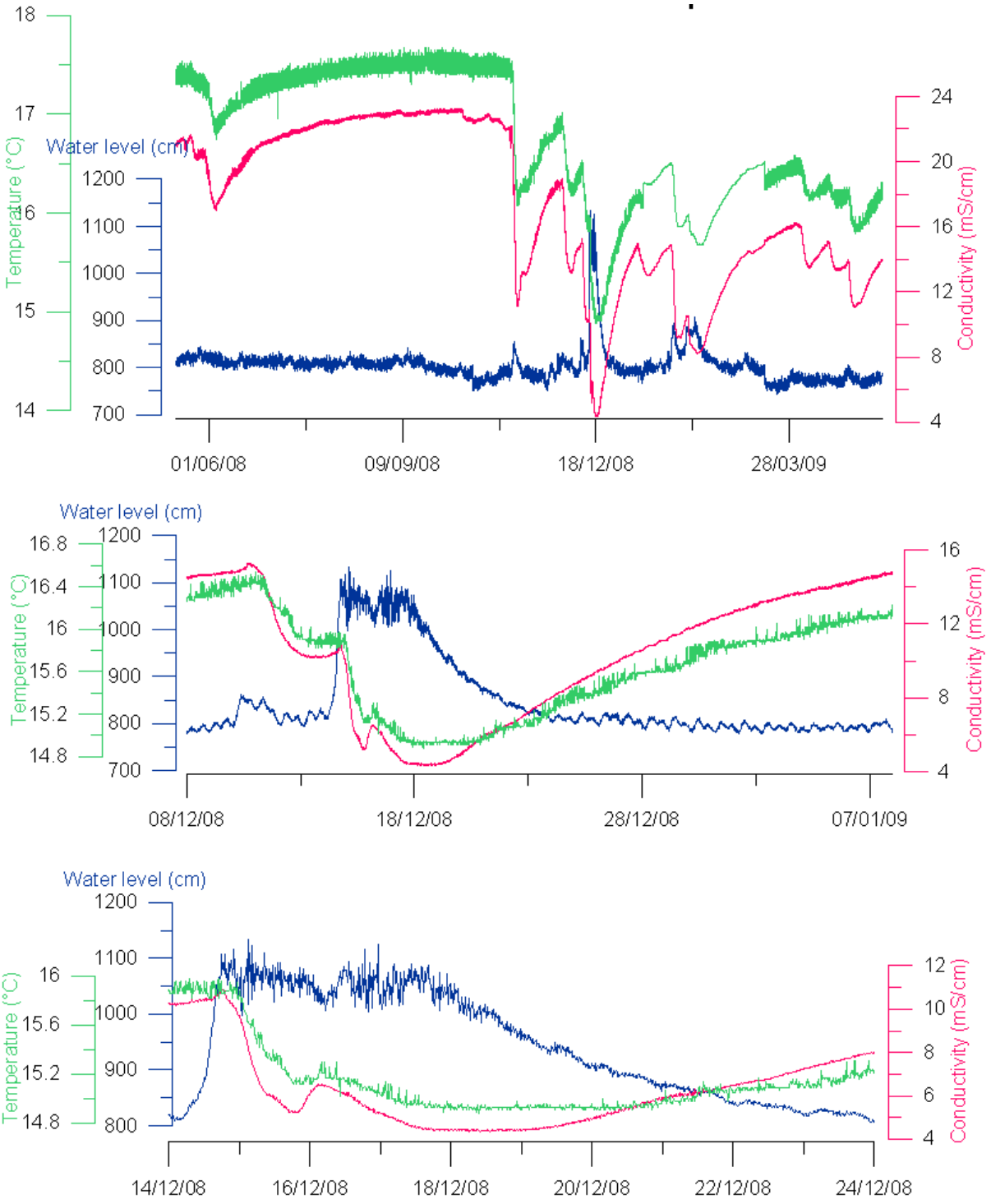


Figure 4- 21 : Chronique de données de température, conductivité et hauteur d'eau à l'amont du barrage de Port-Miou sur une année hydrologique (en haut), un mois (au centre) et une semaine (en bas). Les données du mois et de la semaine sont centrées sur la crue historique de décembre 2008.

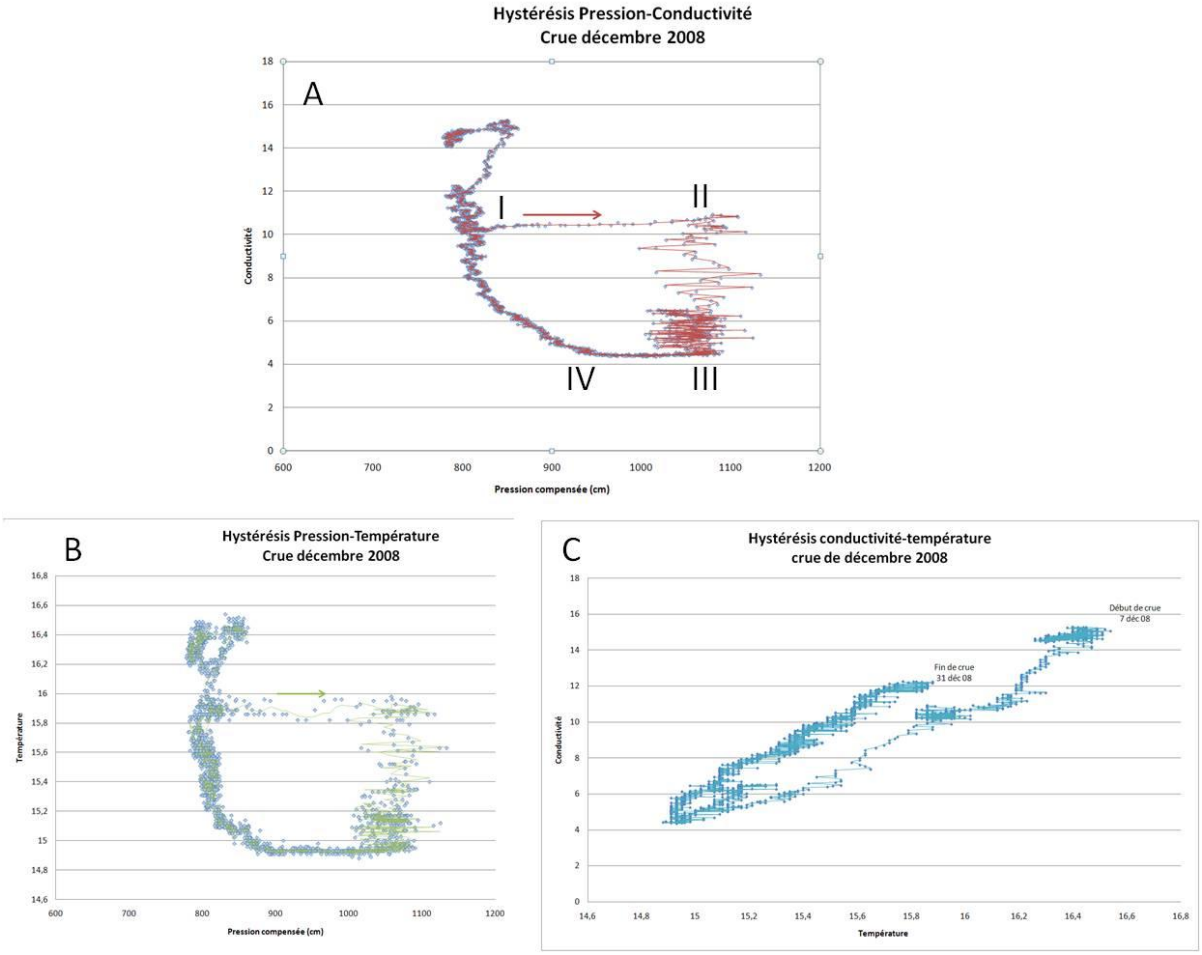


Figure 4- 22 : Courbes d'hystérésis de différents paramètres mesurés lors de la crue de décembre 2008 (Période du 7 au 31 décembre 2008). A : Hystérésis Pression-Conductivité ; B : hystérésis Pression -température ; C : hystérésis conductivité -température.

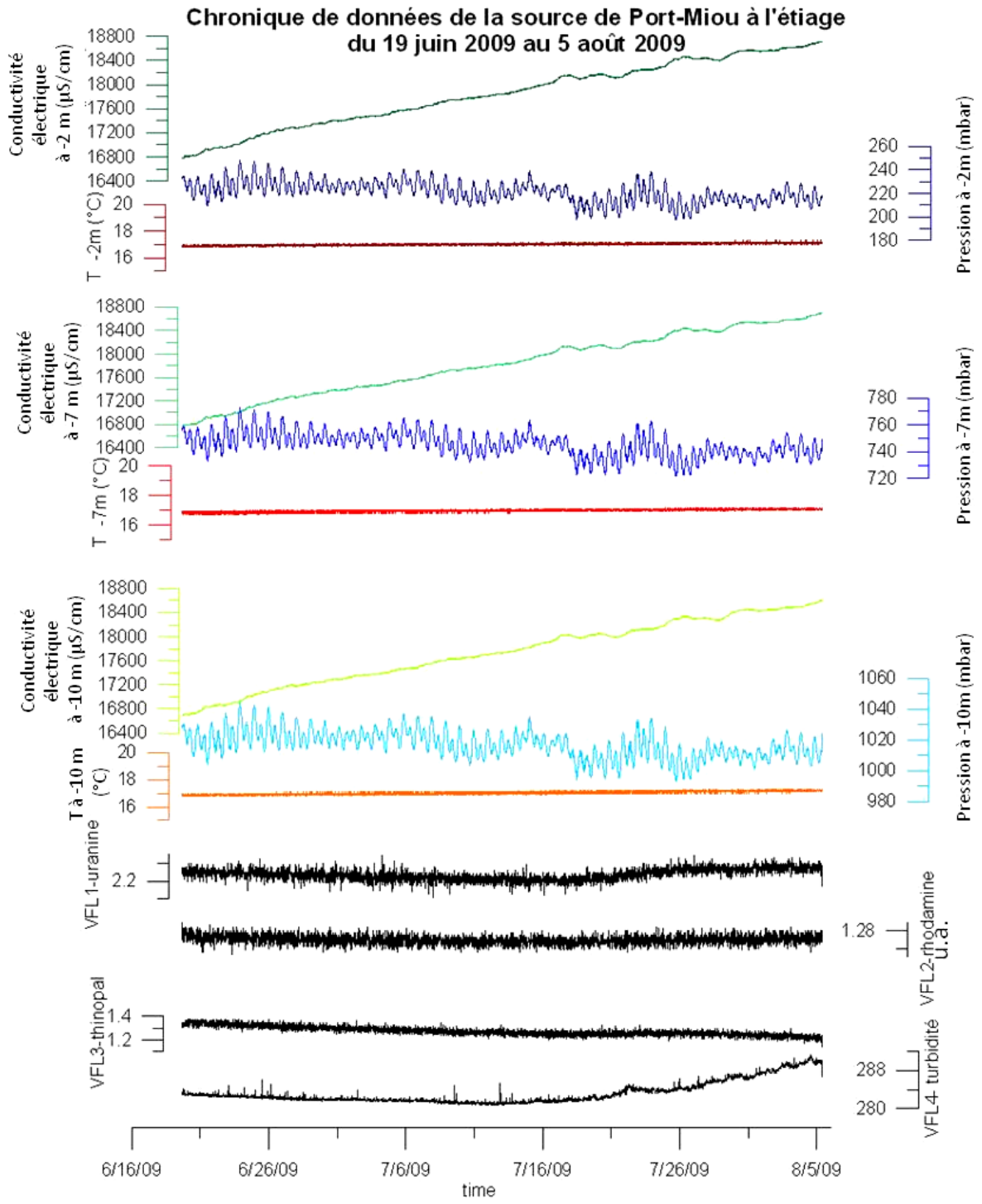


Figure 4- 23 : Chronique de données de Port-Miou à l'étiage (période juin-juillet-aout 2009) à l'aide de trois sondes CTD posées à différentes hauteurs d'eau (-2 m, -7 m, -10 m) et un fluorimètre automatique (unité : u. a.).

4.2.3 Caractérisation de la géométrie de l'aquifère karstique

Avant-propos :

Cette partie présente les résultats de la caractérisation de l'aquifère karstique (fonctionnement, géométrie) de Port-Miou par l'hydrogéologie et l'imagerie géophysique. Ces résultats sont présentés sous forme de deux articles présentés à l'occasion de conférences internationales (*4th International Symposium on Karst,* Malaga et *9th Conference on Limestone Hydrogeology,* Besançon) et

publiés sous la forme d'un article scientifique (Tassy *et al.,* 2010) et d'un acte de congrès (Tassy *et al.,* 2011).

4.2.3.1 Modèle conceptuel de fonctionnement de l'aquifère karstique côtier de Port-Miou : Tassy *et al.*, 2010

Article publié dans un ouvrage à comité de lecture, paru à l'occasion du congrès "4th International Symposium on Karst" du 27 au 30 avril 2010 à Malaga (Espagne) :

Tassy A., Arfib B., Gilli E., 2010, Access to Coastal Karst Water Resources Through a Salinity Study During an Exceptional High-Water Event : the Case of Port-Miou (Cassis, SE France). Advances in Research in Karst Media. Environmental Earth Sciences, 2010, Part 1, 49-55, DOI : 10.1007/978-3-642-12486-0_8 Edited by B. Andreo, F. Carrasco, J. J. Durán and J. LaMoreaux, pp. 49-56, Springer.

Access to coastal karst water resources through a salinity study during an exceptional high-water event: the case of Port-Miou (Cassis, SE France).

Aurélie Tassy[(1)], Bruno Arfib[(1)], Eric Gilli[(2)]

(1) auretassy@gmail.com 00 33 6 82 17 02 86

bruno.arfib@univ-provence.fr 00 33 4 91 10 65 67

Université de Provence, Laboratoire de Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés EA 4229

Case 67 - 3 Place Victor Hugo, 13331 MARSEILLE cedex 3 - France

(2) e.gilli@wanadoo.fr

UMR 6012 "ESPACE" Université de Nice Sophia-Antipolis,

98 boulevard Édouard Herriot, BP 209, 06204 NICE cedex - France

Abstract

A conceptual model of the functioning of the complex coastal karst aquifer of Port-Miou (Cassis, SE France) is presented. The studied event consists in a high water discharge period recorded during December 2008 at Port Miou spring. During this one week event, the discharge in the 20 m diameter saturated conduit had probably been in the range of 50 to 100 m^3/s. In spite of this huge spring water discharge, the salinity remained persistently above 2g/L, while freshwater could have been expected by a simple dilution effect. A new conceptual model has been developed to better understand the remaining salinity by taking into account the dynamic behavior of the flow and the geological heterogeneities of the reservoir. It gives new insight for water management.

1 Introduction

For karstic aquifers, the sharing and the viability of groundwater resources depend on the dynamic flow of freshwater and saltwater, and on the spatial relation between the karstic conduits and the fractured rock matrix. The understanding of the hydraulic functioning of the coastal karst aquifer can improve our knowledge on the conduits geometry, and their influence on groundwater salinity. The objective of this paper is to propose a new analytical method integrating the dynamic properties and the geological characteristics of the coastal aquifer. This method proposes to develop hydrogeological conceptual models that match the dynamic behavior of the flow and take into account the geological uncertainties of this karstic system. The case study of the Port Miou spring (Cassis, SE France) is used, a typical coastal brackish spring. An exceptional high-water event is studied.

2 Study site and methods

The Port-Miou spring is the outlet of a karst system that is developed in the fractured Urgonian limestone of the Lower Provence area and is an important drainage network of the Beausset Unit, from the Ste Baume mount to the sea (Gilli, 2002) **(**Fig.1). The cave is approximately horizontal over 2200 m with an average diameter of 20 m. A vertical well, located at 2200 m from the coastal entrance, has been explored recently down to 179 m below the sea level. It is most likely that this cave is developed further both vertically and horizontally but remains unexplored for safety and technical reasons (Blavoux et al., 2004). The available database consists in speleonautic explorations and topographic survey since the 50's, four years of in situ physical and chemical monitoring of groundwater, a geological and petrophysical survey of the outcrop in the area and well data. The Port Miou site is of particular interest since a dam was constructed in the 70's across the conduit, 500 m upstream from the coast (Potié and Ricour, 1974; Ricour 1981). The dam aims at blocking the intruded sea water tongue inside the conduit directly from the mouth of the submarine spring. The continuous monitoring takes place upstream of the dam (Fig.4), allowing studying the hydrodynamic behaviour of the aquifer. Data for a specific event is presented in figure 2, curves are smoothed with a 6 hours moving average.



Figure 4- 24 : Fig.1: Localization of the study area

3 Analysis of an exceptional high-water event in the coastal karst of Port Miou

Up to now the Port-Miou spring has always remained brackish, with a drop in salinity a few days after rainfall event due to discharge increase. In December 2008, an exceptional high-water event occurred at the Port Miou spring giving access to data never monitored before. The studied event in this paper consists in a high water discharge period recorded from December 14th 2008 to December 24th 2008 at Port Miou spring (Cassis, SE France). The water head increases up to 3 m, with an overflowing of the dam through the spillway, while no more than 1 m overpressure had been observed during the studied last four years. During this one week event, the discharge in the 20 m diameter saturated conduit had probably been in the range of 50 to 100 m^3/s. In spite of this huge spring water discharge, the salinity remained persistently above 2g/l (Fig. 2), while freshwater could have been expected by a simple dilution effect by the freshwater contribution increase. During this period, the salinity and the temperature curves are tracking each other, showing the same trends. Salinity varies from 5.5 to 2 g/l, and temperature varies from 16 to

15°C. Relative water level varies from 0 to 300 cm, corresponding to the overpressure in the conduit. It is possible to distinguish the following four intervals in the curve trends (Fig. 2):

A: This interval is showing the incoming of the flood at the dam characterized by a water level rising of almost 3 m. This overpressure allows the discharge to be estimated in the range of 50 to 100 m^3/s. This event is followed by a subsequent decrease of the water temperature and salinity. We can notice the shift of 14 hours between the beginning of the flood, shown by the increase of the pressure, and the drop of salinity. The latter is preceded by the expulsion of 1 260 000 m^3 of brackish water with constant salinity, associated to a mean discharge of 25m^3/s. This delay corresponds to the distance between the probe and the mixing zone inland.

B: This stage presents a wide sill of high water level corresponding to the maximum of the discharge.

C: The "C" interval is showing a wide sill of constant salinity and temperature, with a smaller duration than the previous pressure sill (stage B). The salinity reaches its minimum (2g/l). However the water remains brackish, while freshwater could have been expected given the significant volume of the flooding.

D: The last stage presents the drop of the water level following the flood, and the progressive increase of temperature and salinity. It indicates the permanent sea water intrusion whenever the water head is decreasing.

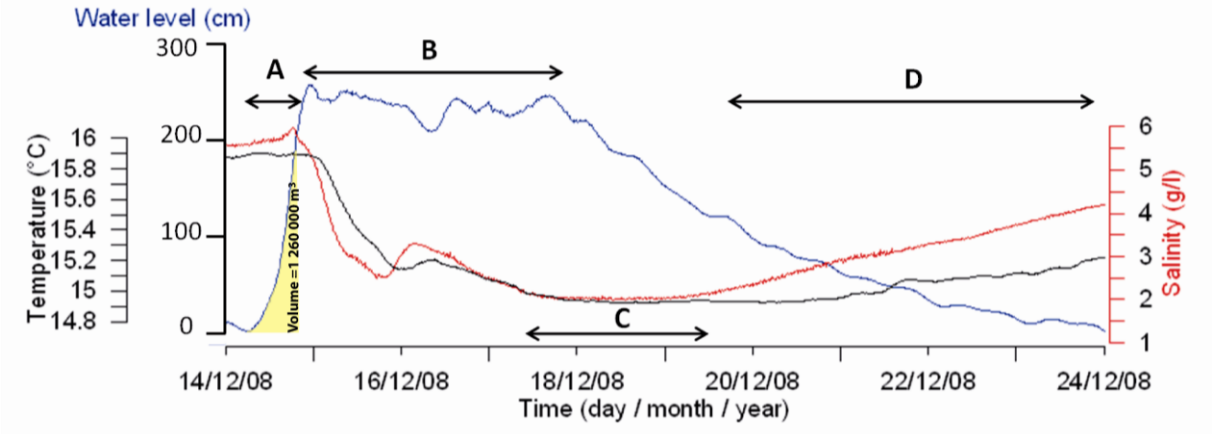


Figure 4- 25 : Fig.2: Continuous monitoring of salinity, temperature and relative water level of Port-Miou major flooding. Water-level and temperature curves are smoothed with a 6 hours moving average.

During this event, the existence of time shifts between the different parameter trends to confirm the presence of a buffer zone within the conduit between the spring and the mixing zone.
Two water samples were also taken on December 15th and December 16th when brackish water had a low salinity of 2.6 g/l. Concentrations of the major elements, Br- and stable isotopes (^2H and ^{18}O) are given below (Table 1). The Br-/Cl- ratio does not indicate the participation of evaporites to the mineralization. This ratio is around 2.54, while the evaporites value always falls between 0.7 and 1.2 (Edmunds, 1996). The remaining salinity recorded at the spring during the high-discharge event is still due to a mixing of seawater with the freshwater.

Table 1 : Chemical analysis of the groundwater of Port-Miou.

Port-Miou dam	Cond µS/cm	Ca^{2+} mg.l^{-1}	Mg^{2+} mg.l^{-1}	Na^{+} mg.l^{-1}	K^{+} mg.l^{-1}	HCO_3^{-} mg.l^{-1}	$NO3^{-}$ mg.l^{-1}	Cl^{-} mg.l^{-1}	Br^{-} mg.l^{-1}	SO_4^{2-} mg.l^{-1}	$d^{18}O$ ‰ SMOW	$d^{2}H$ ‰ SMOW	Br^{-}/Cl^{-} Mequiv x10^{3}
16/12/08	5350	122	104	696	35	344	5.7	1486	3.8	259	-4.65	-29.9	2.54
15/12/08	5370	148	100	716	35	334	5.0	1464	3.74	252	-4.31	-27.1	2.55

4 Conceptual modeling of the coastal aquifer functioning

The Port Miou karstic network is developed within a Cretaceous limestone formation (Urgonian) that appears well-bedded and fractured on the neighboring outcrops. Two conceptual models (1) and (2) are discussed taking into account the data given above (section 3) and the geologic characteristics and uncertainties.

Basic conceptual model (1)

The mechanism of salinization of a brackish karst spring is usually explained by two conceptual models (Fig. 3): 1) concentrate saline intrusion by connection of karst conduits, or 2) diffuse saline intrusion by matrix-conduit exchange (Arfib *et al.* 2007, Fleury *et al.* 2007). In these cases, salinity decreases with the discharge increase. For the two models, the salinity of the brackish spring is controlled by the difference of pressure head between the main conduit feeding the spring (conduit #1 in figure 3) and the connected medium containing the intruded seawater (karst conduits or matrix). According to this basic conceptual model, seawater entrance into a coastal karst conduit connected to a brackish spring is minimal in two cases: (1) a very strong discharge leading to a high pressure within the conduit prevents the seawater entrance, and results in freshwater at the coastal spring, or (2) a decrease in freshwater and seawater discharge and results in a drying up of the coastal spring. Data for the high-water event at the Port Miou spring shows a persistent salinity. A rough calculation of the seawater contribution to the total discharge shows that during the minimal salinity period the discharge of seawater was maximal, superior to the one observed before the event (Table 2). This remaining salinity is not in accordance to the models described above.

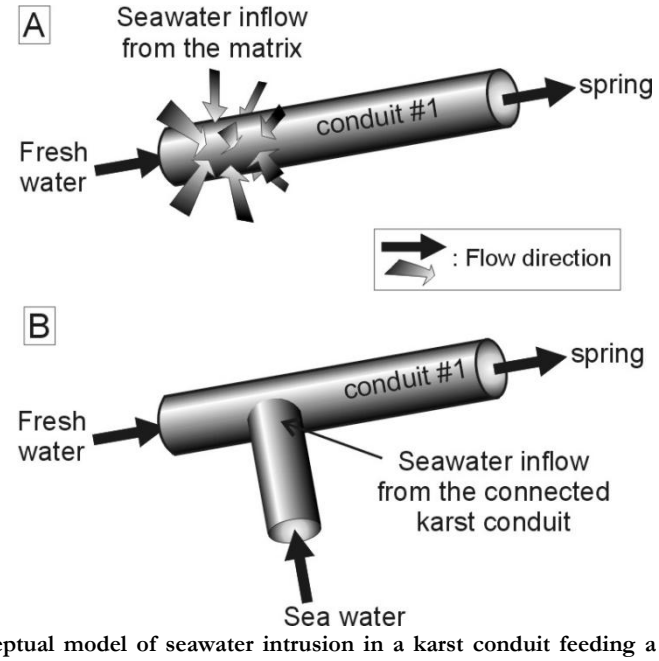


Figure 4- 26 : Fig.3 Conceptual model of seawater intrusion in a karst conduit feeding a brackish coastal spring. A diffuse saline intrusion by matrix-conduit exchange, B concentrate saline intrusion by connection of conduits.

	Salinity (g/l)	Total discharge (m^3/s)	Discharge of seawater (m^3/s)
During the high-water event (Dec. 2008)	2	50	2.7
Before the high-water event	5.5	<10	<1.5

(Salinity of the sea = 37 g/l)

Table 2: Rough calculation of the contribution of seawater to the total discharge at the brackish spring of Port Miou in December 2008

New conceptual model: time variable head in the matrix (2)

Outcrop surveys in the Cassis area indicate a very high density of open fractures in the Urgonian limestone enhanced locally by karstic dissolution. Joints between strata are also open at surface conditions (Jayet 2009). Fractures and joints form together a 3D network of well connected drains. According to this study, the fracture porosity is estimated between 10 % and 20 % at the scale of the studied outcrop (400 m). This estimation is based on analysis of fractures density and aperture on outcrop and photo. Available wells data in the area show that the freshwater aquifer around Port Miou is limited to isolated aquifers. The limited freshwater aquifer combined to the high permeability of the Urgonian fractured aquifer allows the extensive penetration of seawater inland to be envisaged. A new conceptual model arises, taking into account the remaining salinity during the high-water event and the matrix contribution. The main conduit could be envisaged as a horizontal well draining a fractured aquifer saturated with salt water (Fig. 4A).This new conceptual model is based on a time variable head in the matrix with intruded seawater. The variable head generates a variation of the seawater entrance into the main conduit connected to the spring. During a high water discharge event (Fig. 4B), rainfall arrival has an impact on the head of the matrix. The freshwater table increases over the saltwater wedge. Thus the head increases in the matrix, moving the saltwater around the deep karst conduit. For the Port Miou case study, the increasing head within the conduit during the high-water event is measured at the dam around 3 m high. Thus the increasing head in the matrix must be higher than 3 m to allow

an increasing inflow of seawater from the matrix to the conduit. This quite low value of 3 m can be reasonably quickly reached in the geological context of the area. The conceptual model presented in fig. 4 does not exclude possible palaeoconduits inherited from Messinian karstic erosionnal period, but we consider them insignificant in term of storage capacity of sea water.

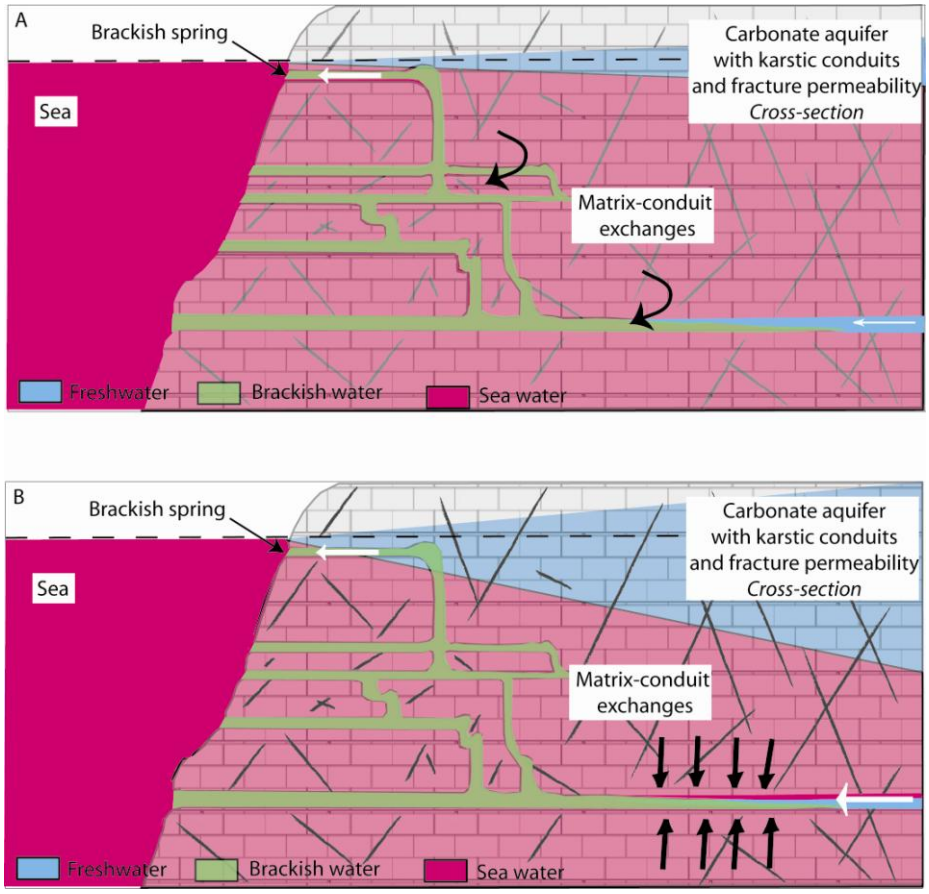


Figure 4- 27 : Fig.4: Hydrogeological conceptual model of Port-Miou aquifer functioning by time variable head in the matrix. A low flow period, B High water discharge event.

5 Conclusion

The objective of this paper was to integrate the dynamic properties and the geological characteristics of the coastal aquifer. In this study, we applied this method to an exceptional flooding in a typical Mediterranean karst, with wide conduits and a deep development, linked to sea level variations. We observe the persistent salinity of the water, even during strong discharges. Two hydrogeological conceptual models, of the mixing are discussed in this paper. The model *(1)*, with a constant hydraulic head of the saltwater reservoir, does not predict the observed regular sea water discharge during flooding and lowest mean level. The model *(2)*, with karsts conduits and a high fractured aquifer, matches the dynamic behavior of the flow by taking into account the geological heterogeneities of this reservoir. The strong fracturation of the surrounding aquifer supports the hypothesis of a great volume of seawater inland. The constant high residual salinity measured in the conduit is explained by the presence of sea water in the surrounding rocks, pushed by increasing head during high water events. It is therefore assumed that Port Miou spring cannot be used as a freshwater supply, even using a hydraulic constrain.

Acknowledgments

This work is part of KarstEau project, funded by the "Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse", the "Conseil Général du Var", the "Conseil Général des Bouches-du-Rhône", and the "Région Provence-Alpes-Côte d'Azur". Thanks to Jean Borgomano for his interesting comments and discussions.

References

Arfib B., Cavalera T., Gilli E. (2006) Reach the hydraulic functioning of a coastal karstic aquifer with a conduit-matrix model. 3rd Salt Water Intrusion in Coastal Aquifers (SWICA) and 19th Salt Water Intrusion Meeting (SWIM), 24-29 sept. 2006, Cagliari, Italy.

Cavalera T. (2007) Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port Miou (cassis, bouches-du-rhone). Approche multicritere. Thèse de doctorat de l'Université de Provence. 403p

Edmunds W.M.,(1996) Bromine geochemistry of British groundwater, Mineral. Mag. 60 275–284.

Fleury P., Bakalowicz M., Marsily de G. (2007) Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. Journal of Hydrology 339, 79– 92

Gilli E., (2002) Étude préalable sur le drainage des karsts littoraux. A/ Bouches-du-Rhône et Var ; B/ Corse (Preliminary study about coastal karst drainage), Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée- Corse, Lyon, 100 p.

Jayet O., (2009) Les faciès de fracturation dans les roches carbonatées : typologie, contrôles sédimentologiques et propriétés pétrophysiques (Crétacé inf. Bassin Sud Provençal). Mémoire de Master 2, Aix-Marseille Université.

Potié L. and Ricour J. (1974) Etudes et captage de résurgences d'eau douce sous-marines. Ressources en eau pp.5-26.

Ricour J. (1981) Construction d'un barrage d'essais souterrain à Port-Miou (commune de Marseille) Bouches-du-Rhône. *Compte-rendu de fin d'étude d'une recherche financée en partie par la Délégation générale à la recherche scientifique et technique*, BRGM (Décision d'aide n°76-7-1340), Mai 1981, 8p.

4.2.3.2 Imagerie par tomographie de résistivité électrique de l'aquifère fracturé-karstique de Port-Miou : Tassy *et al.*, 2011

L'unité géologique autour de Port-Miou est formée des séries massives du calcaire urgonien, d'épaisseur avoisinant 200m (cf. chapitre 3, et Fig. 4-28). Cette unité est stratifiée, avec des strates centimétriques à décimétriques, et affectée par une dense fracturation et une karstification locale (Fig. 4-28). Les fractures, strates, joints et karsts, peuvent être localement remplis d'argiles. La porosité matricielle est quasi-nulle. Le pendage moyen de la structure est 12°SE et la roche contient un aquifère côtier dont le niveau piézométrique est à peu près situé au niveau de la mer. La forte proximité de l'eau de mer due à l'importante pénétration de la calanque dans les terres, liée à l'intense fracturation du massif carbonaté et le peu de nappes d'eau douce connues (puits en amont souvent secs ou saumâtres…) laisse supposer une large pénétration de l'eau de mer dans le massif.
L'étude de la fracturation dans la carrière Solvay (Lamarche en cours, Pomar 2010, thèse en cours C. Matonti) montre 4 directions de fractures (N-S, E-O, NW-SE, NE-SW ; Fig. 4-29). Les fractures de direction E-O et NW-SE recoupent la direction du conduit de Port-Miou. Trois grands types de fractures ont été relevées dans la carrière (communication orale J. Lamarche) : de grands corridors parallèles (>10m), des fractures en échelons avec des karsts dans les zones de relais, et des fentes de tension karstifiées. Le karst est toujours lié aux fractures dans la carrière et apparaît et disparaît le long des plans de fractures. De plus, des mesures de GPR 3D *(Ground Penetrating Radar)* dans la carrière ont été réalisées et il s'avère que les mesures à l'affleurement montrent des directions représentatives de la subsurface**.** La fracturation des calcaires urgoniens joue un rôle significatif dans le fonctionnement hydrologique du conduit de Port-Miou.
Dans le cas des aquifères karstiques ou fracturés, la répartition de la ressource en eau douce va dépendre directement de la dynamique de l'écoulement de l'eau douce et de l'eau salée dans les conduits karstiques et la matrice. Dans ce cas, forages et sources ne sont pas systématiquement représentatifs de l'hétérogénéité de l'aquifère, et la modélisation numérique est complexe. L'imagerie du karst peut améliorer la compréhension et la modélisation de l'architecture du réservoir et de la dynamique des fluides. Nous avons appliqué l'imagerie par résistivité électrique pour caractériser l'aquifère karstique en relation avec la source sous-marine de Port-Miou. Cette source côtière, soumise à une contamination saline possède un niveau piézométrique proche du niveau marin. La conductivité de l'eau saumâtre de la source est comprise entre 16000 à 24000 µS/cm en période d'étiage. Deux profils de tomographie par résistivité électrique 2D (Fig. 4-31, 4-32) et un bloc 3D (Fig. 4-33) ont été réalisés dans le but d'imager la géométrie de l'interface eau douce-eau salée et les principaux conduits karstiques, à proximité de Port-Miou, l'un de 600 m de long dans la carrière Solvay, et l'autre de 400 m de long dans le vallon de Port-Pin. Ils sont décrits et interprétés dans l'acte de congrès qui suit.
Un modèle qualitatif de résistivité synthétique a été utilisé pour l'inversion de résistivité à partir des observations de terrain en surface (Fig. 4-34). Il tient compte du type de fluide rencontré dans le milieu (air, eau douce, eau salée) ainsi que du type poreux (vide karstique, fracture, roche saine, karst et fracture, bouchon argileux).

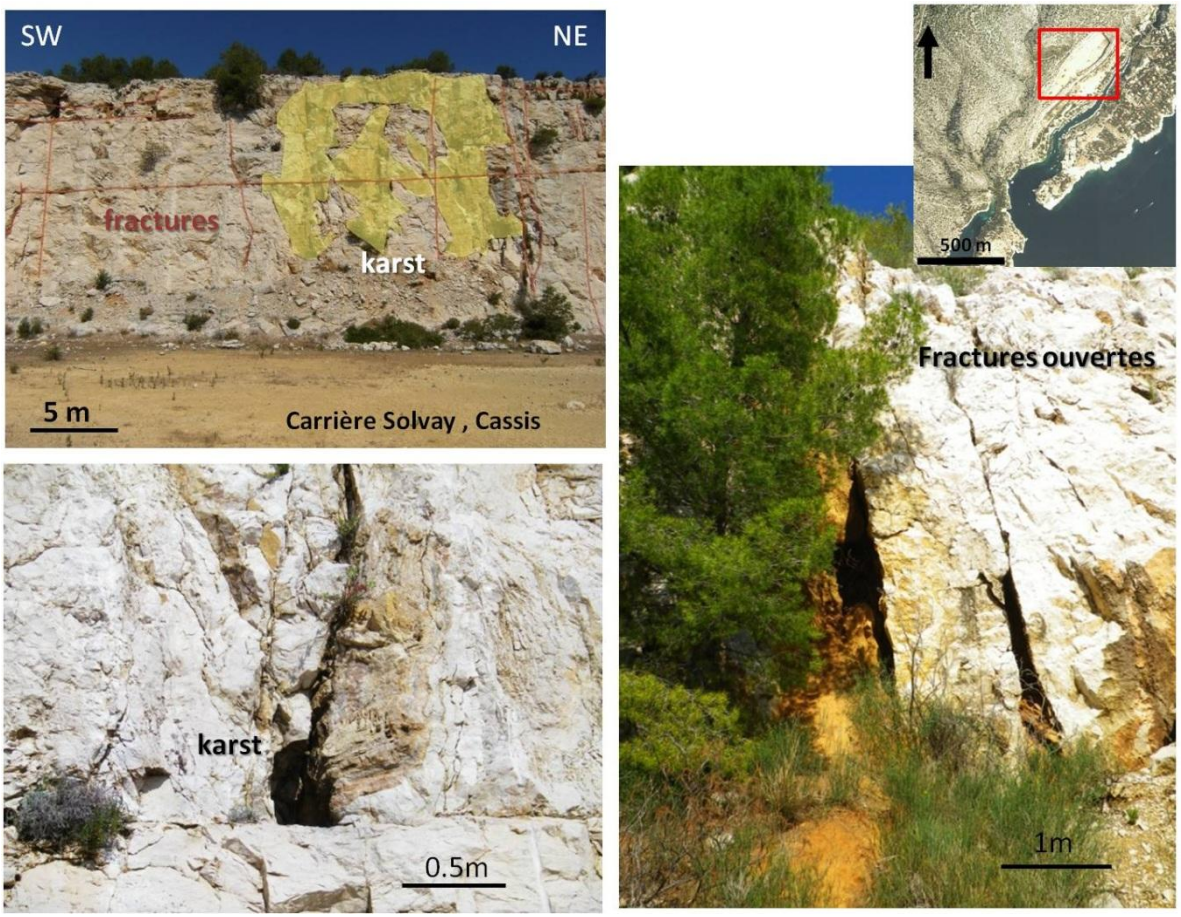


Figure 4- 28 : Contexte géologique de la calanque de Port-Miou : la plate-forme calcaire urgonienne est fracturée et karstifiée à plusieurs échelles (centimétrique à métrique à l'affleurement (Lamarche 2010, Pomar 2010, Matonti en cours), kilométrique en sub-surface avec la galerie noyée).

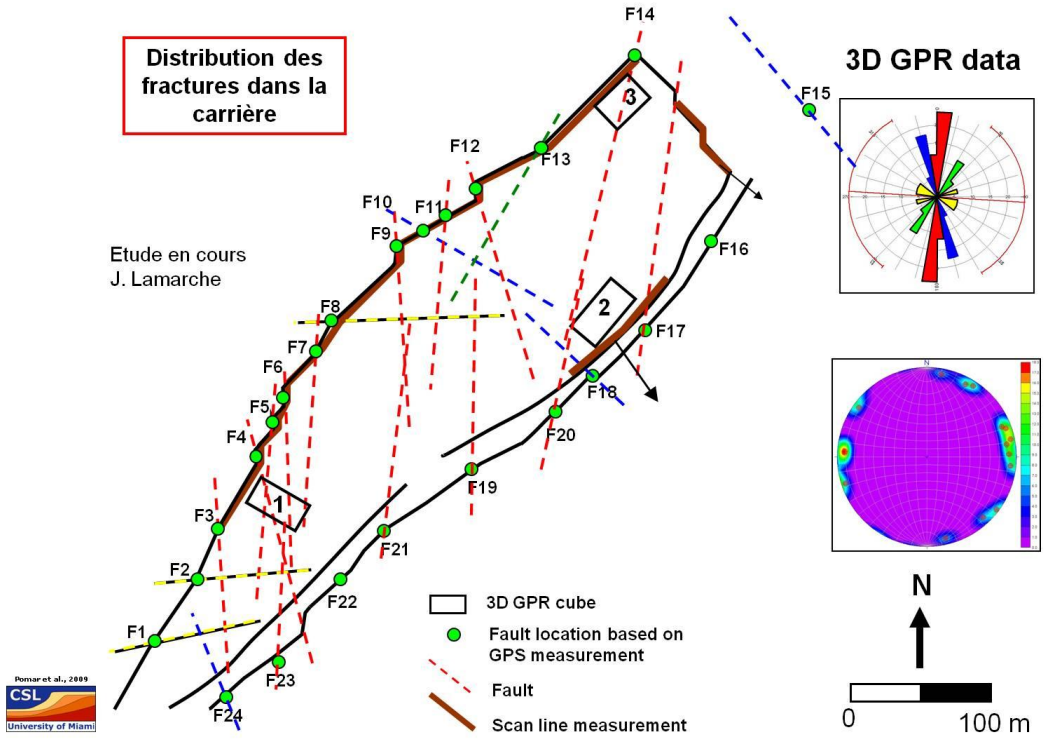


Figure 4- 29 : Distribution et direction des fractures dans la carrière Solvay. (Etude en cours, J. Lamarche)

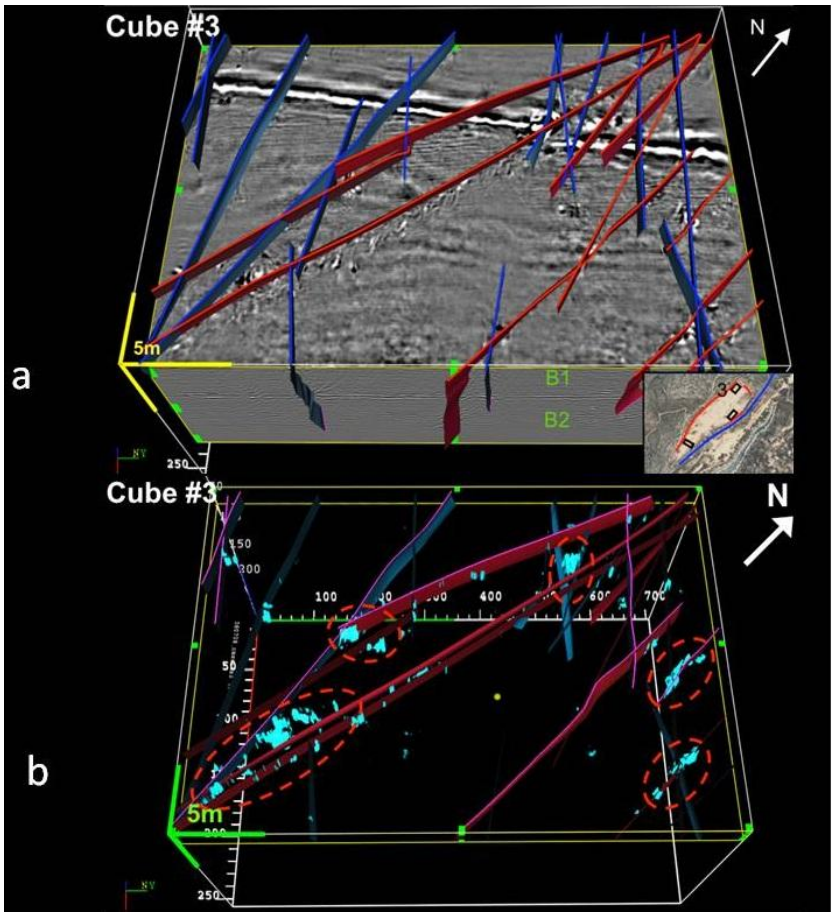


Figure 4- 30 : Imagerie de GPR 3D (Ground Penetrating Radar) dans le coin nord-est de la carrière Solvay et interprétation des réseaux de fractures (bleu foncé et rouge) et de karsts (bleu clair, entouré en rouge). Le coin situé en bas à gauche de l'image apparaît comme bien karstifié, Pomar, 2010. L'imagerie électrique 3D de notre étude a été réalisée au même endroit afin de comparer les interprétations.

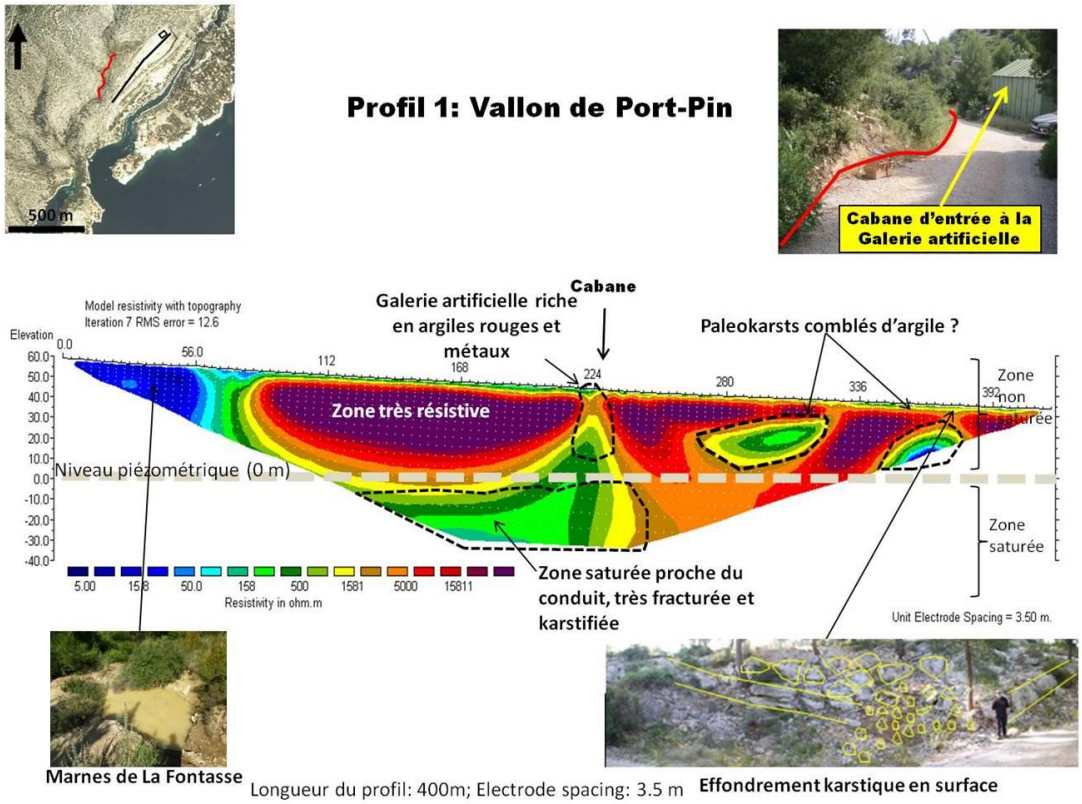


Figure 4- 31 : Profil de tomographie de résistivité électrique dans le vallon de Port-Pin, à proximité de la galerie karstique de Port-Miou. Le profil mesure 400 m de long et image le sous-sol jusqu'à la côte -40 m.

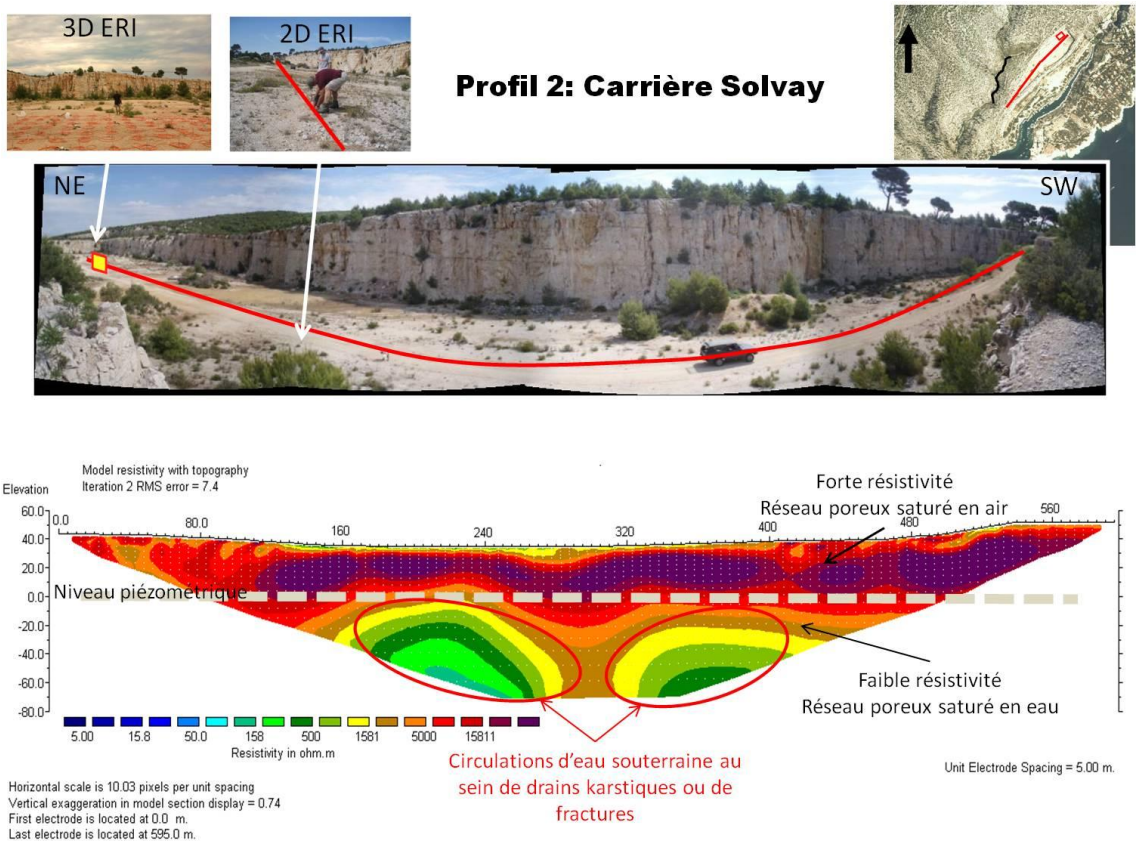


Figure 4- 32 : Profil de tomographie de résistivité électrique dans la carrière Solvay, située entre la galerie karstique et la calanque de Port-Miou. Le profil mesure 600 m de long et image le sous-sol jusqu'à la côte -80 m. Le mur de la carrière montre un aspect largement fracturé.

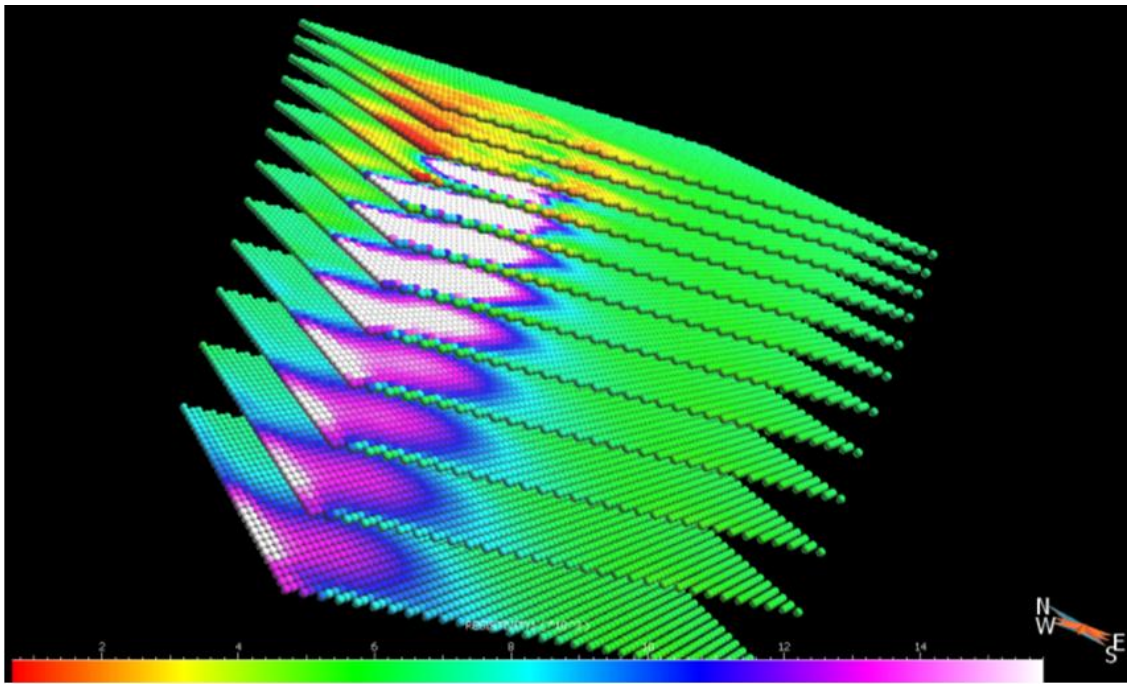


Figure 4- 33 : Nuage de points de résistivité résultant de l'imagerie électrique du bloc 3D. Visualisation dans le logiciel gOcad.

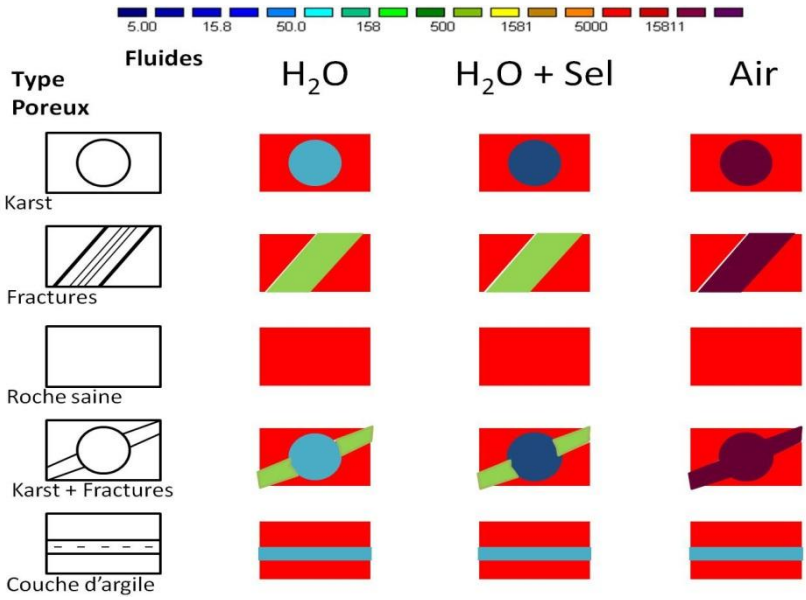


Figure 4- 34 : Modèle de résistivité synthétique qualitatif utilisé pour l'interprétation des profils et basé sur les différents types poreux et types de fluides observés dans le secteur d'étude.

Acte du congrès H2 Karst « 9th Conference on Limestone Hydrogeology », Besançon (France) 1-4septembre 2011
A. Tassy, M. Maxwell, J. Borgomano, B. Arfib, F. Fournier, E. Gilli, Y. Guglielmi, Electrical resistivity tomography (ERT) of a coastal carbonate aquifer (Port-Miou, SE France), Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France) 1-4 sept.2011, p.459-462.

Electrical resistivity tomography (ERT) of a coastal carbonate aquifer (Port-Miou, SE France)

A. Tassy[(1)], M. Maxwell[(2)], J. Borgomano[(1)], B. Arfib[(1)], F. Fournier[(1)], E. Gilli[(3)], Y. Guglielmi[(1)]

[(1)]Laboratoire de Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés Case 67, Université de Provence. 3 place Victor Hugo, 13003 MARSEILLE, France
Tel : +33-(0)4-13-55-12-61, Fax: +33-(0)4-91-10-85-23,
auretassy@gmail.com; Jean.Borgomano@univ-provence.fr ; Bruno.Arfib@univ-provence.fr ;
Francois.Fournier@univ-provence.fr ; Yves.Guglielmi@univ-provence.fr
[(2)]Golder Associates, Burnaby, BC, Canada
Michael_Maxwell@golder.com
[(3)] UMR 6012 "ESPACE" Université de Nice Sophia-Antipolis,
98 boulevard Édouard Herriot, BP 209, 06204 NICE cedex, France
e.gilli@wanadoo.fr

Abstract
We applied electrical resistivity imaging (ERI/ERT) techniques to characterize heterogeneities in the Port-Miou coastal karst aquifer (Cassis, SE France). Experiments were carried out on intensely fractured and karstified Urgonian carbonates. 2D and 3D ERT were performed 100 to 300 m away from the coastline. 2D inversion-derived conductivity models of the data indicate resistivity variations from 10 to 10^4 ohm.m. A higher resistivity zone above sea-level can be associated with a non-saturated zone. Low resistivity anomalies in the non-saturated zone are attributed to residual clays in paleokarsts. A partitioned lower resistivity zone under sea-level can be associated with a higher porosity/permeability zone with fractures and karstic features. ERT acquisition in the quarry allows a better understanding of the connectivity between major fractures and faults on the quarry walls and secondary springs along the coast. 3D inverse model are only applied to the non-saturated zone and indicates resistivity variations from 10^3 to 10^4 ohm.m localized on the Southwest part of the cube. These anomalies are correlated with karst features interpreted by 3D GPR survey and visible in the inferior wall of the quarry.

1. Introduction

Coastal freshwater aquifers are strategic resources that provide drinking water for approximately 70% of the world's population (DARNAULT & GODINEZ, 2008). The sensitivity of these aquifers to human activity such as over-extraction of groundwater increases the risk of seawater intrusion. The resulting critical management of this resource relies on a comprehensive knowledge and realistic conceptual model of this system. In sedimentary granular reservoirs, dominated by relatively homogeneous matrix porosity, the physics of sea-water intrusion is well understood and fresh-saline interface can be interpolated from a reduced number of well monitoring and modeled on the basis of the Ghyben-Herzberg relationship. In karstic fractured-porous reservoirs, seawater intrusion is controlled by the complex architecture of the porosity network, mainly the spatial relationship between the karstic conduits and the hosting carbonate rock that can be fractured, porous or completely tight. In such cases, near surface water sampling might not be always representative of the overall aquifer, whereas hydrodynamics and numerical modeling are more complex. Near surface imaging of heterogeneous karstic reservoirs and fluids can significantly improve our understanding and models of the reservoir architecture and the fluid dynamics. Early geophysical investigations of the Port-Miou conduit were carried out in 1964 (CORNET *et al.*) for hydraulic research by mean of grounding, electromagnetic methods or resistivity. Electromagnetic method was the

only one recording a signal above the gallery, 700 m from the outlet. Today, developments in inversion modeling of electrical resistivity imaging (ERI/ERT) data provide a valuable tool for delineating geological structures in surface and underground environments (ESO *et al.*, 2006). In the presented study we applied electrical resistivity imaging techniques to characterize the coastal karst aquifer in the area of the Port Miou submarine spring (Cassis, SE France) as a contribution to a larger regional research program "KarstEAU".

2. Geological characteristics of the carbonate aquifer

The study area is part of the coast of Provence (S.E. France, Fig. 1) along the Mediterranean sea. It belongs to the western part of the tectono-stratigraphic Beausset unit (PHILIP, 1972; FLOQUET & HENNUY, 2003). The Beausset unit is a 650 km² area syncline composed by sedimentary terrains from Lower Jurassic to Upper Cretaceous. In the Western part of this unit, the Port-Miou spring is the outlet of a pluri-kilometric karst system that is developed in the 400 m thick fractured-porous and karstified Urgonian limestone of the French Mediterranean coastline (MARTEL, 1907). The coastal spring is subjected to salt water contamination. The main karstic conduit extends approximately horizontally over 2000 m with an average diameter of 20 m. The Port-Miou site is of particular interest since a dam was built in the 1970s across the conduit, 500 m upstream from the coast, and 50 m under surface (POTIÉ & RICOUR, 1974). Access to the karst is possible by an artificial gallery connected to the dam. Electrical properties of the brackish water of the spring are of 4000 to 24000 µS/cm (TASSY *et al.,* 2010). Minor springs with same physical and chemical properties than Port-Miou spring are active on the near-by coastline along a SW-NE direction (Fig.1).

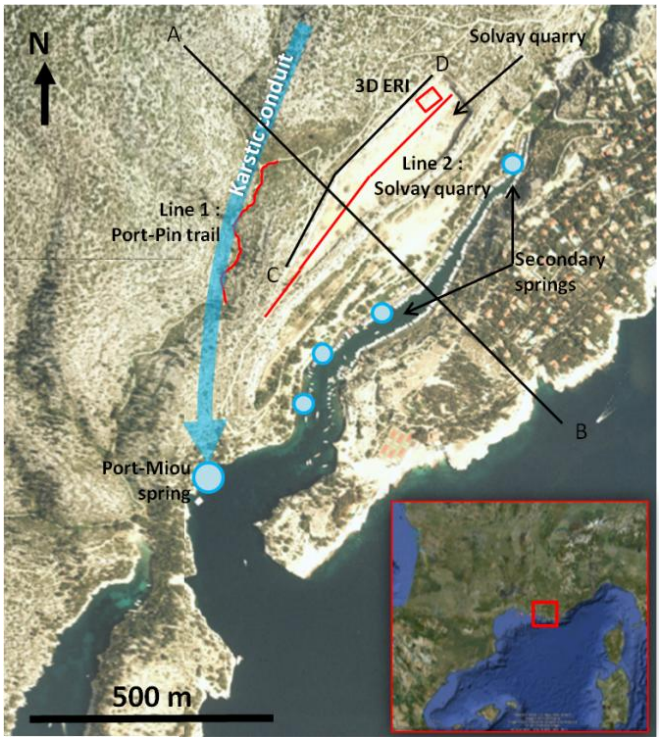


Figure 4- 35 : Figure 1 : Location of the study area. In red, the 2D and 3D ERT surveys. The blue arrow localizes the explored karstic conduit. The blue circles point coastal springs. Geological sections AB and CD are reported on the map.

The Solvay quarry, in the Port-Miou area, exhibits abundant fractures and karstic carbonates and has been the subject of numerous sedimentology and structural studies (MASSE *et al.,* 2003; JAYET, 2009; LAMARCHE, 2010; POMAR, 2010) This outcrop consists of two quarry levels oriented NE-SW (Fig.1). The Urgonian carbonates are divided into five major stratigraphic units, based on facies associations and bedding characteristics (MASSE *et al.,* 2003), and are characterized by minus-fracture matrix porosity *ss* less

than 1.8% (POMAR, 2010). The quarry is located between structural ramps in a flat area with minor folds (LAMARCHE *et al.*, 2010). The carbonate strata, inside and around the quarry, have recorded mostly small-scale brittle deformations. Our outcrop observations indicate the frequent occurrences of fractures and faults at different scales: from bedding scale (strata-bound fractures) to the entire outcrop scale (fault). Most fractures are solution-enhanced, and are associated to karstic features. Different size and shape of these karstic features are visible along the quarry walls and a typology of this karst is proposed by POMAR (2010). Five shapes with different sizes are described on the quarry walls: lenticular-shape, round, triangle-shape, horizontal, and large karst with speleothems. In the area, karsts develop in relatively homogenous tight limestone of the Urgonian platform (MASSE *et al.,* 2003), but the karstic space can be filled with terra-rossa, transported albian marls, or empty. Large-scale geological sections across the experimental site were interpreted and show the carbonate rock heterogeneities at different scales (Fig. 2). AB section is NW-SE from La Fontasse area to the sea and cut through the Port-Miou karstic conduit, the ERT profile 1 in Port-Pin trail and 2 in Solvay quarry, the sea in the Calanque, and the open sea. The main part of the outcrop is formed by Urgonian limestone strata gently dipping to the SE. In the La Fontasse area, two decametric heterogeneities are visible: (1) the Port-Miou karstic conduit, which can be assimilate to a 20 m diameter water-filled cylinder surrounded by carbonates and (2) a marly limestone infilling a probable karstic collapse, located above the conduit. CD section is a SW-NE representation of the upper quarry wall. Larger scale heterogeneities are visible, with metric to decametric fractures and karst features and no spatially correlation.

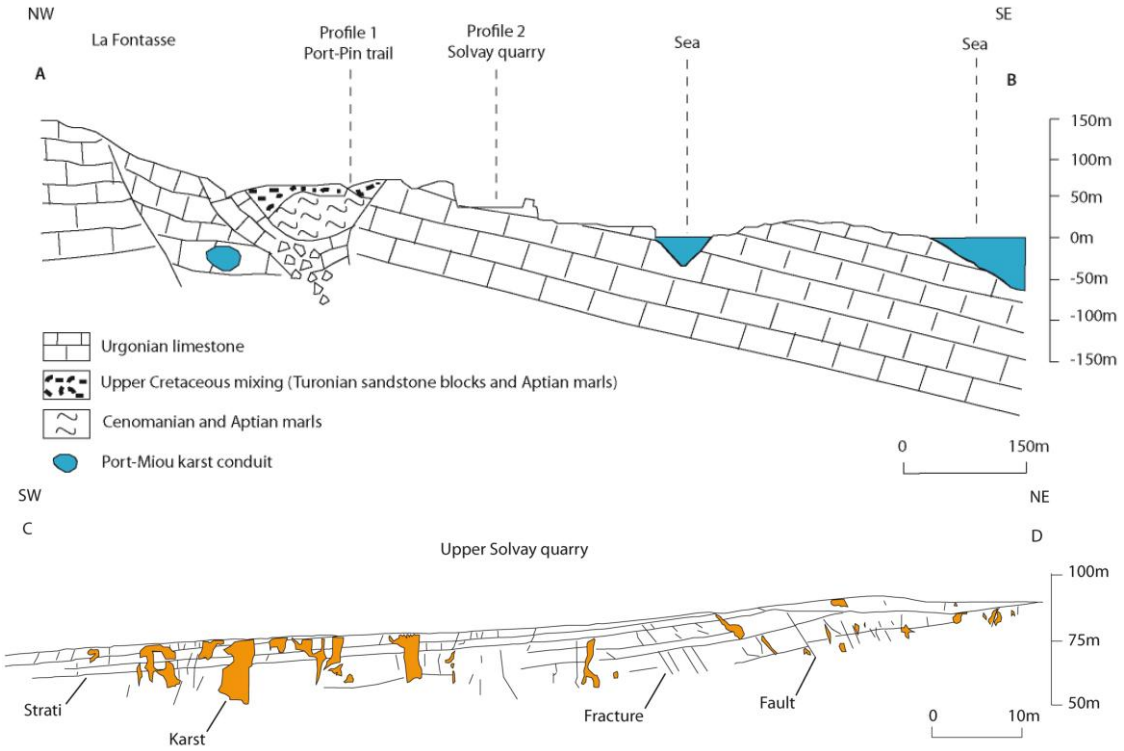


Figure 4- 36 : Figure 2: Geological sections of the experimental site. Section AB is NW-SE and crosses the karstic conduit and profiles 1 and 2. A probable karstic collapse with marly limestone fillings is located above the conduit. Section CD is SW-NE and represents the upper wall of the Solvay quarry, showing dense fracturation and karstification in the urgonian limestones.

3. Materials and methods

Because of its sensitivity to water and clay contents (REVIL *et al.*, 2002), Electrical Resistivity Tomography (ERT) is currently considered as an efficient tool for revealing fractures and karstified zone characterized by low electrical resistivity values. Electrical resistivity tomography (ERT/ERI) was applied to image the saltwater-fresh water interface geometry and the main karstic conduits within the aquifer. 2D experiments were carried out in the Port-Miou area along two sections. Profile 1 was acquired along the trail of Port-

Pin with 400 m in length and a light topography; profile 2 was realized in the Solvay quarry, with 600 m in length and a flat floor made of limestone bedrock partly covered with gravels from the quarry exploitation. Port-Pin trail location offers a proximity to the karstic conduit and the quarry is situated between the main conduit and many secondary springs along the coastline.

A 3D ERT cube was acquired in the Solvay quarry over a 30m-side square (Fig. 1). A ground penetrating radar (GPR) survey was conducted in the same location for three dimensions fractures and karst imaging (POMAR, 2010).

The interpretation of the ERT presented here is semi-quantitative, not calibrated with lab measurements and based on a color scale depending on resistivity values. These values varies according to a combination of parameters: the mineralogy of the rock (limestone or claystone), the type of porosity network (karst, fractures, mixed karst and fractures and tight non-fractured rock), and the nature of porosity filling (air, freshwater, saltwater, claystone). Only large scale resistivity contrast and heterogeneity are detected by this survey. Small scale heterogeneity, such as small fractures are probably averaged out with the surrounding rock.

4. Results

For the two 2D profiles, inversion-derived conductivity models of the data indicate resistivity variations from 10 to 10^4 ohm.m (Fig. 3). A higher resistivity zone above sea-level can be associated with a non-saturated zone, whereas a distinct isolated lower resistivity zone under sea-level can be associated with a higher porosity/permeability zone with fractures and karstic features in the saturated zone.

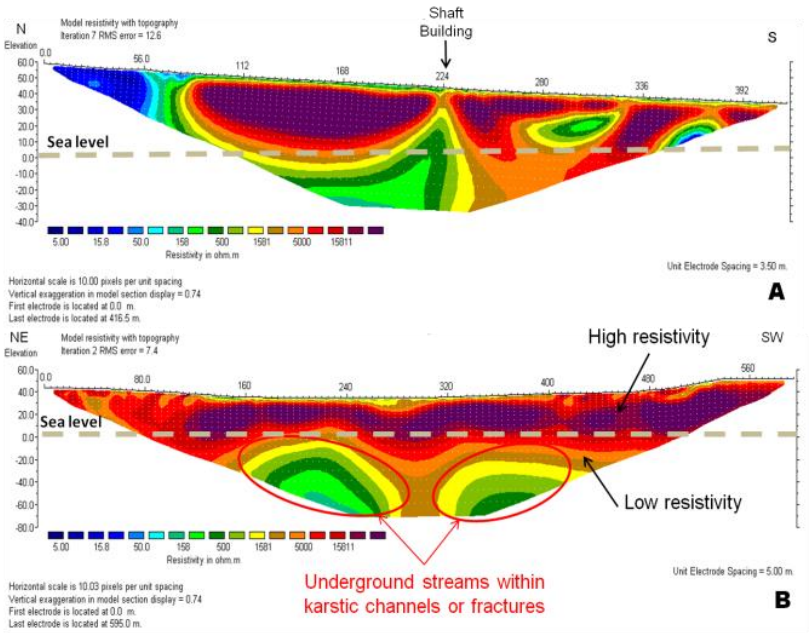


Figure 4- 37 : Figure 2 : A: N-S ERT profile along Port-Pin trail. B: NE-SW ERT profile in Solvay Quarry. Sea level is projected on the profiles.

The Port-Pin 2D line extends over 400 m and images the rock until 80 m in depth (Fig. 3A). Electrode spacing was 3.5 m. This first section shows low resistivity anomalies in the non-saturated zone. The southernmost detected anomaly is located under a karstic collapse clearly visible on the outcrop, above the profile. Observations in the whole study area shows that paleokarsts are often filled with terra-rossa, transported albian marls, or are unfilled. The low resistivity values measured (until 50 ohm.m) combined to the karstic collapse just above, can be interpreted as clay-filled paleokarst. The middle of the line presents a low resistivity zone (100 to 500 ohm.m) which enlarges downwards. At this particular location is built the shaft to access the Port-Miou artificial gallery entrance. The uppermost pinched conductive zone on the ERT line could correspond to this artificial well with abundant red clays and metal materiel. The wider and deeper part of the conductive zone, which is at least 100 m wide, cannot just be related to

this artificial gallery. We interpret it as a highly fractured and karstified saturated zone as it is supposed to be situated near the main karstic conduit. An upper conductive zone to the North mainly close to the surface is related to a freshwater seep area in La Fontasse shales, which are a mixture of Albian, Cenomanian and Turonian filling of a karstic collapse (DAOUDDI, 2009).

Solvay quarry 2D line extends over 600 m in length and images the rock until 100 m in depth (Fig. 3B). Electrode spacing was 5 m. Results show a flat contrast at the sea level that could be related to the salt-water wedge, and very low resistivity under the sea-level. Piezometric level given by the flat contrast on the profile shows in fact a 20 m variation in height from NE to SW. The below sea level zone is partitioned and gives evidence of two deep conductive features. These compartments are different: the northern one is wider and more conductive than the other one, and a fractures study in the quarry shows that they are limited by N-S faults (JAYET, 2009; LAMARCHE, 2010; POMAR, 2010). We interpret them as underground streams within karstic channels or fractures that are consistent with secondary springs observed on the field (Fig. 1 and 5). The upper zone corresponds to the non-saturated zone and shows that karstic voids and open fractures observed on the quarry walls are air saturated.

3D ERT was carried on the Northern part of the quarry. The resulting resistivity cube extends over 30m x 30m x 15m, (Fig. 4) and electrode spacing was 1 m.

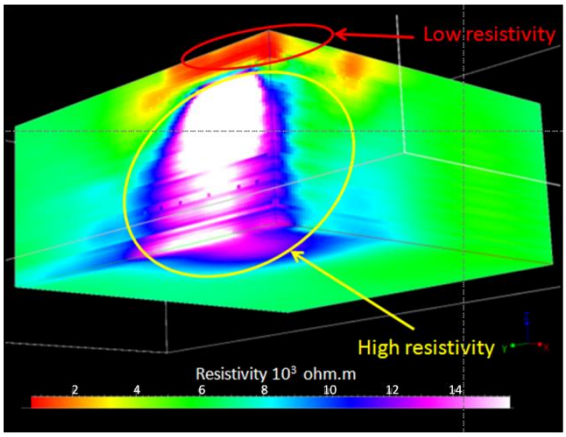


Figure 4- 38 : Figure 4: 3D ERI cube in the Solvay quarry. Dimensions of the ERT cube are 30 x 30 x 15 m (xyz).

Very high resistivity values are measured, from 10^3 to 10^4 ohm.m, corresponding to the top of the non-saturated zone on the quarry 2D profile. Despite these overall high resistivity values, in the range of carbonates resistivity, we are still able to image significant contrasts of resistivity. A small zone of lower resistivity is imaged on top of the southwestern corner of the cube. Under this zone, a mushroom-like anomaly of very high resistivity is present. GPR interpretation (POMAR, 2010) shows a concentration of large fractures and karstic features at this location. According to the spatial correlation between the GPR and the ERT results, we can interpret this mushroom-like anomaly as decametric air saturated karstic void. Such karstic voids occur in the quarry, for example, one in the lower wall was used as a natural conduit for transporting balast to the lower level at the time of the quarry exploitation. In addition, one important result is the spatial connection between major fractures in the quarry (POMAR, 2010), resistivity anomalies on profile 2, and minor submarine springs along the coastline (Fig. 5). Spring water is sourced from the main karstic conduit situated upstream and is deviated by an open fractures and karst network before the main outlet.

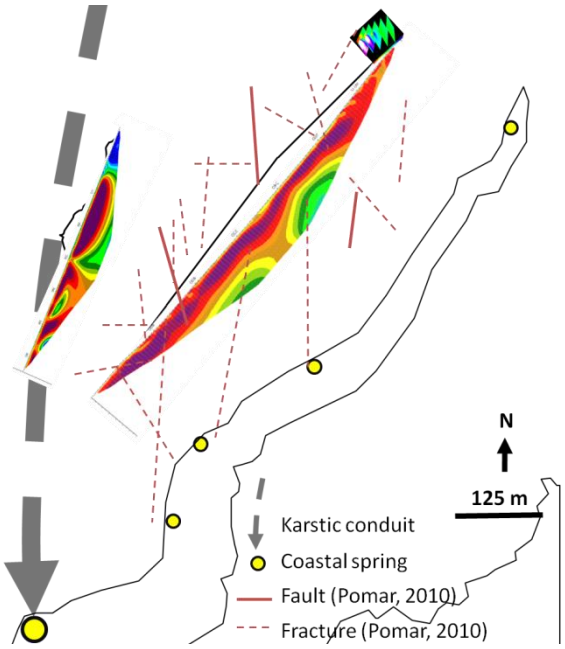


Figure 4- 39 : Figure 5: Location of ERT profiles, karstic conduit, fractures in the quarry and coastal springs. A connection exists between major fractures, electrical resistivity anomalies and secondary springs along the coast of Port-Miou.

5. Conclusion

The integration of geophysics and outcrop geology is necessary to characterize the underground heterogeneities in such complex karstic system. This ERT survey images the large scale, and spatially correlated, resistivity contrasts and heterogeneities which can be interpreted in terms of fluid and reservoir. The 2D lines evidenced a piezometric level, close to the sea level, within fractured carbonates thanks to the high conductivity of the brackish water compared to air and limestone. Individual karst and fracture corridors, filled with air, clay or water, have been detected and compared to analogue objects on the outcrop. The 2D lines have probably revealed, as high conductive anomalies, the presence of facture corridors linking the Port Miou conduit and the secondary coastal springs. Even applied in relatively resistive formation, the 3D ERT allows the detection of mushroom-like resistive anomaly interpreted as air-filled cave above the water table.

These ERT surveys demonstrate that it could be possible to map from the surface the underground karst network. Further work will integrate nearby offshore high resolution seismic and possible calibration wells.

Acknowledgements

This work is part of KarstEau project, funded by the "Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse", the "Conseil Général du Var", the "Conseil Général des Bouches-du-Rhône", and the "Région Provence-Alpes-Côte d'Azur". Authors are grateful to Jan Borgomano, Clément Ciocca, Loïc Pantaine, Thomas Maggiore and Daddy for the collaboration in the ERT surveys. Thanks to the Cassis town hall for facilitating the activities in the study area.

References

CORNET G., DUROZOY G., GOUVERNET CL., MUNCK F. (1964). La source sous-marine de Port-Miou (Calanques de Cassis) Etude par prospection géophysique. Livret-guide hydrogéologique, 8-9 et 10 juin 1964. BRGM.

DAOUDDI B. (2009) Formations "post-urgoniennes" dans deux depressions du Massif des Calanques (de Marseille à Cassis). Mémoire de Master 1, Aix-Marseille Université.

DARNAULT C.J.G., GODINEZ I.G. Coastal Aquifers and Saltwater Intrusion C.J.G. Darnault (ed.), Overexploitation and Contamination of Shared Groundwater Resources.Springer Science+Business Media B.V. 2008

ESO R., OLDENBURG, D., MAXWELL, M. Application of 3D electrical resistivity imaging in an underground potash mine SEG Expanded Abstracts 25, 629 (2006).

FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2003). Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian-Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France): origins and depositional processes. In: *Advances in natural and technological hazards research, submarine mass movements and their consequences*. J. Locat & J. Mienert (eds.), *Kluwer Academic Publishers Bookseries*, **vol. 19**, p.417-424.

FORD DC. & WILLIAMS PW: Karst geomorphology and hydrology. Chapman and Hall, New York, 601 p. (2007).

JAYET O., (2009) Les faciès de fracturation dans les roches carbonatées : typologie, contrôles sédimentologiques et propriétés pétrophysiques (Crétacé inf. Bassin Sud Provençal). Mémoire de Master 2, Aix-Marseille Université.

LAMARCHE, J., O. JAYET, A. LAVENU, B. GAUTHIER, Y. GUGLIELMI, F. DEMORY, J. P. MASSE, AND L. MARIE, 2010, Mechanostratigraphy and fracture facies in lower Cretaceous carbonates of Provence (SE-France): EGU Meeting

MARTEL E.A. (1907) Sur un projet d'utilisation de la source sous-marine de Port-Miou (B. du R), *Annales de l'hydraulique agricole*. Fasc.36 bis.

MASSE, J. P., M. FENERCI, I. PERNARCIC, 2003, Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates late barremian, urgonian, sequences of provence (SE France): Palaeogeography. Palaeoclimatoly. Palaeoecology 200: 65-81.

PHILIP, J. (1972). Paléoécologie des formations à rudistes du Crétacé supérieur - L'exemple du Sud-Est de la France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **vol. 12** (3), p.205-222.

POMAR K. Visualization and quantification of fractures and karst in Cretaceous carbonates, Cassis, France. Master of Sciences, University of Miami. 105 p. (2010)

POTIE L. & RICOUR J. (1974) Etudes et captage de résurgences d'eau douce sous-marines. Ressources en eau pp.5-26.

TASSY A., ARFIB B., GILLI E. (2010) Access to coastal karst resources through a salinity study during an exceptional high-water event: the case of Port-Miou (SE France), Advances in Research in Karst Media, pp 49-55. IVe Symposium on karst, Malaga.

REVIL, A., HERMITTE D., SPANGENBERG E., AND COCHEME´ J. J. (2002), Electrical properties of zeolitized volcaniclastic materials, J Geophys Res 107(B8), 2168. doi:10.1029/2001JB000599

.

4.2.3.3 Modélisation 3D de l'aquifère fracturé-karstique de Port-Miou

L'imagerie électrique réalisée dans le secteur de Port-Miou, a souligné l'importance de drains connectés entre la galerie karstique et la mer, le long de réseaux de fractures cartographiées dans la carrière Solvay. Il en résulte que l'invasion d'eau de mer dans le conduit se produit par l'intermédiaire de cette matrice largement fracturée et karstifiée (Fig. 4-28, 4-29, 4-35), d'autant plus que la calanque de Port-Miou constitue une profonde avancée d'eau de mer dans les terres qui longe la galerie karstique noyée, à environ 200 m de distance.
Un modèle géologique 3D de l'aquifère de Port-Miou a été réalisé avec l'idée de mettre en cohérence géométrique toutes les données à disposition, coupes de tomographie électrique, réseau karstique, fractures, topographie, niveau piézométrique, photo aérienne. Ajouté à une étude de la fracturation dans une zone plus vaste (quelques km) en amont de la source, un modèle tel que celui-ci qui témoigne de l'hétérogénéité de l'aquifère de Port-Miou pourra servir dans un deuxième temps à simuler des écoulements entre les différentes masses d'eau (eau douce, eau saumâtre, eau salée). Les figures 4-40 et 4-41 suivantes décrivent les étapes de construction du modèle, à partir de la carte topographique au 1/15000°, du réseau de fractures et du drain karstique ; la figure 4-42 présente différentes vues du modèle mettant en évidence la connexion entre la galerie karstique et les grands réseaux de fractures visibles dans la carrière Solvay, à l'origine des sources d'eau saumâtre présentes le long du littoral de la calanque (Fig. 4-35).

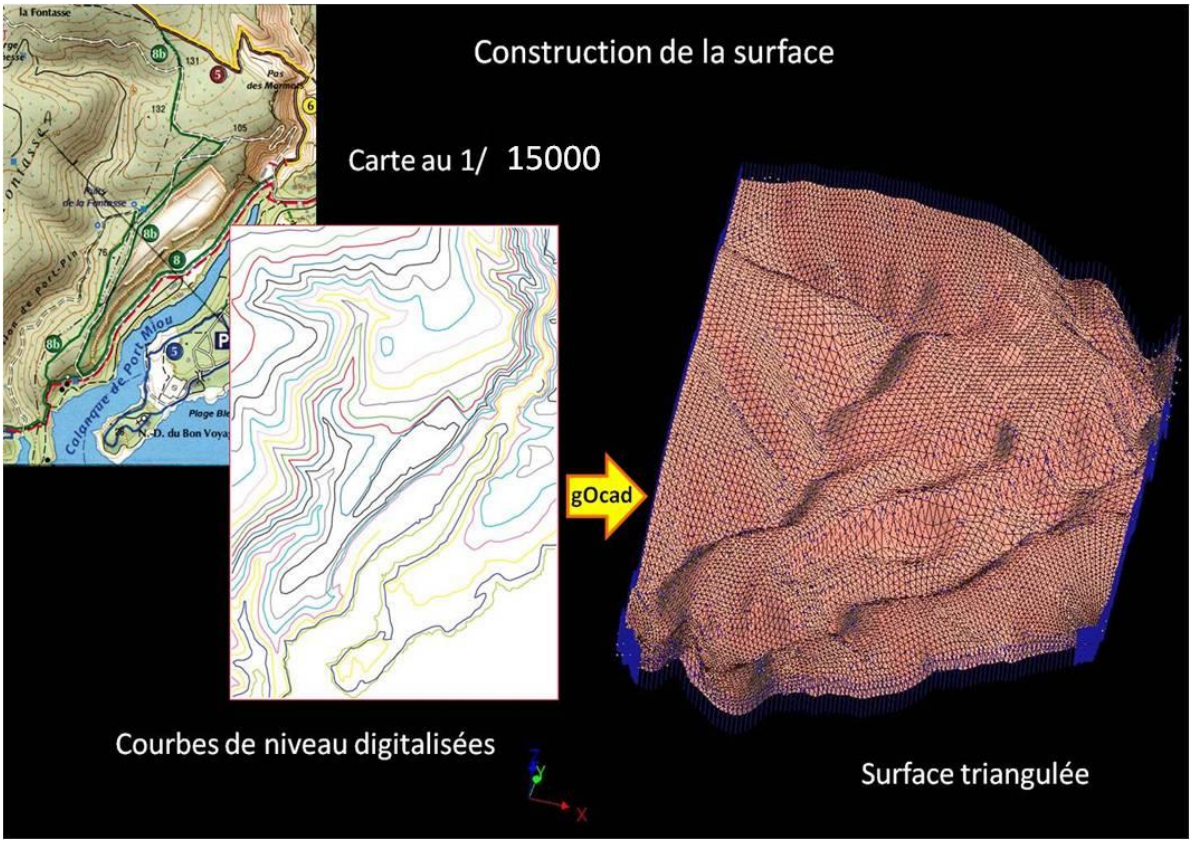


Figure 4- 40 : Construction de la surface topographique triangulée dans le géomodeleur gOcad par la méthode DSI à partir des courbes de niveau digitalisées sur la carte topographique des Calanques au 1/15000° (IGN).

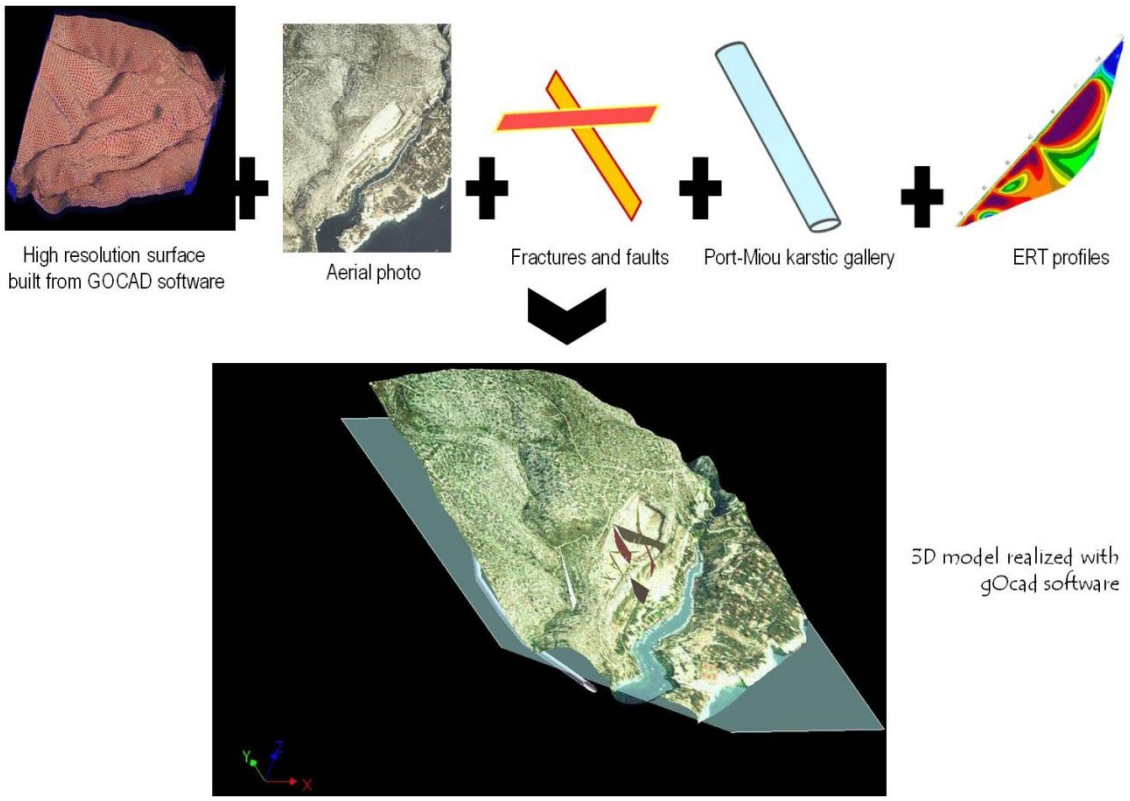


Figure 4- 41 : Construction du modèle 3D de l'aquifère fracturé-karstique de Port-Miou : drapage de la photo aérienne sur la surface et ajout des principales fractures et failles (d'après Pomar 2010), du conduit karstique, et des profils d'imagerie électrique.

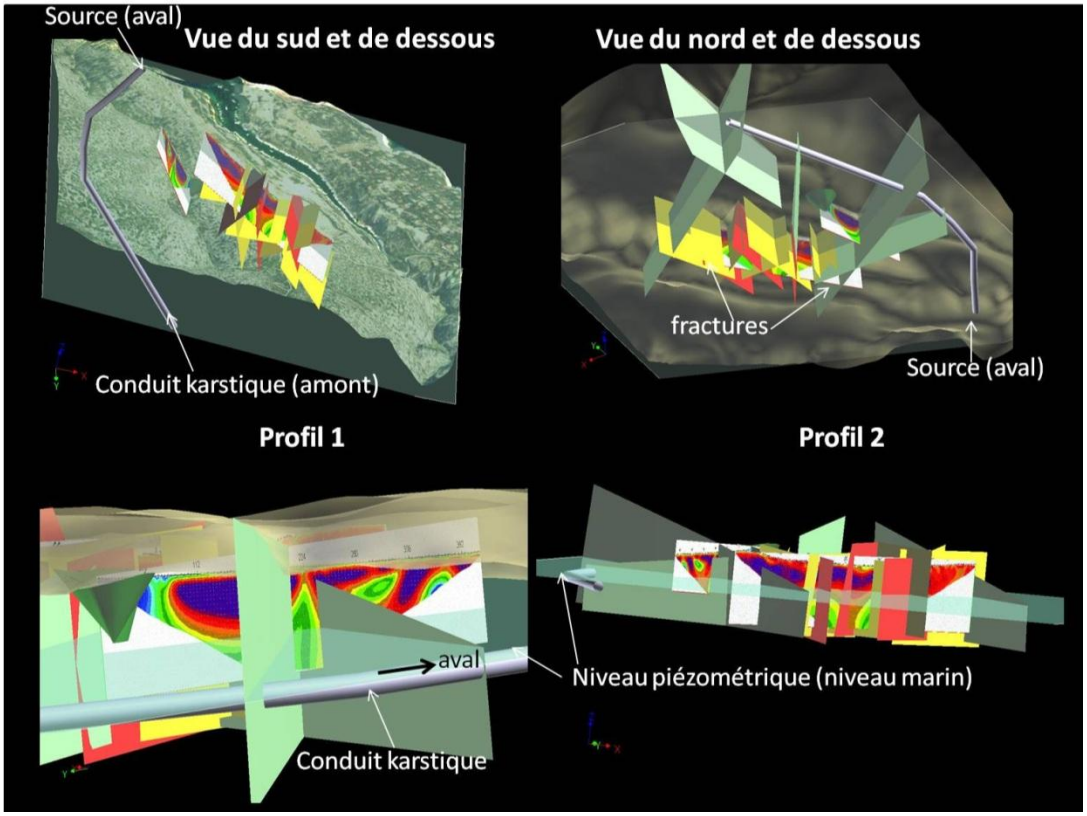


Figure 4- 42 : Modèle 3D de l'aquifère de Port-Miou. Différentes vues et perspectives du drain karstique connecté aux systèmes de fractures ouvertes visibles dans la carrière Solvay. Ces fractures constituent des drains secondaires entre le conduit de Port-Miou et la côte à l'origine des petites sources côtières qui sortent le long du port de Port-Miou.

4.2.4 Conclusion

Les différents résultats apportés par ce travail mettent en évidence le rôle de la fracturation et des drains karstiques annexes au sein de la matrice de l'aquifère côtier dans l'intrusion d'eau de mer.
L'étude de la crue exceptionnelle de décembre 2008 (Tassy *et al* ; 2010) montre que l'eau de la source reste toujours influencée par une salinité résiduelle (2 g/l) qui n'est jamais complètement lessivée. Cette observation montre que la contamination saline ne se fait pas exclusivement par un drain karstique hypothétique profond (cf. section 4-1): la charge importante d'eau douce en amont lors de la crue devrait refouler l'eau de mer présente dans ce conduit profond et la source devrait être douce. Le modèle proposé (fig. 4-27) met en évidence une perméabilité de l'aquifère liée aux fractures qui caractérisent l'Urgonien de Cassis, et qui permettent une large pénétration d'eau de mer dans les terres. Le drain karstique rempli d'une eau de source (douce en amont et saumâtre dans la partie explorée) draine une matrice calcaire fracturée et saturée en eau de mer sous le niveau piézométrique (à 0 m). Des échanges hydriques entre la matrice et le conduit sont à l'origine de la salinité observée à la source.
L'étude de la salinité des eaux de surfaces près des côtes (Fournillon *et al., in prép.*) met en évidence une quasi absence d'aquifère côtier dans le secteur des calanques à l'ouest de Cassis. Il y a très peu de sorties d'eau de source sur ce littoral, ce qui implique une invasion du biseau salé loin dans les terres.
L'imagerie de résistivité électrique vient confirmer ces observations. Le biseau salé est observé nettement à la côte 0 m dans la carrière Solvay et le vallon de Port-Pin par un fort contraste de résistivité entre des roches très résistives au-dessus et des roches saturées en eau de mer au-dessous (l'imagerie s'étant faite en période d'étiage, il n'y a pas de nappe d'eau douce dans le secteur). Des drains à forte perméabilité (karsts ou fractures) ont été imagés et corrélés à des couloirs de fractures visibles en surface. Ces drains servent d'intermédiaire entre la galerie karstique principale et des sources annexes localisées dans la calanque de Port-Miou, une centaine de mètres au NE de la source principale. Ces sources annexes présentent les mêmes caractéristiques physico-chimiques (conductivité, température) que la source de Port-Miou, attestant qu'il s'agit de la même eau.
La question de l'existence d'un conduit profond n'est cependant pas réglée. Il est possible que des conduits hérités du cycle messino-pliocène existent en profondeur. Sur le plan géomorphologique et géodynamique, il est important de savoir si un karst profond fonctionnait au Messinien, connecté au canyon de Cassidaigne.

Plusieurs questions peuvent être soulevées :

- Le canyon de Cassidaigne est-il une reculée karstique ?
- La structure géologique du plateau continental est-elle propice au développement d'un réseau karstique connectant Port-Miou au canyon de Cassidaigne?
- le gradient topographique et l'écoulement hydrographique messiniens étaient-il identiques à l'actuel ?

Les chapitres 5 à 7 vont proposer des réponses à ces questions.

Chapitre 5 - Architecture Tectono-Stratigraphique et Géomorphologie Messinienne de la Marge Provençale

Avant-Propos :

Cette partie concerne l'étude sismostratigraphique de la marge provençale, réalisée à partir de données sismiques marines 2D et de carottages/dragages du fond marin. Une attention particulière a été portée sur l'établissement du cadre structural et stratigraphique du plateau continental ainsi que sur la géomorphologie de la surface d'érosion Messinienne. Cette étude a pour objectifs principaux:

(1) la cartographie marine des formations sédimentaires et des principales structures tectoniques du plateau continental provençal. Ce travail aboutira à la réalisation d'une carte géologique détaillée et de coupes géologiques terre-mer qui seront en partie intégrée dans la 3ème édition de la carte géologique de Marseille-Aubagne au 1/50000 du BRGM (en cours de réalisation).

(2) la mise en évidence, la cartographie et l'interprétation eustatique et/ou tectonique de surfaces géomorphologiques remarquables (surfaces d'abrasion marine et canyons)

(3) la compréhension de la mise en place des grands canyons en mer et leur relation géométrique et hydrologique avec les structures géomorphologiques à terre (réseaux karstiques, gorges, cours d'eau)

Ce chapitre est rédigé partiellement sous la forme d'un article (section 5.2), à soumettre dans une revue internationale (*Marine Geology ou AAPG Bulletin)*, qui fait suite à une description (section 5.1) de la méthode de travail et la base de données. La section 5.3 représente un complément à l'article en présentant de manière plus détaillée les principaux microfaciès rencontrés dans les carottages du fond marin, et en illustrant de manière plus exhaustive l'architecture tectono-stratigraphique du plateau continental par une série de profils sismiques interprétés. La section 5.4 est consacrée à la description tectono-sédimentaire de la Marge Provençale à travers la présentation et l'interprétation de coupes géologiques terre-mer.

5.1 Méthodologie et base de données

5.1.1. Données de carottes

Les données d'échantillons du fond marin sont de deux types : les carottes, échantillonnées lors de la mission CASSEIS (2009) avec le carottier à roche CNEXO-VILLE (BRGM ; Fig. 5-1), et les dragages échantillonnés dans les années 1960-1970 par le laboratoire de Géologie Marine de Luminy, et décrits par Froget (1967, 1972, 1974). Les carottes ont été étudiées macroscopiquement et en lames minces au microscope optique. Tous les points de carottages et de dragages sont géoréférencés. Ils ont été ajoutés au plan de position des lignes sismiques. Ils constituent les seuls points de calibration géologique et stratigraphique, étant donné l'absence de forage *offshore* sur le plateau continental provençal.



Figure 5- 1 : Carottier à roche de type CNEXO-VILLE utilisé lors de la campagne CASSEIS (2009) et photos de quelques échantillons carottés sur le fond marin.

5.1.2. Données de sismique

Les données de sismique utilisées dans cette thèse ont été acquises dans le cadre du chantier Méditerranée GdR « Marges » de l'INSU au cours de quatre campagnes marines sur le R/V TETHYS II : MAST5913 (2007-2009), MARSOLIG (2008), CASSEIS (2009) et CASSEIS II (2011). Dans le cadre de ces programmes des données provenant d'anciennes campagnes de sismique académiques et industrielles ont pu être utilisées: GL80 (TOTAL), RM84 (TOTAL), MARION (IFREMER), Me-Sea (IFREMER) et Carry (EOSYS). Ces données ont par ailleurs déjà fait l'objet de travaux (Gorini, 1993, Guennoc *et al.,* 2000, Bache, 2008, Oudet, 2008). Nous avons également eu accès à une partie des profils sismiques originaux, en format papier, de Leenhardt (1969) et de Degiovanni (non publié). Ces données sont synthétisées dans le tableau suivant (Table 5-1).

Campagne	Participants	Type
CASSEIS II (Université de Provence, 2011, chef de mission : F. Fournier)	Université de Provence (F. Fournier , A. Tassy, P. Léonide, R. Toullec) et BRGM (I. Thinon et F. Paquet).	Très Haute Résolution (THR). Sparker 50J monotrace (matériel SIG). Technicien d'acquisition (BRGM)
CASSEIS (Université de Provence, 2009 chef de mission : F. Fournier)	Univ. de Provence (F. Fournier, J. Borgomano, A. Tassy, A. Fournillon); BRGM (I. Thinon) ; CNRS Univ. de Bretagne Occidentale (M. Rabineau), Univ. de Montpellier (J.J. Cornée)	Haute Résolution (HR, canon mini-GI, flûte 12 traces) + THR (sparker 50J monotrace). Sismique canon multitrace mise à disposition par GEOAZUR (technicien d'acquisition: INSU Toulon et BRGM).
MAST5913 (Université de Provence, 2007-2009)	Univ. de Provence (F. Fournier, C. Guyonnet-Bennaize)	Multitraces, Haute Résolution (Mini-GI)
MARSOLIG (Université de Provence, 2008, chef de mission: P. Munch remplacé par P. Guennoc)	Univ. de Provence (F. Fournier, J. Oudet ; BRGM (P. Guennoc et I. Thinon); Univ. de Montpellier (J.-J. Cornée); Univ. Paris VI (C. Gorini); GEOAZUR (F. Sage, MO. Beslier); J. Bégot (technicien sismique UBO)	THR sparker 1000J, 6 traces (matériel de UBO); THR Sparker 50J monotrace (SIG).
CARRY (Eosys, 2006)		Multitraces, THR (Sparker)
MARION (Ifremer)		Multitraces, HR
Me-Sea (Ifremer, 1991)		Monotrace, HR
RM (Total, 1984)		Multitraces, HR
GL (Total, 1980)		Multitraces, HR
ZONE DE PLANIER (Leenhardt, Musée océanographique de Monaco, 1966)		Monotrace, THR (Sparker 3000 J)
Degiovanni (Laboratoire de géologie marine de Luminy)		Monotrace, THR (Sparker)

Tableau 5- 1 : Synthèse des données sismiques utilisées. Seule l'unité d'appartenance du chef de mission est mentionnée pour les campagnes Marsolig, Mast59-13 et Casseis, l'équipage scientifique à bord rassemblant plusieurs institutions.

L'interprétation des données numériques a été réalisée dans le logiciel KingdomSuite 8.3. Les données sont géoréférencées dans le système de coordonnées UTM 31N. Ce logiciel facilite le travail d'interprétation en permettant le pointage des horizons sur les profils, mais aussi les vérifications au croisement des profils. Il permet d'en extraire des cartes interpolées en temps, et de les convertir en profondeur (Fig. 5-2).

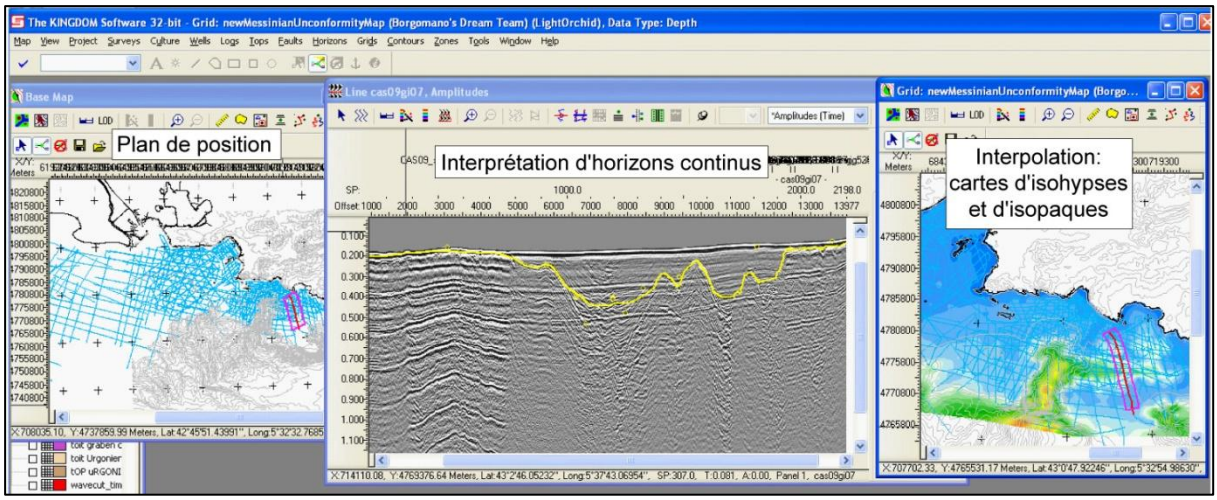


Figure 5- 2 : Capture d'écran du logiciel Kingdom Suite pour l'interprétation des données numérisées.

Ces cartes de profondeur sont ensuite exportées en nuages de points sous forme de fichier ASCII XYZ (en temps et en profondeur) dans le géomodeleur gOcad afin de construire des surfaces et de les visualiser en 3D. L'interprétation de Julien Oudet sur les profils Me-Sea (Oudet, 2008) a été intégrée au modèle gOcad pendant cette étape. Les profils au format papier ont été utilisés pour l'interprétation géologique et la cartographie, mais pas intégrés au modèle numérique.
L'interprétation sismique est fondée sur les principes suivants:

- la stratigraphie sismique (Mitchum et Vail, 1977) qui définit des unités stratigraphiques composées d'une succession de strates génétiquement liées et relativement concordantes appelées séquences de dépôt. Ces séquences de dépôts sont délimitées à leur base et à leur sommet par des limites de séquences discordantes ou concordantes (Fig. 5-3).

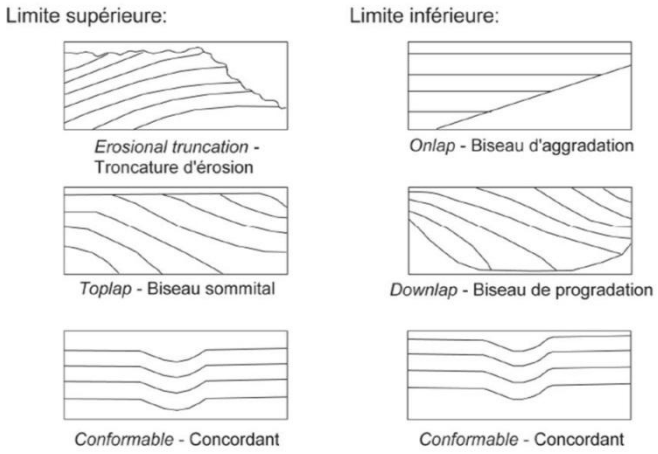


Figure 5- 3 : Quelques relations géométriques entre les réflecteurs et les limites de séquences de dépôt (d'après Mitchum et Vail, 1977).

- les corrélations géologiques terre-mer sur la base des analogies structurales, stratigraphiques et faciologiques avec les affleurements voisins à terre et les données de carottes (Fig. 5-4).

Les campagnes sismiques ont été divisées en trois zones distinctes : zone « Ouest », zone « Centrale » et zone « Est ». La zone Ouest se situe au large de la baie de Marseille et correspond à de la sismique très haute résolution inédite (campagne MARSOLIG-2008) ainsi que de la sismique pétrolière précédemment interprétée par Oudet (2008) dans la même zone et par Lofi

(2002) et Bache (2008) sur la marge du Golfe du Lion. Les forages en mer étant situés en dehors de la zone d'étude, le calage temporel des profils de MARSOLIG est réalisé à partir des recoupements avec les profils interprétés par Oudet (2008), et des carottes du fond marin disponibles. La zone Centrale se situe au Sud des calanques, limitée à l'Est et l'Ouest par les canyons de Cassidaigne et Planier. La zone Est se situe au Sud de l'unité du Beausset, de Cassidaigne au cap Sicié. Depuis les premières données de sismique offshore de Leenhardt et al (1969), la zone Centrale n'a plus fait l'objet d'étude de subsurface. Il est important de préciser que les données de sismique présentées dans ce chapitre sont inédites (campagnes CASSEIS, CASSEIS II, MARSOLIG, MAST59-13).

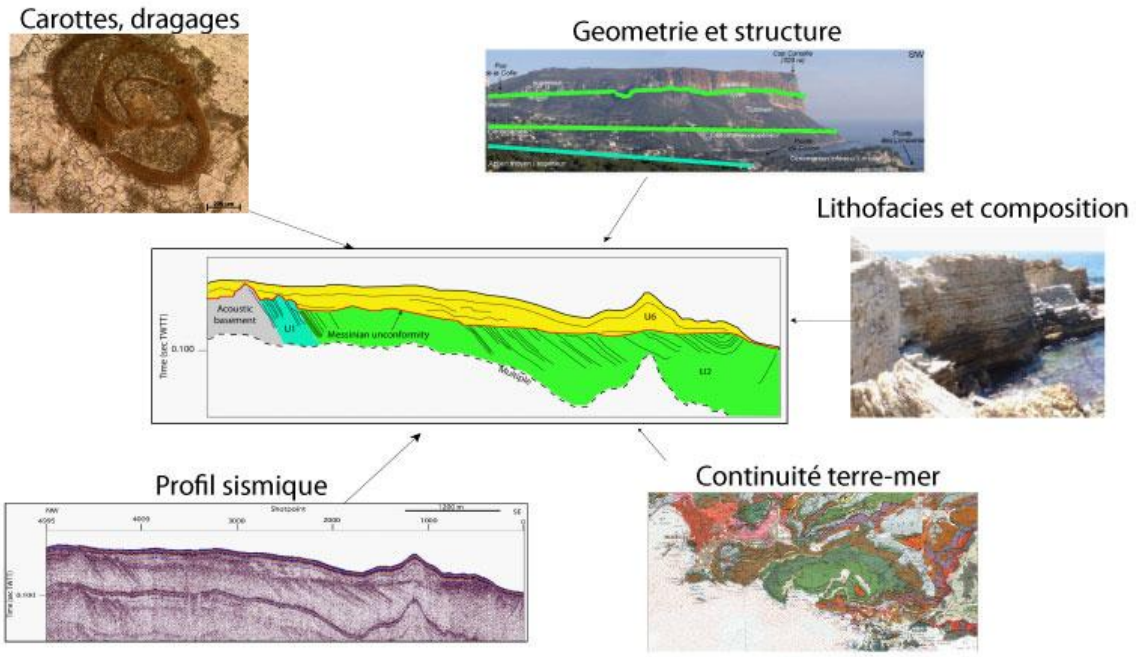


Figure 5- 4 : Méthode d'interprétation des données de sismique. En l'absence de données de puits sur le plateau continental, le lien terre-mer est privilégié pour interpréter les sismo-faciès.

5.2 Post-Messinian seismic geomorphology and stratigraphy of the Provence continental shelf (SE France), *in prep.*

[a]Tassy A., [a]Fournier F., [b]Munch P., [a]Borgomano J., [c]Thinon I., [d]Fabri M-C, [e]Rabineau M., [a]Arfib B., [e]Begot J., [f]Beslier M-O., [b]Cornée J-J., [a]Fournillon A., [g]Gorini C., [c]Guennoc P., [a]Léonide P., [a]Oudet J., [c]Paquet F., [f]Sage F., [a]Toullec R.

[A] CEREGE Aix-Marseille Université
[B] UMR5243-Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2, cc060, 13095 Montpellier Cedex 05
[C] BRGM Orléans
[D] IFREMER
[E] Université de Bretagne Brest
[F] Géosciences Azur, Villefranche sur Mer
[G] Université Pierre et Marie Curie
Key-words: Messinian erosion; Passive Margin; Submarine canyon; Karst; Seismic profiles; Western Mediterranean; Liguro-Provencal Basin;

1) Introduction

Outcrops in Provence have been exhaustively studied, however few studies focused on the marine geology and the possible offshore continuity of onshore structures. It is a complex geological domain situated between the Alpine arc and the continental margin of the Liguro-Provençal back-arc basin which was also influenced by the high amplitude Neogene eustatic changes, especially during the Messinian Salinity Crisis (MSC). The salinity crisis in the Mediterranean basin during the Messinian is considered as one of the most spectacular events in marine environments since the beginning of the Neogene. During the Messinian, the reduced inflow of Atlantic Ocean water through the Betic and Rifian corridors combined to a high evaporation rate induced a dramatic Mediterranean base level drop of at least 1500m (Ryan et al., 1978; Benson *et al.,* 1991; Krijgsman *et al.,* 1999; Jolivet *et al.,* 2008). In spite of the common acceptance of a deep-dessicated Mediterranean basin, various aspects of the Messinian eustatic event are still in debate, such as: 1) the basinward and landward extension of the Messinian Erosional Surface (MES), interpreted as a subaerial erosion (Clauzon 1973 ; Ryan, 1976 ; Ryan et Cita 1978 ; Rizzini et al., 1978; Barber 1981; Clauzon 1982 ; Gorini *et al.,* 1993 ; Guennoc *et al.,* 2000; Lofi, 2002 ; Lofi *et al.,* 2003, 2005 ; Gorini *et al.*, 2005, Lofi and Berné 2008, Lofi et al., 2011, Bache *et al.,* 2009), 2) the re-flooding scenarios at the end of the crisis and the sedimentary architecture of Pliocene canyon infills (Denizot 1952; Chumakov 1973; Clauzon, 1973 et 1982; Barber 1981, Hsü *et al.*, 1973 ; Clauzon et Cravatte 1985 ; Blanc 2002 ; Lofi 2002 ; Loget *et al.,* 2005; Bache et al., 2011), and 3) the structuration of deep karst systems related to the lowering of the water table (Audra *et al.,* 2004, Mocochain *et al,* 2006a,b,c, 2009).

In South of France, most of the studies related to the markers of the MSC and Plio-Quaternary deposits focused on the southwestern and central part of the Gulf of Lion margin (e.g. Lofi et al., 2003; Bache et al., 2009), the deep-provençal margin (Obone-Zue-Obame et al., 2011) and the Ligurian margin (Sage *et al.* 2011). The published maps of the MES on the Gulf of Lion margin (Gennesseaux and Lefebvre 1980; Guennoc *et al.,* 2000) evidence a buried Messinian drainage

network comprising two main valley systems, the Rhône valley system to the northeast, and the Languedoc-Roussillon valley system to the southwest. Between Marseille and Toulon, the MES hasn't been mapped and the impact of the Messinian eustatic event on the coastal hydrologic systems was never investigated in this area. This area is characterized by the evidence of deep canyons incising a narrow shelf break, the Cassidaigne and Planier Canyons which do not extend to the present-day coastline. Onland, the area is characterized by deep phreatic coastal karst and minor coastal rivers draining Marseille and Beausset basins. The Cassidaigne canyon is the largest one and consists of an up to 1500 m deep and 20 km long incision, located 8 km south from the coast. It is oriented NNE-SSW in its upper part and direction move toward NW-SE in its lower part. Its abrupt edges are asymmetric and mainly controlled by the nature of the rocks subcropping on the margin during its formation. To improve our knowledge on this key domain within the context of the characterization of coastal karst system, it is critical to integrate data from onshore geology and offshore seismics. On the basis of the integration of a wide marine seismic database, sea-bottom cores and onland field studies, the present work aims at: 1) Providing a detailed map of the MES on the offshore Provence margin, 2) Assessing the role of the pre-Messinian structural framework on the Messinian canyon development from a new geological map of the offshore Provence Continental margin, 3) Reconstructing the Messinian and Pliocene drainage network, 4) Estimating the role of the Messinian karstification on the present-day marine physiography.

2) Geological setting

The study area is located in South-East of France between the Gulf of Lion margin and the Ligurian margin. It comprises the whole continental shelf offshore Provence and the coastal massifs (Nerthe, Etoile, Calanques, Sicié) and basins (Marseille, Le Beausset) from La Couronne to Sicié Cape (Figure 1). The Offshore Provence continental shelf can be divided into three main structural domains (Fig. 1). The Western Area, south of the Nerthe Massif, represents the seaward extension of the Marseilles Oligocene basin. The Central Area, located between the Planier Island and the Cassidaigne Canyon, is a submarine plateau made of Mesozoic rocks resulting from marine abrasion during Quaternary transgressions and karstified during sea level lowstands (Froget, 1974; Collina-Girard, 1999). The Eastern area, extending from the Cassidaigne Canyon to the Sicié, is the seaward extension of the Bandol and Cap Sicié thrust-belts (Ducrot, 1967; Froget, 1974).

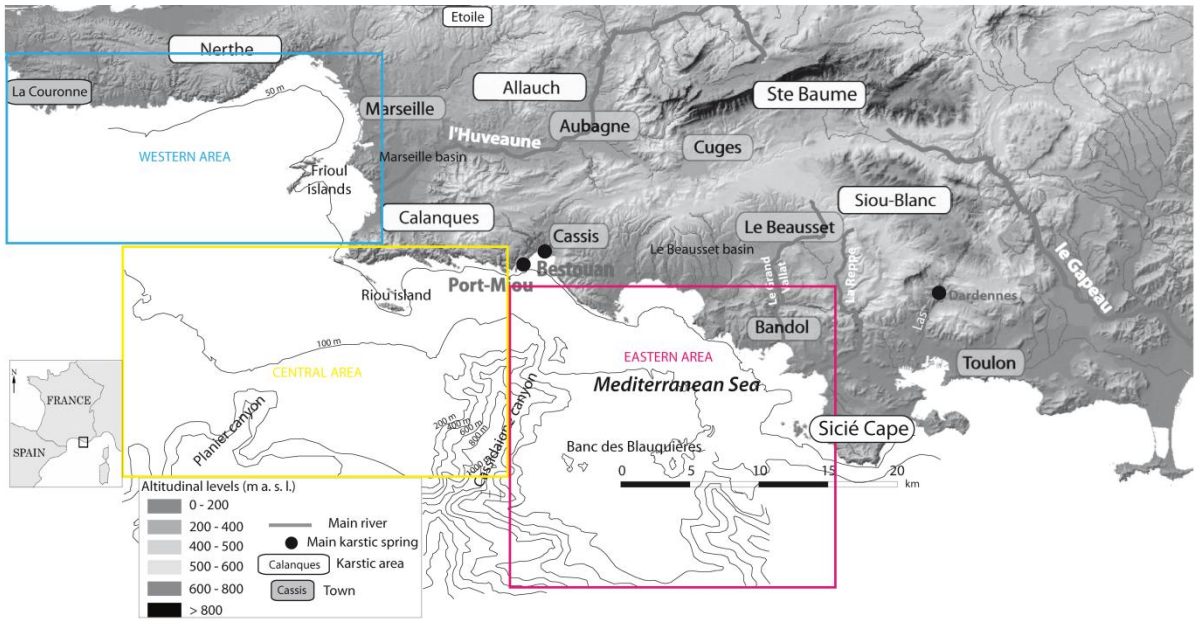


Figure 5- 5 : Figure 1: Topographic map of Southern Provence and bathymetric map of the Provence continental shelf. The main karst area and hydrographic networks are reported. (Source: IGN, SHOM, IFREMER).

The Gulf of Lion and Ligurian margins are parts of the northern margins of the Liguro-Provencal Basin, which is considered as a back-arc basin opened by counter-clockwise rotation of Corsica–Sardinia micro-plate during the Miocene (Carminati *et al.*, 1998a and 1998b; Gueguen *et al.,* 1998; Séranne, 1999; Gorini, 1993; Jolivet *et al.,* 2006; Gattacceca *et al.,* 2007). In contrast to the Gulf of Lion margin, the Ligurian margin was strongly influenced by the alpine tectonics, ante-, syn-, and post-Liguro-Provencal rifting (Bigot-Cormier *et al.,* 2004, Sage *et al.,* 2011). Few structural and sedimentological studies have focused on this transitional zone and published seismic and core data are scarce (Leenhardt *et al.,* 1969; Ducrot, 1967; Froget, 1967, 1972, 1974), in contrast to the Gulf of Lion margin (e.g. Gorini, 1993; Guennoc *et al.,* 1994, 2000, Séranne, 1999; Lofi *et al.,* 2003, 2005; Lofi et Berné 2008; Bache *et al.,* 2009, 2010) and the Ligurian margin (e.g. Rollet, 1999; Sage et al., 2011; and references above). The structure of the Lower Provence margin (Fig. 2), bounded to the North by the Nerthe and Etoile thrusts, and to the East by the Maures Hercynian basement, is considered to be mainly controlled by the i) Pyrenean compressional phase that would have been responsible for E-W north-verging thrusts on the area (Nerthe, Etoile, Ste Baume, Bandol Slices), and ii) the Oligocene to Aquitanian rifting phase (Debrand-Passard and Courbouleix, 1984) while resulting in the formation of horsts and grabens structures (Gorini 1993, Séranne 1999, Guennoc et al. 2000) such as the Marseille basin. On the continental shelf, syn-rift deposits fill the graben and are unconformably covered by two major post-rift sedimentary units (Gorini et al., 1993): the Miocene unit (Gorini, 1993; Lofi, 2002; Bache *et al.,* 2003; Oudet *et al,* 2010a) and the Plio-Quaternary unit (Froget, 1967, 1972, 1974; Rabineau *et al.,* 2005). These units are separated by the MES (Cita and Ryan, 1978; Guennoc *et al.,* 2000; Lofi *et al.,* 2011b). In the Rhône and Durance valleys, the MSC drawdown is recorded by a major erosional surface sealed by marine Pliocene deposits (Clauzon, 1973) while in the onshore Lower Provence it is evidenced by deep karst features (Audra *et al.,* 2004).

Onshore coastal massifs are dominantly made of carbonate rocks displaying karstic features such as karst valleys, poljes, and caves. The surface hydrographic network consists of five coastal rivers: Huveaune River which flows from the Ste Baume Massif to the sea through the Oligocene Marseille basin, Grand Vallat River which flows across the Beausset basin, Las and Gapeau River

draining the Eastern flank of the Beausset basin, and Reppe River to the South-East. These last two rivers are connected to the sea through incised Mesozoic limestones (Fig. 1). Drainage network is also characterized by an active karst system that is developed in the fractured Urgonian limestone and that displays two major outlets, the submarine springs of Port-Miou and Bestouan at the West, and the Dardennes spring at the East (Fig. 1). Offshore, the continental shelf morphology is relatively flat from the coast to the shelf-break which is incised by Cassidaigne and Planier submarine canyons (Fig.1). The Cassidaigne canyon is the largest one and consists of an up to 1500 m deep and 20 km long incision, located 8 km south from the coast. It is oriented NNE-SSW in its upper part and direction move toward NW-SE in its lower part (Fig. 1 and 17). The morphology of the canyon (Fig. 17; ESROV 2010 survey – Ifremer) can be split in three parts: i) The head of the canyon results from the intersection of four main erosive valleys showing singular axis directions; ii) in the intermediate domain the incision is deeper and reaches 1200 m; iii) then the canyon incision reaches 1500 m depth and is pinched against an E-W bathymetric high before opening into the basin 7 km seawards, to the SE.
The study site interest consists in its location from land to sea, in a Mediterranean geodynamic context affected by the MSC, and with complex geological structures that impact on the drainage network location.

3) Data and methods

The dataset used in this study includes marine seismic reflection 2D profiles, rock samples extracted from seabed and coastal outcrop data. Marine seismic data were acquired during 4 surveys using the R/V TETHYS II ship (Figure 2): MAST5913 (2007-2009), MARSOLIG (2008), CASSEIS (2009) and CASSEIS II (2011).
The seismic profiles covers more than 1800 km^2 with a total survey length of 2740 km, a mean profile spacing of 1 km. Seismic profiles consists of 255 high resolution (HR) and very high resolution (VHR) sections with a recording length ranging from 0.2s to 2s Two-Way-Travel-Time (TWTT). High resolution and very high resolution profiles were acquired respectively using three seismic sources, Sercel miniGI air-gun and SIG sparker electrodes 1000J and SIG sparker electrodes 50J. For MARSOLIG survey, 1000J sparker profiles were performed using a multichannel streamer (6), and 50J sparker profiles were performed using a single channel streamer. For CASSEIS survey, a multichannel streamer (12 traces) was used for air-gun seismic acquisition while sparker profiles were performed using a single channel streamer (power supply: 50J).
In addition, older industrial and academic seismic surveys were integrated in this study (Gorini 1993, Berné et al., 1999; Dos Reis 2001; Lofi 2002; Oudet 2008): GL80 (TOTAL), RM84 (TOTAL), MARION (IFREMER), Me-Sea (IFREMER) and Carry (EOSYS). Paper seismic profiles from Leenhardt (1969) were used for geological interpretations but not integrated in the digital dataset.
The present study integrates seabed rock sample descriptions published by Froget (1967, 1972, and 1974) and newly acquired samples collected with the CNEXO-VILLE ROCK CORER (BRGM) during the CASSEIS (2009) cruise (Tab. 1).

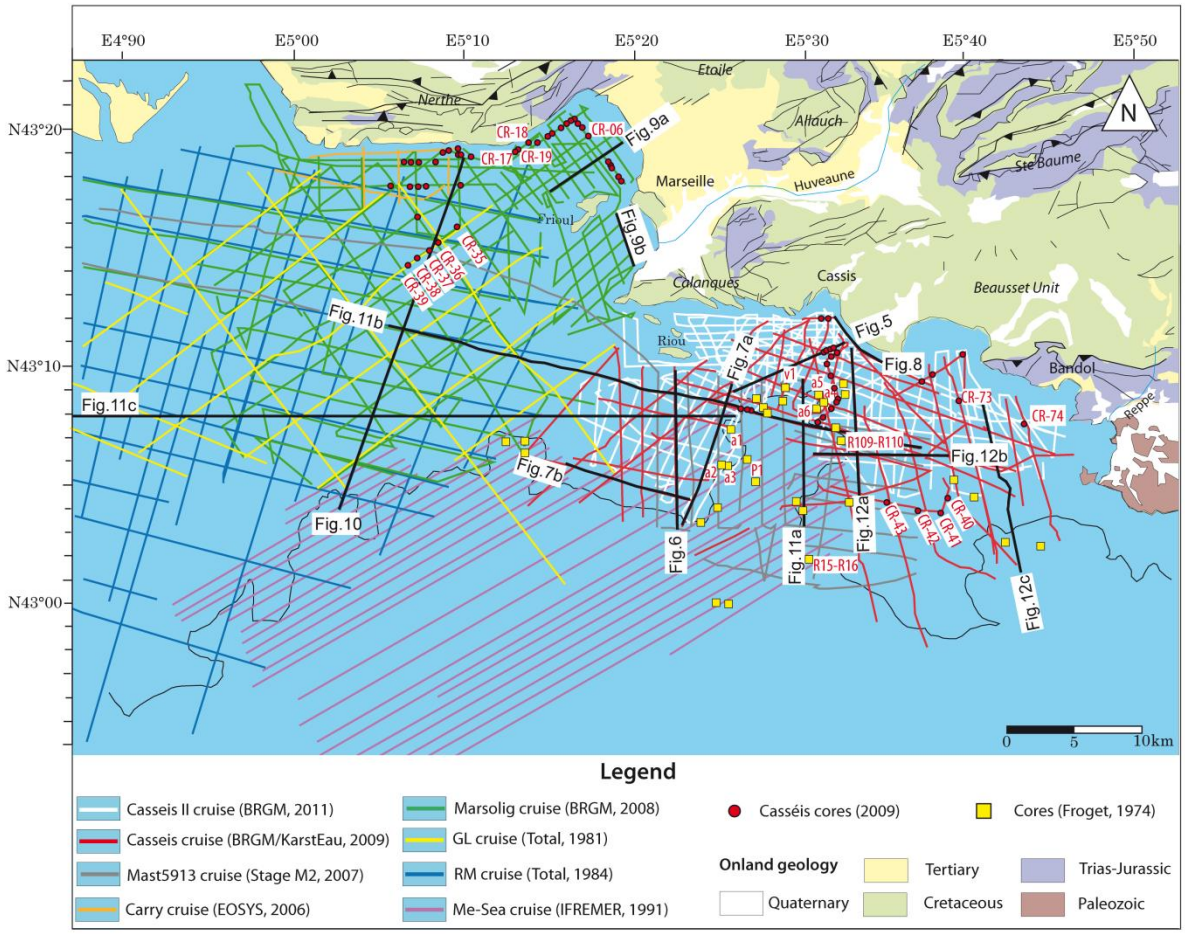


Figure 5- 6 : Figure 2: Location of the seismic profiles and cores and simplified 1:250000 geological map of Southern Provence (modified from Rouire et al., 1979. Heavy lines correspond to the illustrations cited in the text.

The interpretation of the digital seismic lines was realized with the Kingdom Suite^{SMT} software. The seismic interpretation is based on (1) the identification of major seismic horizons over the surveyed area and imaged by a maximum of cross-cutting lines and (2) the definition of seismic units that are bounded by extensively correlatable seismic reflectors or seismic termination envelopes and that are characterized by a given seismic facies. The lack of offshore wells in the studied area did not allow direct lithologic and chronostratigraphic calibration of the seismic strata. The vicinity of coastal outcrops allowed a significant degree of stratigraphical and structural calibration of seismic data in complement to seabed rock sample analysis. The chrono-stratigraphic interpretation of the seismic unconformities and units are based on 1) the interpretation of seismic facies in terms of lithology and small-scale (meter to decameter-scale) heterogeneity distribution, 2) the comparison between the seismic stratigraphic patterns evidenced from profiles offshore and the regional stratigraphic architecture onshore and 3) the dating of seabed rock samples located on seismic profiles. Ages for seabed rock samples were obtained using benthic foraminiferal biostratigraphy or, when relevant microfossils were lacking, by lithologic and faciologic analogies with onshore regional outcrops.

The DTMs (in s TWTT), presented in this paper, were built from the seismic interpretations using the Kingdom Suite software. These gridded data have been converted in depth using the velocity law of Lofi *et al.* (2003) for the Plio-Quaternary cover of the Gulf of Lion area and validated by borehole data:

$$D = - 0.0002 \times T^3 + 0.6238 \times T^2 + 788.95 \times T$$

where D is the calculated depth (m) and T the travel time (msec TWTT) below seabed from the seismic profile. We used a uniform 1500 m/s for the velocity in water.

4) Results

4.1 Petrography and ages of sea-bottom rock samples

A petrographic characterization of sea-bottom rock samples is displayed in Tableau 1 and Fig. 3. The present database integrates the description of newly collected samples and the reappraisal of the rock material sampled by Froget (1972).

The sea-bottom rock sample dataset can be subdivided into three groups: 1) biostratigraphically dated samples, 2) samples that are not directly dated by biostratigraphic means but whose stratigraphic attribution can be unambiguously inferred by analogy with onshore formations displaying similar lithology and/or depositional facies, and 3) samples of uncertain stratigraphic attribution.

In Tableau 1 are reported the key benthonic foraminifer taxa used for the biostratigraphic dating of first group samples. These sample ages range from Lower Cretaceous (Valanginian) to Pleistocene.

The main lithologies/facies that allowed a stratigraphic attribution to be inferred from second group sea-bottom rocks are: 1) metamorphic rocks that are mineralogically and texturally similar to the Paleozoic Six-Fours phyllades, 2) Siliceous limestones with sponge-spicula that are regionally in basinal Upper Aptian to Albian deposits (Blanc et Blanc-Vernet, 1966), 3) Palustrine limestones with charophytes and fresh-water mollusks that are known onshore, in the Oligocene Marseille Basin, within the "Calcaire de l'Estaque" formation of Rupelian age (Nury, 1988), and 4) Coral, foraminiferal, red algal floatstones that are common in the Late Oligocene-Lower Miocene reef-bearing carbonate system from the Nerthe Massif (Oudet *et al.*, 2010).

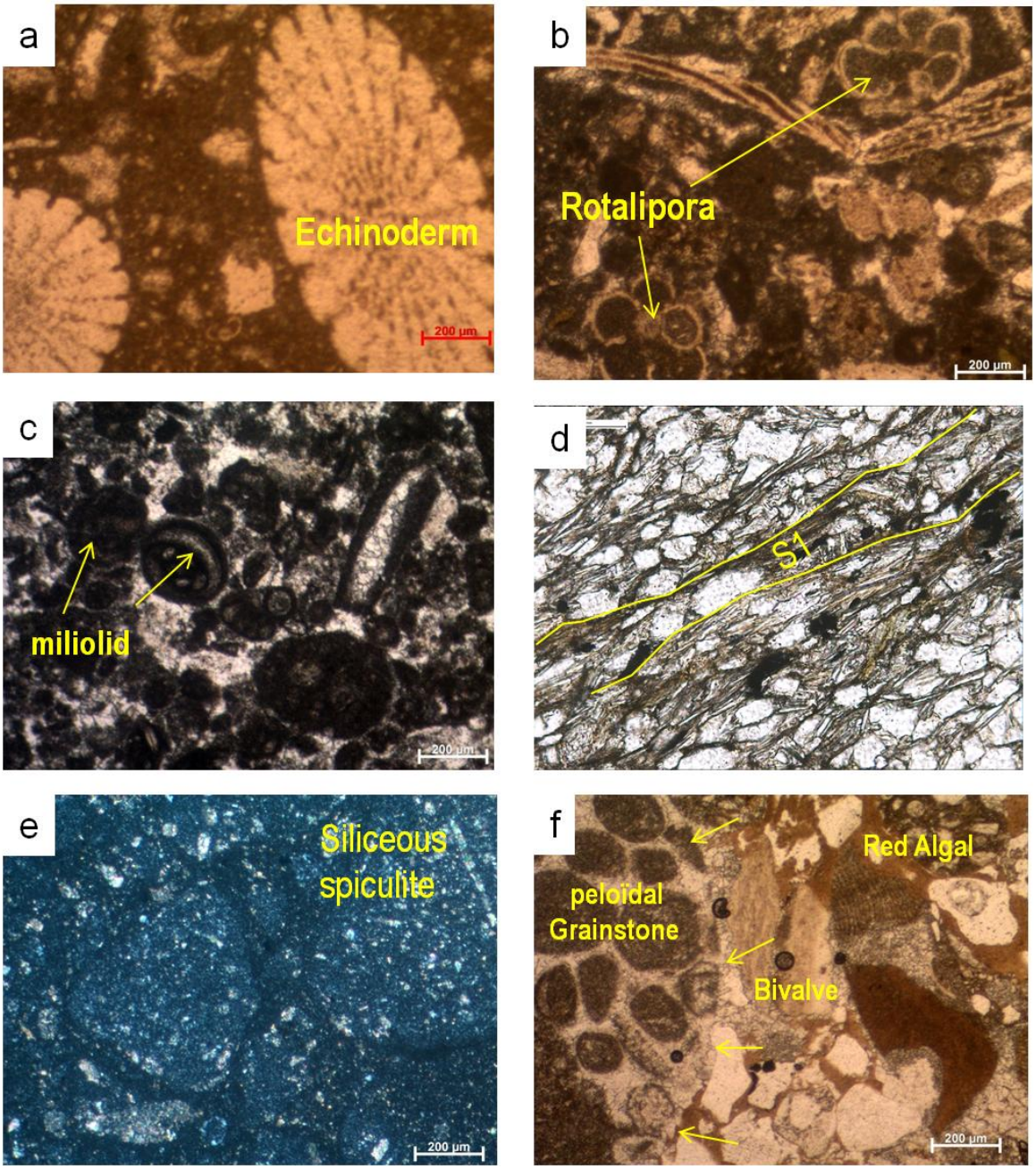


Figure 5- 7 : Figure 3: Core sections of newly collected sea-bottom rock samples. (a): Bioclastic packstone. Age: Oligo-Miocene, sample CAS09-CR17, (b): Foraminiferal grainstone. Age: probable Cenomanian, sample CAS09-CR57, (c): Foraminiferal grainstone. Age: probable Cenomanian, sample CAS09-C65, (d): Phyllad, Age: Paleozoic, sample CAS09-CR60, (e): Siliceous spiculite. Age: probabble Aptian, sample CAS09-CR40, (f): Cimented conglomerate with peloidal grainstone and shells. Age: Pliocene, sample CAS09-CR74.

CORE NAME	X (lat. WGS84)	Y (lon. WGS84)	Z (m)	CORE DESCRIPTION	AGE
CAS09_CR01	43°17,972	5°20,276	39,3	Corraline mud	Pleistocene
CAS09_CR01b	43°17,974	5°20,302	38,9	Mud with Cladocora and rock fragments	Pleistocene
CAS09_CR02	43°18,112	5°20,158	40,4	Fine-grained sandstone	Pleistocene
CAS09_CR03	43°18,426	5°19,865	42,5	Mud, argilaceous medium to coarse-grained sandstone	Pleistocene
CAS09_CR03b	43°18,432	5°19,868	45	Bioclastic mud (Bryozoaires, Molluskals)	Pleistocene
CAS09_CR04	43°18,563	5°19,737	49	Mud with rock fragments (obsidienne?)	Pleistocene

CAS09_CR05	43°18,728	5°19,593	55	Mud, rhodolithe, ferruginized conglomerate	Pleistocene
CAS09_CR06	43°19,904	5°18,474	59,2	Peloidal packstone with fresh-water gastropod molds (lacustrine limestone)	Oligocene (Rupelian)
CAS09_CR06b	43°19,885	5°18,493	59	Mud with shell fragments, lacustrine gastropode limestone, siltite	undetermined
CAS09_CR07	43°20,244	5°18,113	55,2	Medium-to-coarse-grained sandstone with angular quartz grain, calcite sparry cement	undetermined
CAS09_CR08	43°20,412	5°17,921	52,2	mud	Pleistocene
CAS09_CR09	43°20,652	5°17,695	42,7	Argilaceous sand with shell fragments	Pleistocene
CAS09_CR10	43°20,539	5°17,417	51,2	Argilaceous sand with pebbles	Pleistocene
CAS09_CR11	43°20,438	5°17,167	44,2	Argilaceous sand with shell fragments	Pleistocene
CAS09_CR12	43°20,272	5°16,827	47,5	Argilaceous sand	undetermined
CAS09_CR12bis	43°20,268	5°16,82	47,5	coral, silt	Undetermined
CAS09_CR13	43°20,095	5°16,411	52,5	marl	Undetermined
CAS09_CR14	43°19,962	5°16,138	50,5	sands, corraline crust, serpules	Undetermined
CAS09_CR14b	43°19,958	5°16,135	51	Marls and sands, corraline crust, serpules	Undetermined
CAS09_CR15	43°19,926	5°16,061	51,5	Marls and sands	Undetermined
CAS09_CR16	43°19,594	5°15,343	62	Marls	Undetermined
CAS09_CR17	43°19,147	5°14,293	68	Packstone with Foraminifers (miliolids), Scleractinian, Mollusks and Echinoderms	Lower Miocene ?
CAS09_CR18	43°19,555	5°14,654	54,5	Carbonate mudstone with ostracods, gastropods, coated grains, circumgranular cracks (palustrine limestone)	Oligocene (Rupelian)
CAS09_CR18b	43°19,558	5°14,671	53		Undetermined
CAS09_CR19	43°19,33	5°14,315	60,7	Carbonate breccia with micritic elements (pedogenic breccia?)	Oligocene (Rupelian)
CAS09_CR20	43°19,263	5°10,021	34,5		Undetermined
CAS09_CR21	43°19,383	5°10,535	20,5	Conglomerate with rounded pebbles and sparry cements	Undetermined
CAS09_CR22	43°19,111	5°10,989	40,7	Mud with rock fragments	Pleistocene
CAS09_CR22b	43°19,109	5°11,989	40,2	Mud with shell fragments	Pleistocene
CAS09_CR23	43°19,091	5°10,676	38	Mud with shell fragments	Pleistocene
CAS09_CR24	43°19,079	5°9,938	25	Mud, red algal, Bryozoaires, Molluskal, serpules, cement	Undetermined
CAS09_CR24b	43°19,078	5°9,951	31,7	red algal and oyster limestone	Undetermined
CAS09_CR25	43°19,081	5°9,819	24,2	Recrystallized (calcitized) coral	Undetermined
CAS09_CR26	43°18,692	5°9,492	29	Argilaceous carbonate sands	Undetermined
CAS09_CR26b	43°18,701	5°9,489	26,5	red algual and shell fragments showing ferrugenization	undetermined
CAS09_CR27	43°18,684	5°8,363	27	red algual and shell fragments	Pleistocene
CAS09_CR27b	43°18,701	5°7,956	33,5	red algual	Pleistocene
CAS09_CR28	43°18,704	5°7,477	40,7	Bioclastic mud	Pleistocene
CAS09_CR29	43°17,98	5°8,386	54,2	Fine-to-medium-grained sandstone with angular quartz grain, calcite sparry cement	Undetermined
CAS09_CR29b	43°17,975	5°8,392	54,7	Medium-grained sandstone, limestone pebbles with perforations	Undetermined
CAS09_CR30	43°17,968	5°8,848	57,5	Bioclastic muds, algual fragments	Pleistocene
CAS09_CR30b	43°17,971	5°8,815	53,7	Bioclastic muds, Spondylle fragments	Undetermined
CAS09_CR31	43°17,982	5°7,818	53	Medium-grained sandstone with angular quartz grain, calcite sparry cement, miliolids	undetermined
CAS09_CR32	43°17,996	5°6,658	62,7	algual mud	Pleistocene

CAS09_CR33	43°16,716	5°8,488	68,2	Medium-grained sandstone with angular quartz grain, calcite sparry cement, miliolids	Undetermined
CAS09_CR33b	43°16,716	5°8,488	68,2	red algual sands and fine limestone	Undetermined
CAS09_CR34	43°17,888	5°11,029	54,5	algual sand	Pleistocene
CAS09_CR35	43°15,978	5°10,263	71,7	Quartzous calcarenite	Undetermined
CAS09_CR36	43°15,552	5°9,496	73,5	Quartzous calcarenite with benthic forams	Undetermined
CAS09_CR37	43°15,187	5°8,835	83,5	Quartzous calcarenite with benthic forams, echinoderms (echinoids, holothurians), leached/recrystalized mollusks.	Undetermined
CAS09_CR38	43°14,883	5°8,265	88,2	38a: Fine-grained glauconitic sandstone with sparry cements; 38b: Recrystallized (calcitized) coral	Undetermined
CAS09_CR39	43°14,67	5°7,873	88,2	Fine-grained glauconitic sandstone with sparry cements.	Undetermined
CAS09_CR39b	43°14,668	5°7,869	88	39b: Laminated silty clay with forams; 39e, f, g: strongly compacted sandstone with calcitic sparry cement.	undetermined
CAS09_CR40	43°3,825	5°38,785	97	Phyllad	Paleozoic
CAS09_CR41	43°3,325	5°38,277	93,2	Phyllad	Paleozoic
CAS09_CR42	43°3,503	5°36,973	112	Phyllad	Paleozoic
CAS09_CR43	43°3,883	5°35,213	127	Phyllad	Paleozoic
CAS09_CR44	43°7,9391	5°27,427	320	Mud	Pleistocene
CAS09_CR45	43°7,976	5°27,343	290	Mud	Pleistocene
CAS09_CR46	43°7,986	5°27,216	246	Mud	Pleistocene
CAS09_CR47	43°8,034	5°26,987	148	Mud	Pleistocene
CAS09_CR48	43°7,243	5°31	281	Shell carbonate sand	Undetermined
CAS09_CR49	43°7,344	5°31,369	123,6	no sample	Undetermined
CAS09_CR49bis	43°7,343	5°31,352	123,2	Sparitic limestone with limestone ferruginized pebbles	Undetermined
CAS09_CR50	43°8,067	5°32,433	40	Red algual sands	Pleistocene
CAS09_CR51	43°7,821	5°32,104	83,2	Red algual, molluskal, bryozoaires and polypial carbonate sands	Undetermined
CAS09_CR52	43°8,194	5°32,515	37,2	Red algual, molluskal, bryozoaires and polypial carbonate sands	Undetermined
CAS09_CR53	43°8,307	5°32,698	45,6		Undetermined
CAS09_CR54	43°8,834	5°32,424	70	Bivalve carbonate sands	Undetermined
CAS09_CR55	43°8,83	5°32,372	75	Bivalve carbonate sands	Undetermined
CAS09_CR56	43°9,263	5°32,256	80,4		Undetermined
CAS09_CR57	43°11,823	5°31,752	48	Sand	undetermined
CAS09_CR57bis	43°11,785	5°31,762	51	Echinoderm, Red algal and foraminiferal (Hedbergella, Rotalipora) glauconitic packstone.	Cenomanian
CAS09_CR58	43°11,82	5°32,204	48	Sand and mud	Undetermined
CAS09_CR59	43°10,498	5°32,331	78	Sand	Undetermined
CAS09_CR59bis	43°10,496	5°32,297	81	Sand	Undetermined
CAS09_CR60	43°10,485	5°32,208	80	Siliceous spiculite.	Aptian-Albian
CAS09_CR61	43°10,364	5°31,889	81	Sand with shell fragments	Undetermined
CAS09_CR62	43°10,377	5°31,897	80	Qz calcarenite with sponge spicules.	Undetermined
CAS09_CR63	43°10,351	5°31,837	82	red algal and gastropodes carbonate sands	Undetermined
CAS09_CR64	43°10,321	5°31,664	85	Quartzite	Undetermined
CAS09_CR65	43°10,125	5°32,207	79	Foraminiferal peloidal Packstone Grainstone with orbitolinids and miliolids	Cenomanian?
CAS09_CR65bis	43°10,142	5°32,177	79	Calcimicrobe mudstone/bindstone	Undetermined
CAS09_CR66	43°10,16	5°32,286	76		Undetermined
CAS09_CR67	43°10,214	5°32,403	69,6	argilaceous carbonate sands	Undetermined
CAS09_CR67bis	43°10,251	5°32,365	74		undetermined

CAS09_CR68	43°9,846	5°32,066	85	red algal-molluskal sands and echinidés	Undetermined
CAS09_CR69	43°9,363	5°32,264	80		Undetermined
CAS09_CR70	43°9,004	5°37,32	67	Qz calcarenite with sponge spicula, forams.	Undetermined
CAS09_CR71	43°9,256	5°38,233	68	Fine sands	Undetermined
CAS09_CR72	43°10	5°39,906	43,2	Sand with shell fragments	Undetermined
CAS09_CR73	43°8,109	5°39,428	88	Sand	Undetermined
CAS09_CR74	43°6,829	5°43,297	59	Conglomerate with tighlty cemented glauconitic sandstone matrix and rounded limestone pebbles	undetermined
CAS09_CR74bis	43°6,829	5°43,297	59	Conglomerate with tighlty cemented glauconitic sandstone matrix and rounded limestone pebbles	Pliocene?
C3	43°08,160	05°25,490	90		Würm IV-Holocene
C4	43°04,285	05°21,760	190		Würm III-IV
R48-R84-R88-R139-R180	43°08,150	05°27,600	250-500	argilaceous carbonate sands	Pliocene
R86	43°08,150	05°27,600	150-200	red algal calcarenite and calcirudite	Pliocene
R109-R110	43°06,580	05°32,720	150-201	red algal calcarenite and calcirudite	Pliocene
R15	43°01,180	05°30,900	270	Halimeda limestone	Upper Miocene-Pliocene?
R16	43°01,180	05°30,900	250	Halimeda limestone	Upper Miocene-Pliocene?
R165	43°06,315	05°15,450	275	foraminiferal-molluskal calcarenite	Pleistocene
R171	43°06,840	05°15,450	200	foraminiferal-molluskal calcarenite	Pleistocene
R181	43°06,840	05°13,450		conglomerate	Pleistocene
R17	43°03,03	05°24,360	170	red algal calcarenite	Pleistocene
R18	43°03,03	05°24,360	190	red algal calcarenite	Pleistocene
R20	43°04,255	05°30,220	30-340		Pliocene
R51	43°03,03	05°24,360	180-200	red algal calcarenite	Pleistocene
R47	43°05,920	05°27,270	200	molluskal-algal calcarenite	Pleistocene
a1	43°07,100	05°26,200	150	Marls and glauconitic limestones	Aptian
a2	43°05,400	05°25,800		Marls and glauconitic limestones	Aptian
a3	43°05,300	05°26,100		Marls and glauconitic limestones	Aptian
a4	43°08,150	05°31,400	150	Siliceous limestone with Sponge spicula	Aptian
a5	43°08,300	05°31,000	220	Marls	Aptian
a6	43°08,000	05°31,000	200	Marls	Aptian
v1	43°08,600	05°29,500	180		Valanginian
d1	43°08,74	05°32,78	5	Dolostone	Upper Jurassic?
d2	43°07,08	05°31,150	160	Dolostone	Upper Jurassic?
d3	43°05,150	05°31,000	150-300	Dolostone	Upper Jurassic?
d4	43°04,150	05°25,300	200	Dolostone	Upper Jurassic?
m1	43°04,300	05°39,850	110	Phyllade	Paleozoic
m2	43°02,000	05°42,850	150-200	Phyllade	Paleozoic
m3	43°01,600	05°44,300	150-200	Phyllade	Paleozoic
m4	43°03,600	05°33,150		Phyllade	Paleozoic
m5	43°04,150	05°30,000	150-350	Conglomerate with metamorphic pebbles	Pliocene
p1	43°05,250	05°27,000	200		Permian

Tableau 5- 2 : TABLEAU 1: Description of rocks samples from CASSEIS 2009 cruise (coordinates in WGS84; CNEXO-VILLE rock corer, in blue) and Froget (1974) samples (in green). For each sample, the name, WGS84 position (lat/lon/bathy), and lithology are indicated. Ages are mentioned when dating were possible.

4.2 Definition of the seismo-stratigraphic units

The interpretation of major unconformities and seismic facies allowed seven seismo-stratigraphic units to be defined within the Provence continental shelf (Fig 4).

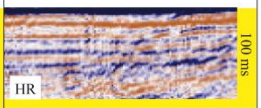
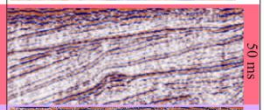
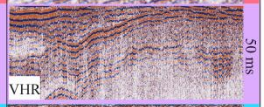
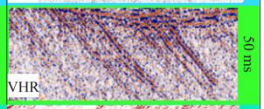
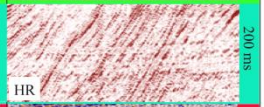
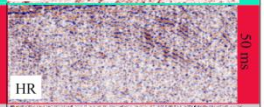
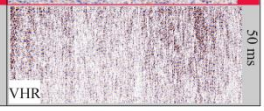
Sismo-strati-graphic unit	Reflection configuration	Reflection continuity	Reflection amplitude and frequency	Bounding relationship	Age interpretation	Example
Unit 6	Parallel to sigmoidal	Continuous	HR and LR: Low amplitude low frequency VHR: High amplitude	Draping the underlying topography. Onlaps at the base, topped by sea-bottom	Plio-quaternary	
Unit 6b	Semiparallel	Continuous to semicontinuous	High amplitude low frequency	Filling paleo-topography. Limited at the top by U6	Tertiary	
Unit 5	Semiparallel	Semicontinuous	Variable amplitude high frequency	Onlaps above the underlying unit. Thinning out towards the coast. Troncations at the top.	Miocene (post-rift: Burdigalian to Tortonian)	
Unit 4	Semiparallel	Semicontinuous	Variable amplitude high frequency	Faulted and folded unit filling paleo-topography structured in half grabens	Miocene (syn-rift: Aquitanian to Burdigalian)	
Unit 3	Oblique	Semicontinuous	High amplitude, very high frequency	Laterally limited by oblique or vertical surfaces. Top truncated by flat angular unconformity or drapped by Unit 2	Oligocene	
Unit 2	Semiparallel	Semicontinuous	Variable amplitude high frequency	Limited at the base by U1 Top truncated by a flat angular unconformity	Cenomanian to Coniacian	
Unit 1	Semiparallel	Continuous	High amplitude, high frequency	Restricted in the central area syncline. Top truncated by flat angular unconformity	Aptian	
Unit 0	Chaotic or oblique	Discontinuous	Low amplitude high frequency	Top truncated by flat angular unconformity Laterally bounded by faults	Berriasian to Hauterivian	
Basement Unit Us	Chaotic	Discontinuous	Low amplitude	Top limited by an unconformity	Hercynian or Mesozoic	

Figure 5- 8 : Figure 4: Definition of the seismostratigraphic units on the basis of their seismic attributes (reflector continuity, amplitude and frequency) and the nature of their bounding surfaces. Interpreted ages are reported for each unit.

Basement Unit (Us): The basement unit is characterized by an unstructured, chaotic seismic facies. On based to sea-bottom rock samples and coastal outcrop data this seismic unit may include various lithologies and various stratigraphic intervals: Paleozoic metamorphic rocks and Mesozoic (pre-Aptian) tightly cemented carbonates (Fig. 4, 5 and 6).

Unit 0 (U0): Seismic unit 0 is identified only in very high resolution sparker profiles where it is characterized by two seismic facies interbedded: a stratified seismic facies with discontinuous, low-amplitude and tectonically deformed reflectors, and a chaotic seismic facies as identified in the Central area, along the Calanques coast. In airgun profiles, Unit 0 cannot be distinguished from the basement unit. Unit 0 is commonly laterally bounded by faults (Fig 4 and 5). Unit 0 may be correlated to the argillaceous intervals interbedded within the Lower Cretaceous tight carbonates as suggested by the stratified seismic facies and by comparison with the lithologies occurring in coastal outcrops. In addition, the sample v1 (Froget, 1974), located at level of Unit 0 yelded a benthic foraminiferal assemblage indicating a Lower Valanginian age. Therefore, Unit 0 is interpreted as Berriasian marls and/or Upper Valanginian argilaceous limestones.

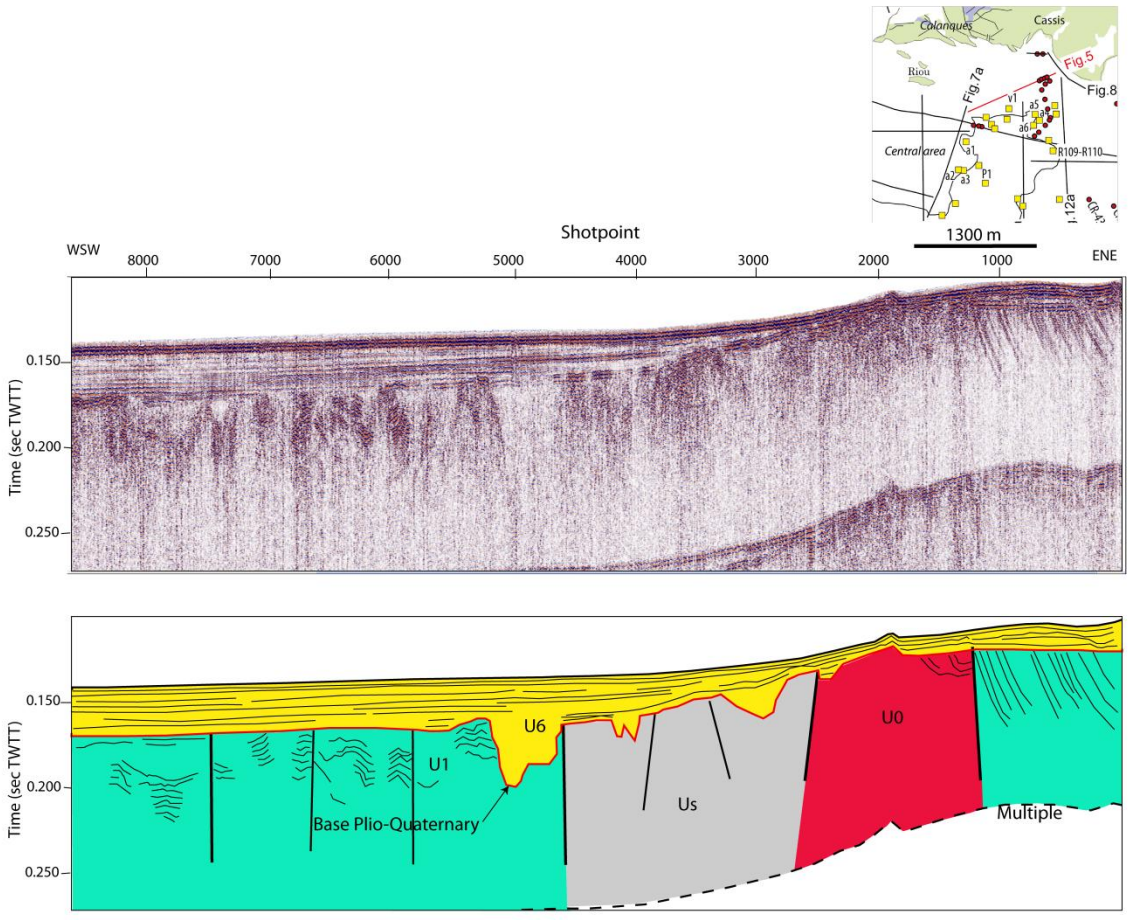


Figure 5- 9 : Figure 5: Seismic image and interpretation of the CAS09-spk06 VHR seismic profile, showing the structure of the shelf at north of Cassidaigne canyon (see location on Figure 2).

Unit 1 (U1): Unit 1 is characterized, in both sparker and airgun profiles, by a low frequency layered seismic facies with continuous, parallel and folded high-amplitude reflectors (Figure 4). Unit 1 is identified in the Central area and conformably lies on the basement unit (Figures 6, 7 and 8) or can be laterally bounded by faults (Figure 5 and 6). At the vicinity of the present-day Cassidaigne Canyon, Unit 1 is eroded by a steeply-flanked deep incision (225 m; Figure 11b), whereas in the Calanque shelf, it is topped by a nearly horizontal flat angular unconformity truncating the folded reflectors (Figures 5 and 6) and minor incisions (35 m; Figure 5). Unit 1 is interpreted to represent Aptian basinal limestones and marls on the basis of the following criteria: 1) the layered seismic facies suggesting high-frequency vertical lithologic contrasts, 2) the conformable contact with the acoustic basement is regionally consistent with the vertical succession from tight Barremian platform carbonates to Aptian basinal marls/limestone alternations, that is related to the drowning of the Urgonian platform and 3) the occurrence of sponge-rich siliceous limestones (samples CAS09-CR60 and samples a1, a2, a3; Froget, 1974; Table 1 and Fig. 3) at the top of Unit 1, that exhibit a similar facies to that known onshore in the Upper Aptian and Albian.

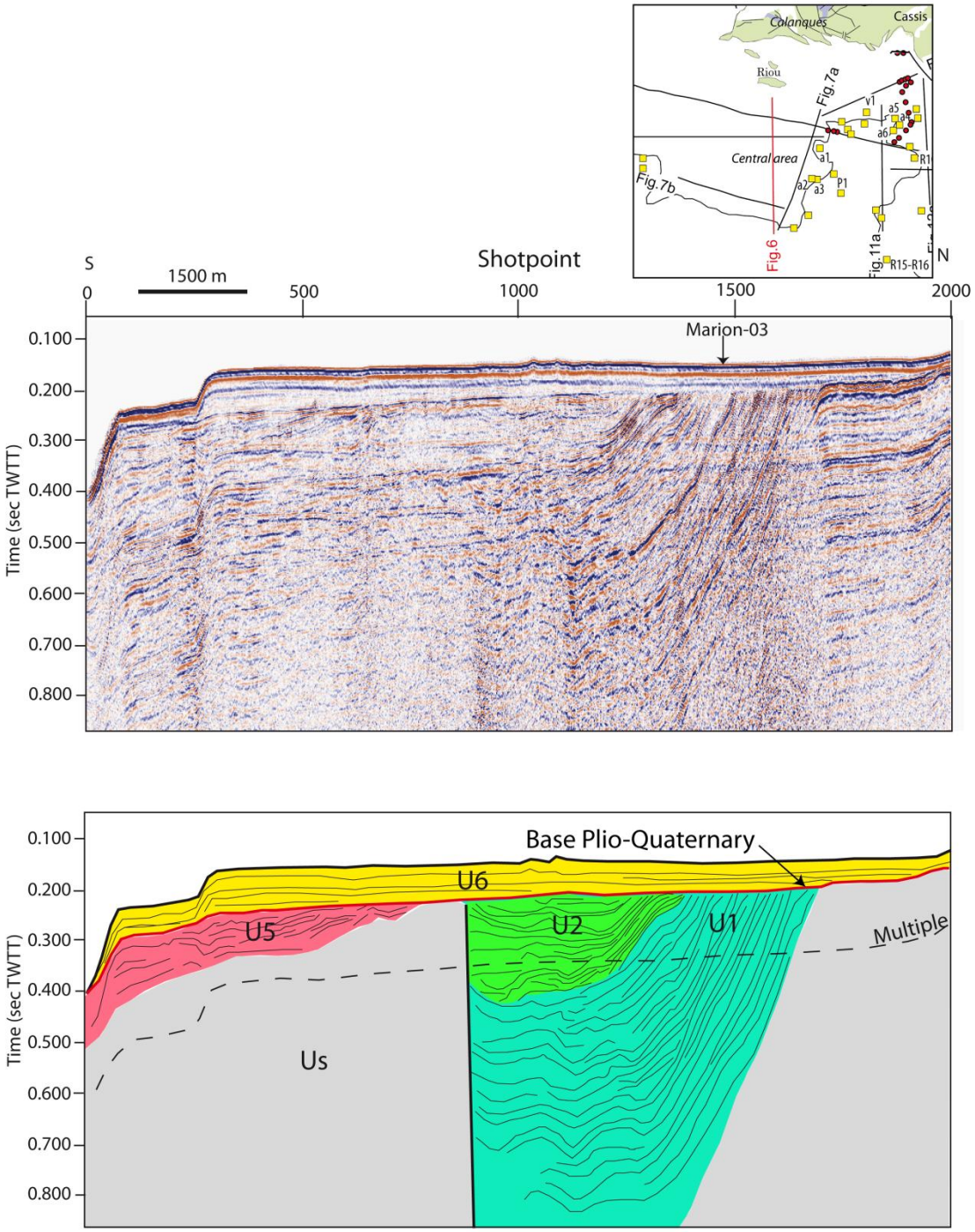


Figure 5- 10 : Figure 6: HR seismic image and interpretation of profile cas09gi-36 located in the Central area, crossing Marion-03 profile (see location on Figure 2).

Unit 2 (U2): Unit 2 unconformably overlies the Unit 1 (Figure 6). On VHR seismic profiles it is characterized, in the lower part of the unit, by a stratified seismic facies with high frequency, medium amplitude, continuous reflectors. In the upper part of the unit, reflectors display higher amplitudes together with a lower continuity (Figure 8). In airgun profiles, Unit 2 displays a more transparent seismic facies with very low amplitude reflectors. Unit 2 is recognized South of the Soubeyranes cliffs, between Cassis and Saint-Cyr as well as South of the Riou Island. Unit 2 is correlated to the Upper Cretaceous deposits sedimentary cover on the basis of: 1) the unconformable contact above the Aptian, 2) the well-stratified seismic facies of the lower Unit 2 that is consistent with the Cenomanian-Lower Turonian marls, 3) the more chaotic seismic

expression of the upper Unit 2 that could represent the Upper Turonian to Coniacian deposits characterized by interdigitized basinal autochtonous quartz-rich carbonates, redeposited carbonate breccia and terrigenous conglomerates (Floquet and Hennuy, 2003; Figure 6). The sampling of the base of the unit shows (Samples CAS09-CR57bis and CAS09-CR65; Table 1; Fig. 3), the occurrence of echinodermal, red algal, foraminiferal glauconitic packstones exhibiting a Hedbergella-Rotalipora assemblage that suggests a Cenomanian age.

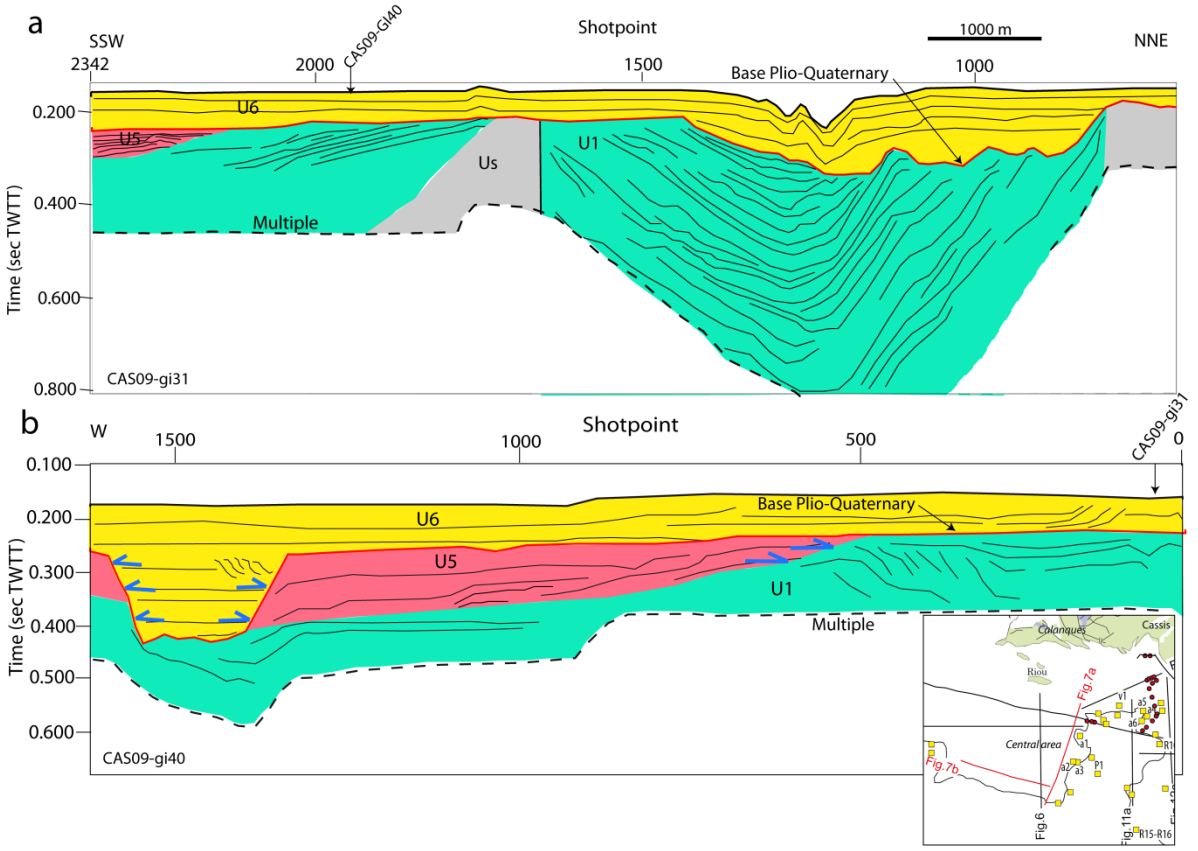


Figure 5- 11 : Figure 7: a: Interpretation of profile CAS09-gi31, located on the eastern flank of the Cassidaigne canyon, oriented SSW-NNE. b: Interpretation of profile CAS2011-53 oriented W-E (see location on Figure 2).

Unit 3 (U3): Unit 3 is characterized by a moderate frequency, stratified seismic facies with continuous, parallel and folded reflectors (Figure 4). In the western area, Unit 3 is laterally limited by the basement unit (Us) and is topped by a horizontal unconformity that truncates the folded and faulted reflectors (Figures 9a and 9b). In the Bay of Marseille, Unit 3 forms a wide syncline whereas South of the Frioul islands, it is extremely deformed and cut by sub-vertical faults thus resulting in a more chaotic seismic facies (Figures 9a and 9b). Unit 3 is interpreted to represent Oligocene fluvio-lacustrine deposits on the basis of the following criteria: 1) the layered high to low seismic facies is consistent with the strong lithologic contrasts between limestones, clays, sandstones and conglomerates, 2) the unconformable contact with the basement unit is regionally consistent with the onshore Oligocene deposits overlying tight mesozoïc carbonates, 3) the land-sea structural continuity with the Marseilles Oligocene basin, 3) the occurrence of ostracods and gastropods-bearing lacustrine-palustrine limestones (samples CAS09-CR18 and CAS09-CR-19; Table 1) at the top of Unit 3 that exhibit a similar depositional facies to those known onshore in the Rupelian stage (Nury, 1990).

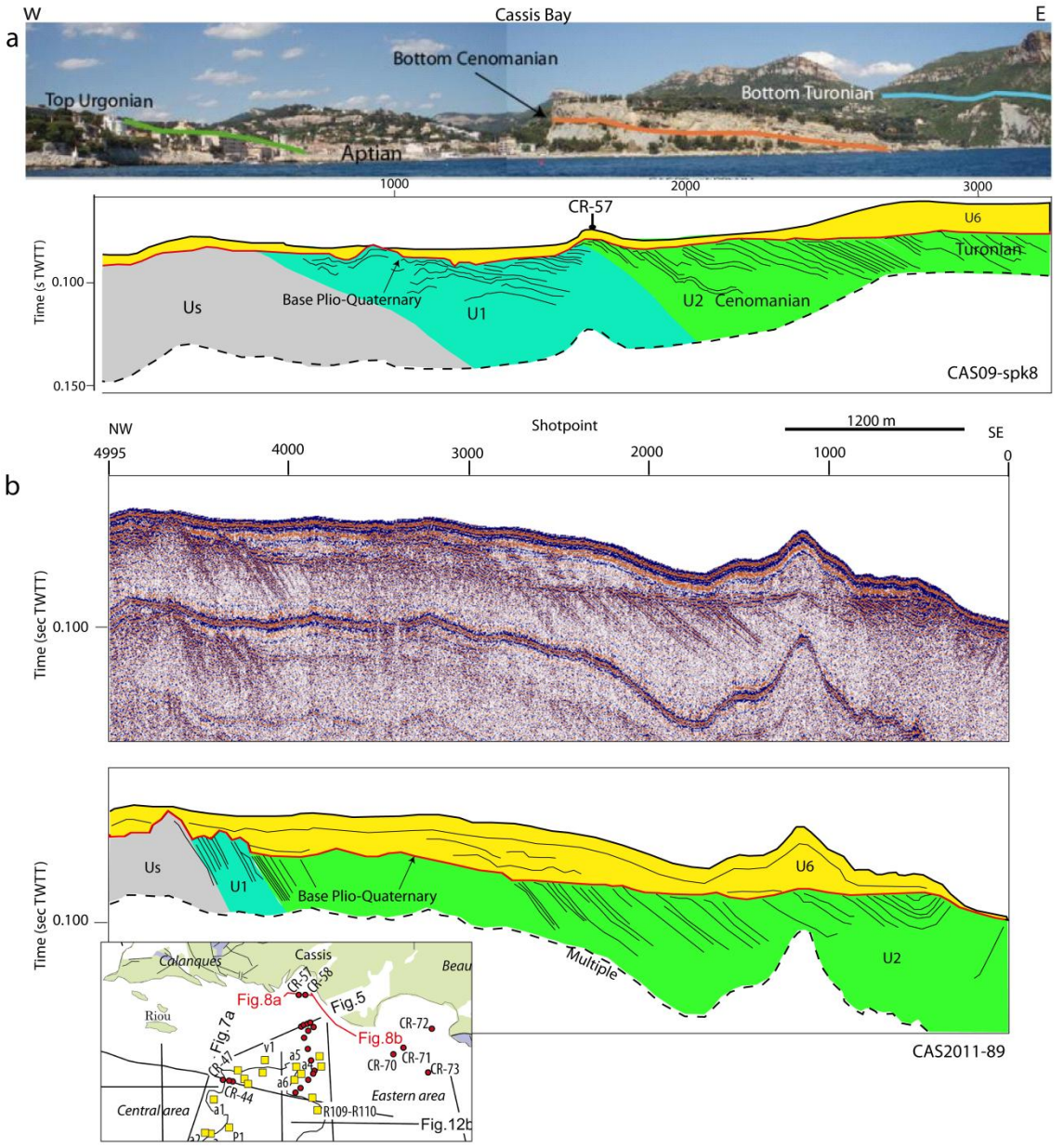


Figure 5- 12 : Figure 8: a: Coastal outcrops and interpretation of the CAS09-spk8 VHR profile, oriented W-E and located in the Cassis bay. b: VHR seismic image and interpretation of profile CAS2011-89 located in the Eastern area, close to the coast and Cassis (see location on Figure 2).

Unit 4 (U4): Unit 4 is characterized by a stratified seismic facies with high-frequency, continuous reflectors onlapping the acoustic basement or conformably overlying Unit 3 (Figures 4, 9a, and 10). South of the Frioul Island, Unit 4 is mainly present as a tilted sedimentary cover (Figure 10). In the Northern Bay of Marseille, Unit 4 is affected by post-depositional folding and is preserved along the main syncline axis (Figure 9a). The top of the seismic unit is an angular unconformity that post-dates the deformation. Structural cross-sections along a land to sea transect in the Nerthe Massif (Oudet 2008) allowed the Unit 4 to be attributed to the syn-rift period, which is dated Chattian to early Burdigalian (Oudet *et al.*, 2010). Such an interpretation is consistent 1) with the observation that Unit 4 represents most of the half-graben infill and 2) with the presence of Coral-Foraminiferal packstones in sea-bottom cores that are similar in facies with Late Oligocene-Early Miocene shallow marine deposits from the Nerthe Coast (Sample CAS09-CR17; Tab. 1; Fig. 3).

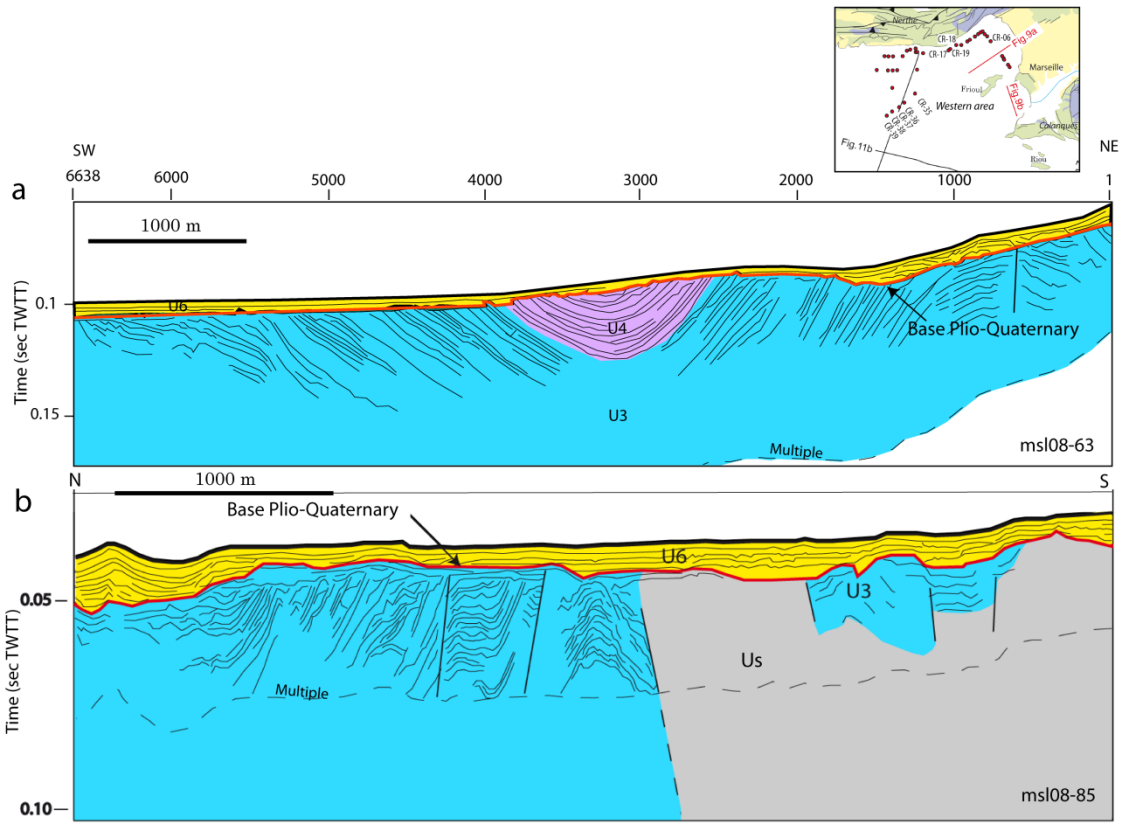


Figure 5- 13 : Figure 9: a: interpretation of msl08-63 VHR seismic profile located in the southern part of the Marseilles basin (see location on Figure 2). b: interpretation of msl08-85 VHR seismic profile located at south of the Frioul Islands (see location on Figure 2).

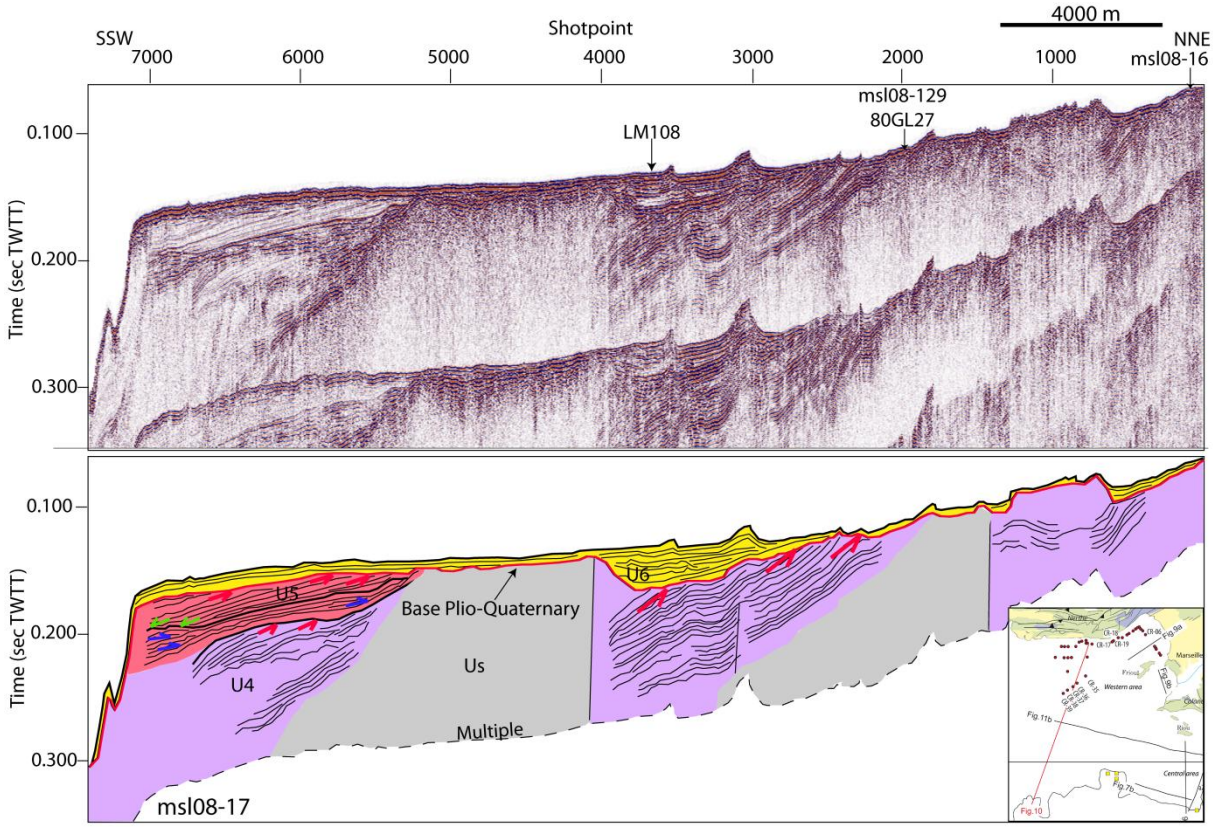


Figure 5- 14 : Figure 10: VHR Seismic image and interpretation of profile msl08-17 located in the Western area (see location in Figure 2).

Unit 5 (U5): Unit 5 is characterized by a high frequency, stratified seismic facies (Figure 4) onlapping the tectonically deformed units U4, U1 and the acoustic basement. At top of the seismic Unit 5, a flat horizontal angular unconformity or incised surface (Figures 6, 7 and 10) truncates the internal reflectors (toplap). Unit 5 is interpreted to belong to the Post-rift ante-Pliocene formation that corresponds to Burdigalian to Tortonian ages (Oudet *et al.,* 2010) on the basis of: 1) its stratigraphical position above the Syn-rift unit and below deep valley-like incisions attributable to Messinian and/or Quaternary incisions, 2) the vicinity of Burdigalian to Tortonian onshore deposits of the Nerthe massif and Berre lake in structural continuity with the offshore seismic Unit 5.

Unit 6 *sensu stricto* (U6): Unit 6 is identified in the whole Provence shelf and is characterized by a stratified facies with high amplitude, highly continuous, horizontal to sigmoidal reflectors onlapping U0 to U5 units (Figures 4 to 12). Its top coincides with the seabed. On the Western and Central sectors, reflectors are mainly horizontal and the unit is based by a flat, horizontal angular unconformity. On the Eastern area, Unit 6 is characterized by sigmoidal reflectors to the East, and wavy reflectors to the West (Figure 12). All geological samples acquired at the level of Unit 6 give Pleistocene and Pliocene ages (samples of Froget 1974) and CASSEIS samples CAS09-CR01 to CR05, CR08 to CR11, CR22, CR23, CR27, CR28, CR30, CR34, CR44 to CR47, CR50, CR74 (Table 1; Fig. 3)

Unit 6b ($U6_b$): In the Eastern area, we separate U6 unit from a basal $U6_b$ unit, which display a higher amplitude and lower frequency stratified seismic facies that cannot be *directly* dated (Fig. 4 and 12). The U6b is onlapped by the U6 *sensu stricto*.

The $U6_b$ is characterized by high-amplitude, low-frequency stratified seismic facies while the U6 *sensu stricto* exhibits higher-frequency and lower-amplitude. The boundary between the $U6_b$ and U6 *s.s.* do not display strong evidences of erosional features. The U6 *s.s.* is made of a thick set of westward prograding reflectors capped by a toplap surface that is overlain by nearly horizontal reflectors. Sea-bottom samples collected in the prograding part of this sub-unit provided a Pliocene age on the basis of benthic foraminifera (Froget, 1972, Blanc-Vernet, 1969). All samples collected in the uppermost horizontal reflectors interval yelded Pleistocene or Holocene age. The age of the $U6_b$ is poorly constrained since no rock core sample is available from this interval. No evidence of syn-sedimentary tectonic feature is observed within this sub-unit, suggesting that sediments passively infilled a previously formed topography. Two hypothesis are proposed to date this lower sub-unit (Fig. 12b, 12c, 16):

(H1) An **Oligocene hypothesis** that is supported by the presence of Oligocene sediments in the onshore Bandol bay.

(H2) A **Pliocene hypothesis** that is supported by the strongly erosional pattern of the basal surface that would be consistent with the regionally well-known Messinian incision, and the presence of post-Messinian conglomerates in the onshore Bandol bay (Coulon, 1967).

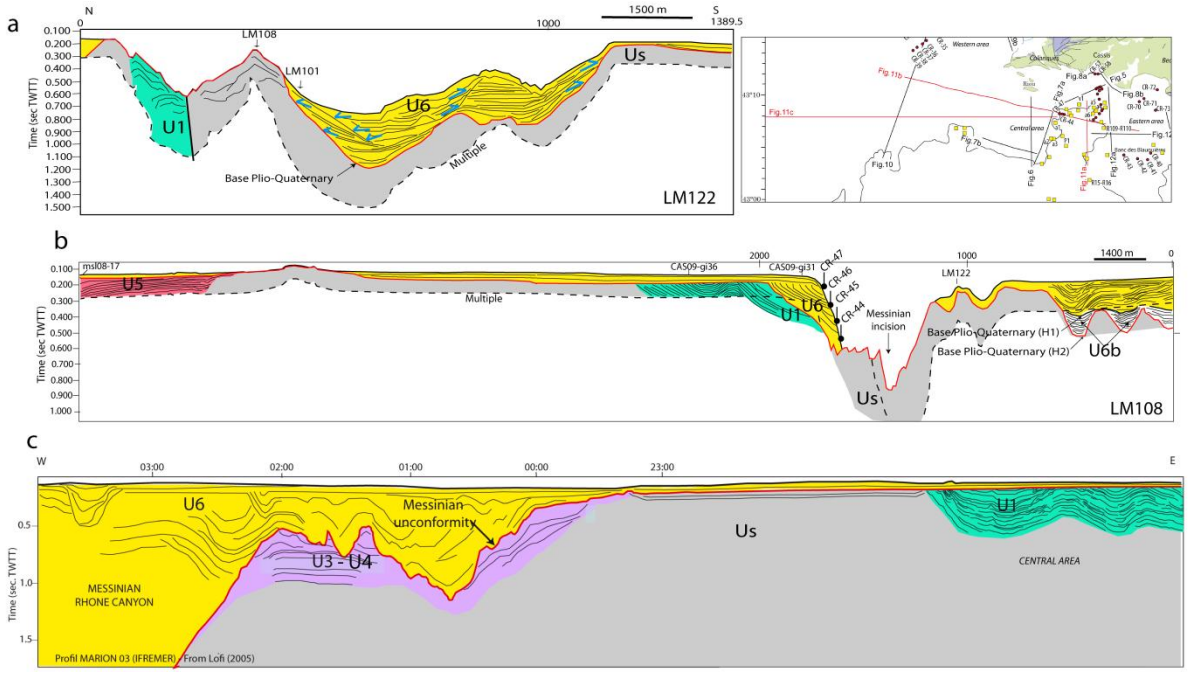


Figure 5- 15 : Figure 11: a: Interpretation of the HR seismic profile LM122 situated on the eastern flank of Cassidaigne Canyon (see location on Fig. 2); b: Interpretation of the HR seismic profile LM108 across the Cassidaigne canyon (see location on Fig. 2). c: Interpretation of profile Marion-03 corresponding to a 120km W-E LR seismic profile extending from the offshore Rhône valley to the Riou area (see location on Fig. 2), on the western edge of Cassidaigne canyon (Modified from Lofi, 2005).

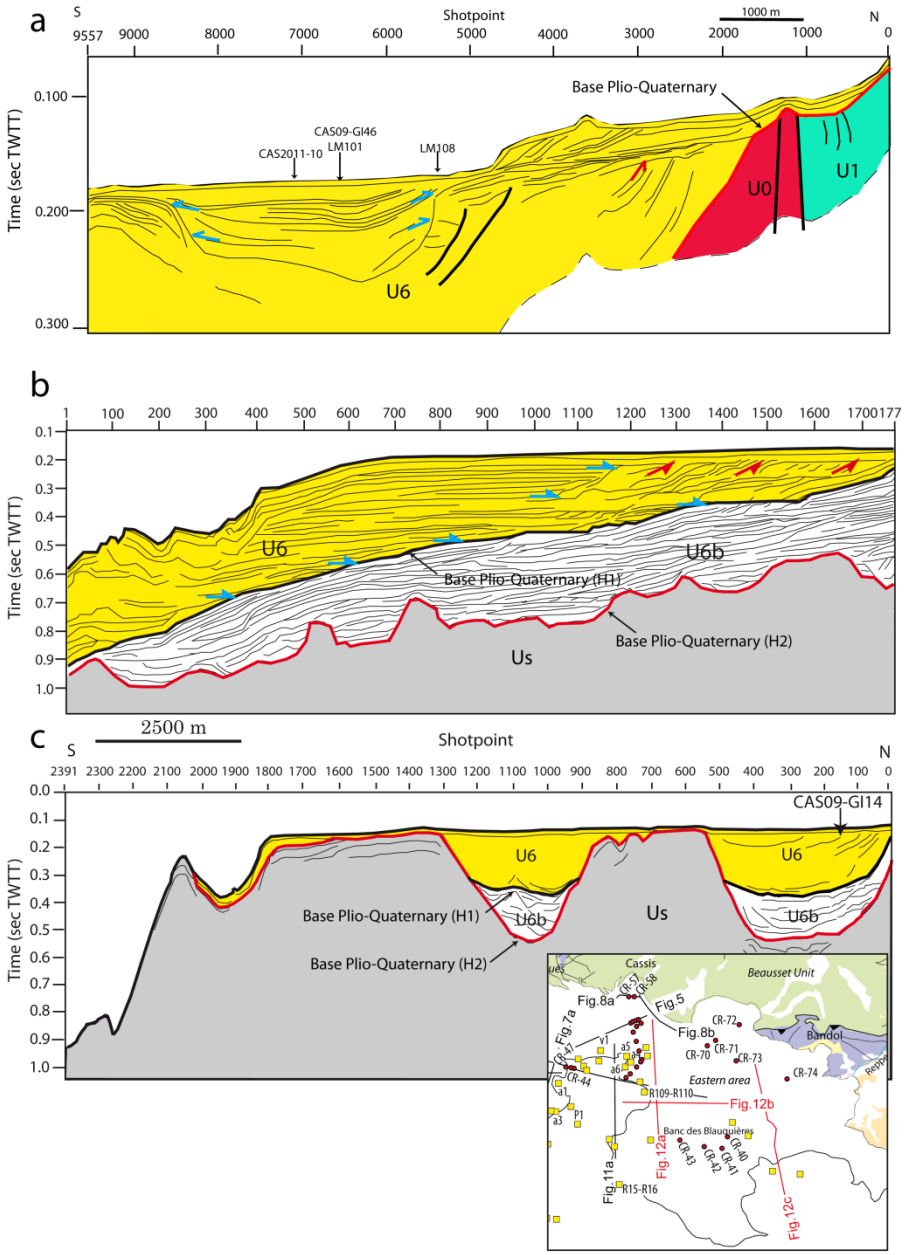


Figure 5- 16 : Figure 12: a: Interpretation of the VHR seismic profile CAS2011-75 situated on the Eastern area (see location on Fig. 2); b: Interpretation of HR profile cas09gi-46 (see location on Fig. 2); c: Interpretation of HR profile cas09gi-02 corresponding to a S-N seismic line extending from the slope to the shelf, near the Bandol coastline (see location on Fig. 2).

4.3 Distribution of geological formations and structures of the Provence continental shelf

Seismic interpretation of the whole dataset and core data allows a geological map of the Provence continental shelf to be performed (Fig. 14). It gives a new geological view of the offshore domain from the shore up to the shelf break that was not available up to date.

4.3.1 Western area: the Marseilles Bay and South of the Frioul Islands

Interpreted seismic profiles showing the Marseille shelf are displayed in figures 9a, 9b, 10, and 11b, 11c. The offshore Tertiary Marseille basin is subdivided into two sub-basins separated by an East-West-trending horst forming the Frioul Islands and the Notre-Dame-de-la-Garde Massif. In

the Marseille Bay (northern sub-basin; Figure 9a), Oligocene (U3), Oligo-Miocene syn-rift (U4) units form a wide NE-SW-trending syncline whereas in the South of the Frioul Islands (southern sub-basin) Oligocene deposits are strongly deformed and affected by reverse faults. In both sub-basins, a thin (0 to 0.03s TWTT) Plio-Quaternary unit (U6) unconformably overlies the acoustic basement, and the U3 and U4 seismic units. In the western part of the offshore Marseille Tertiary Basin, the Mesozoic limestones (basement unit) form horst structures, while Syn-rift unit (U4) corresponds to half-graben infills, truncated at the top by a flat erosion surface that is conformed to the present day sea floor topography. Miocene post-rift unit (U5) unconformably overlies syn-rift U4 unit and forms a transgressive-aggrading wedge preserved on the shelf edge. Plio-Quaternary deposits (U6) are thin and are based by a gently uneven erosional surface.
The base Plio-Quaternary seismic reflector highlights the absence of deep fluvial incision on the Provence shelf in the Marseilles bay and South of the Frioul Islands, thus suggesting that the present-day Huveaune river did not yet exist during the Messinian salinity crisis (Fig. 9b). Further to the West, the base of the Plio-Quaternary unit is changing into a deep and strongly uneven surface (Figure 11c: Marion03 profile) that is interpreted as the Messinian Rhone Canyon incision (Lofi, 2005).

4.3.2 Central area: the Calanque shelf

Close to the Calanque coastline, the CAS09-spk6 seismic profile (Fig. 5) exhibits very deformed Aptian (U1), Neocomian (U0) units that are affected by nearly vertical faults. The basement unit (Us) corresponds to tight pre-Aptian carbonates extensively outcropping in the whole Calanques Massif and on the Riou Island (Fig. 1 and 2). Onland, the Luminy fault system displays the same tectonic pattern with a maximum 800m vertical offset (Guieu, 1968). Plio-Quaternary deposits are based by a relatively flat, nearly horizontal surface showing locally narrow and shallow incisions (maximum 0.2s TWT) that are laterally connected to the onshore Calanques dry valleys.
South of the Riou Island, Aptian (U1) and Upper Cretaceous (U2) units form an East-West trending syncline bounded to the North and to the South by nearly sub-vertical faults (Figures 6, 7a, 11a, 12a). The south of the basin is overlain by a transgressive-aggrading wedge consisting in Miocene post-rift deposits (U5 unit) that developped on the shelf edge by onlapping the basement unit (Fig. 6) and the Aptian unit (Fig. 7a-b). The base of U6 unit is characterized by a relatively sub-horizontal and smooth seismic horizon with locally deep incised valleys (Fig. 7b). The depth of these valleys can reach a depth up to 0.450s TWT. We supposed that these valleys are the markers of the Messinian salinity crisis.

4.3.3 Eastern area: the Blauquière shelf and the Cassidaigne Canyon

South of the Soubeyranes cliffs, between Cassis and La Ciotat, VHR seismic profiles exhibit the typical stratigraphic succession of the Beausset unit (Figure 8), from the Urgonian (acoustic basement), to the Aptian marls (U1) and the upper Cretaceous marls, sandstones and limestones (U2), gently dipping towards the SE. These strata are truncated by an unconformity forming the base of Plio-Quaternary (U6) deposits. Further to the South (Fig. 11 a-b) the Cassidaigne Canyon incises the margin down to 0.9s TWTT. The canyon incised the U1 Aptian unit (Northwestern flank) (Fig. 11a,b; Fig. 13) and the acoustic basement unit, which consists of Lower Cretaceous tight limestones (Northern flank), Triassic and Jurassic limestones and dolomites representing the westward extension of the Bandol thrusts (Northeastern flank), and Paleozoic metamorphic (Southeastern flank) and sedimentary siliciclastic rocks (Southwestern flank).

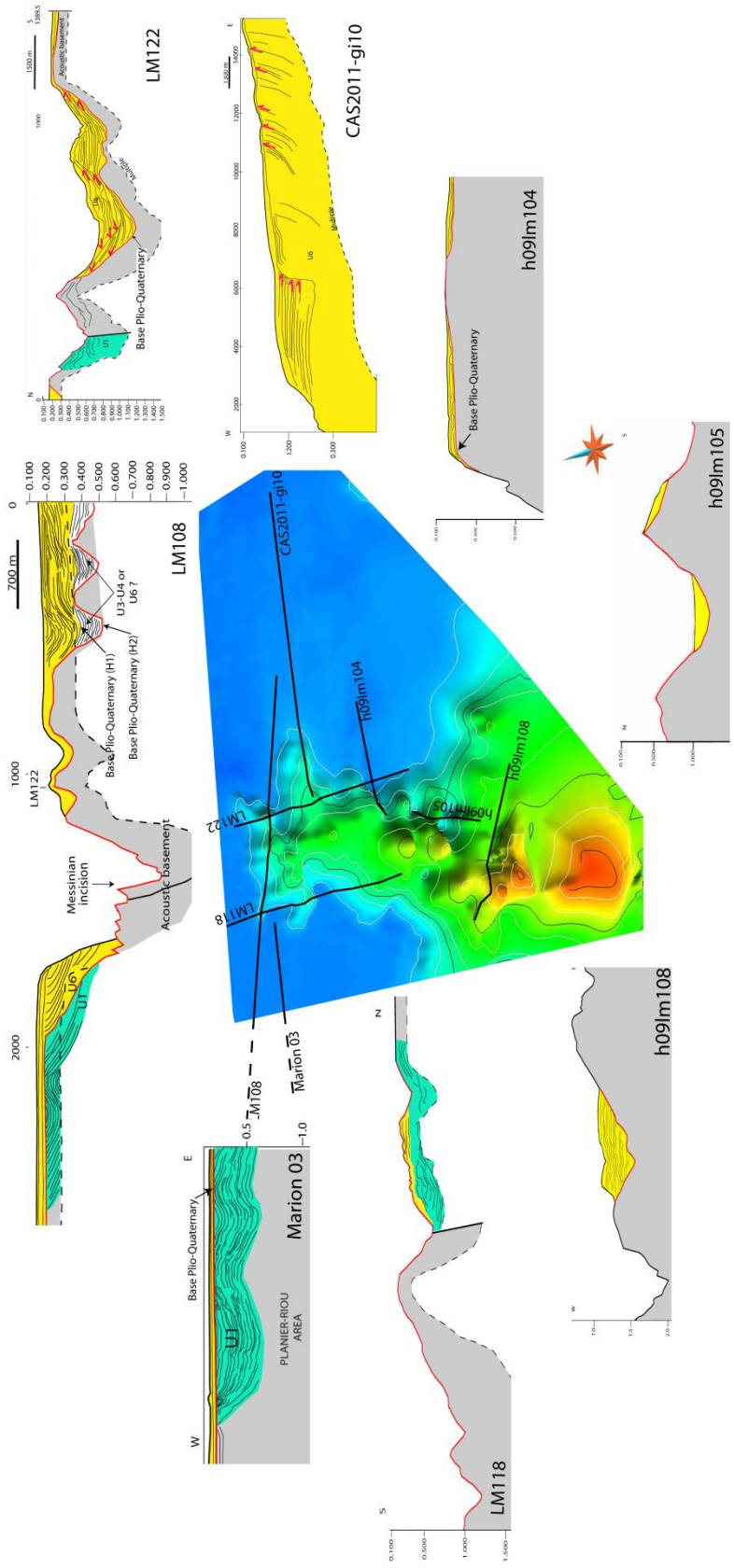


Figure 5- 17 : Figure 13: Linedrawing of seismic profiles Marion-03, LM 108, LM 118, h09lm104, h09lm108, CAS2011-gi10 across the Cassidaigne canyon. MNT of the seabed depth built from the seismic interpretation (in m).

East of the Cassidaigne canyon, the Blauquières shelf is made of Paleozoic metamorphic and sedimentary rocks that are deeply incised by up to 0.6s TWTT deep canyons which are filled with a thick sedimentary unit (Fig. 11b; Fig. 13). The main filled valley ("Bandol Canyon") is a composite valley structured in two East-West-trending canyons (Fig. 12c to 16) whose sedimentary infill can be subdivided into 2 sub-units: the Unit U6 *sensu stricto* onlaps the Unit $U6_b$.

4.4 Tectonostratigraphic framework of the Provence continental shelf

In the Eastern Area, the metamorphic formation observed offshore (Banc des Blauquières area) represents the westward termination of the Hercynian basement outcropping at the Sicié Cape. It is incised to the North by the Bandol Canyon and to the West by the Cassidaigne Canyon. Offshore Bandol, slice thrusts structures affecting Mesozoïc formations and prolonging those outcropping onshore are deeply incised by the Bandol Canyon, forming its Northern flank. The Bandol canyon formed preferentially at the boundary between the Hercynian basement and the Mesozoic slice thrusts.

If the U6b is an Oligocene formation (hypothesis 1), it suggests that the formation of the Bandol canyon was controlled by Oligocene syn-rift grabens. If the U6b belong to the Plio-Quaternary formation, (hypothesis 2), the Bandol canyon could have developed in a soft formation located between the Hercynian basement and the Bandol slice thrust. During the Pliocene, the Bandol canyon was totally filled with 500 to 700 m of prograding to aggrading marine deposits (Fig. 12b and 12c). Prior studies focused on the carbonate nature of the Pliocene and Pleistocene sedimentation in this area (Table 1: R109-R110 red algual calcarenite Pliocene samples; Froget, 1974). The Cassidaigne canyon, which is deeper and still erosive downstream, is only partially filled by sediments coming from the Bandol Canyon.

The northern part of Eastern area represents the southern termination of the upper Cretaceous Beausset syncline. The southern boundary of the Beausset syncline is the NE-SW-trending faults systems of the Calanques massif that corresponds also to the northern boundary of the Bandol slice thrusts unit (Fig15A).

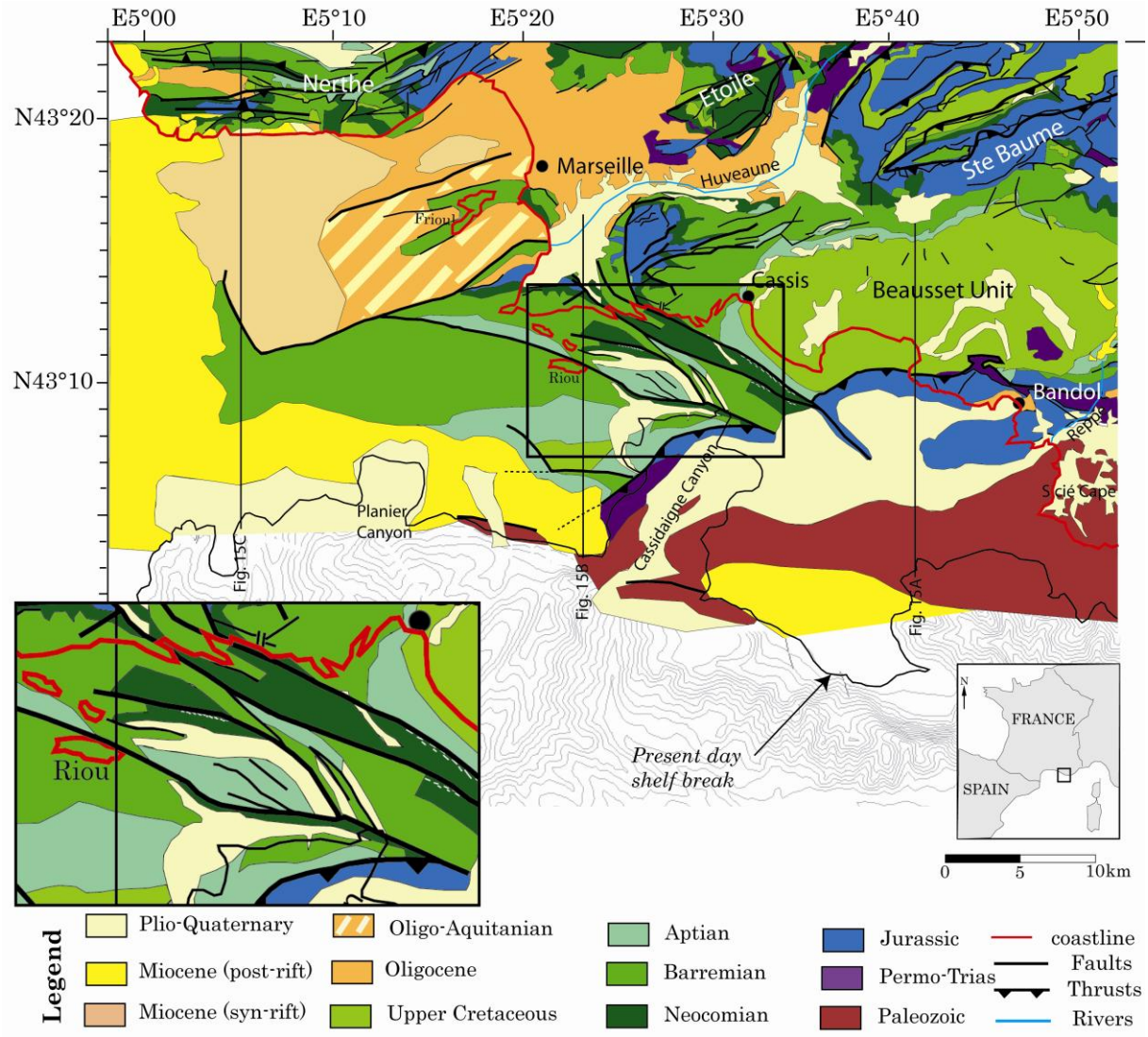


Figure 5- 18 : Figure 14: Geological map from onshore Southern Provence (modified after the BRGM Geological Map of Marseille 1/ 250000) and offshore Provence continental shelf (this study).

The Central Area is subdivided into 3 main tectono-stratigraphic domains: 1) the northern part represents the offshore termination of the Calanque Massif and consists of Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonates, 2) South of the Riou fault, Lower and Upper Cretaceous deposits are structured into an E-W-trending syncline (Riou syncline) affected by E-W to NW-SE vertical faults, 3) the southernmost part of the continental shelf exhibits an E-W-trending horst structure that probably consists of Paleozoic rocks. The Southern part of the continental shelf is transgressed by Neogene deposits, onlapping both the Paleozoic basement and Cretaceous deposits from the Riou syncline. Most of the Cassidaigne canyon formed within Paleozoic metamorphic and sedimentary rocks. Only the western head of the Canyon developed into soft Mesozoïc formations (Aptian argillaceous limestones and marls and possibly Jurassic carbonates), displaying a bad-land erosive structure on this part of the canyon. The continuity of the Calanques faults systems from the onshore to offshore area is evidenced from the present dataset. This NW-SE-trending fault system structures the area between the coastline and the head of the Cassidaigne canyon into horsts and grabens, with vertical offsets of hundreds of meters (Fig15B).

The western area corresponds to the offshore termination of the Oligocene Marseille Basin. It is bounded to the SE by a nearly vertical SW-NE trending fault and can be subdivided into two sub-basins, separated by an ENE-WSW horst dominantly made of Urgonian Limestones (Barremian in age). The Frioul islands and the Notre-Dame-de-la-Garde coastal Massif are the subaerially exposed parts of this horst. The northern sub-basin is characterized by an ENE-WSW syncline formed by Oligocene and Aquitanian siliciclastic and carbonate deposits. The southern sub-basin is characterized by highly faulted and folded Oligo-Aquitanian deposits. These two sub-basins are transgressed on their western side by the Aquitanian showing a syn-rift deformation. To the South and to the West, Oligocene and Aquitanian deposits are overlain by transgressive post-rift Miocene sedimentation. (Fig15C)

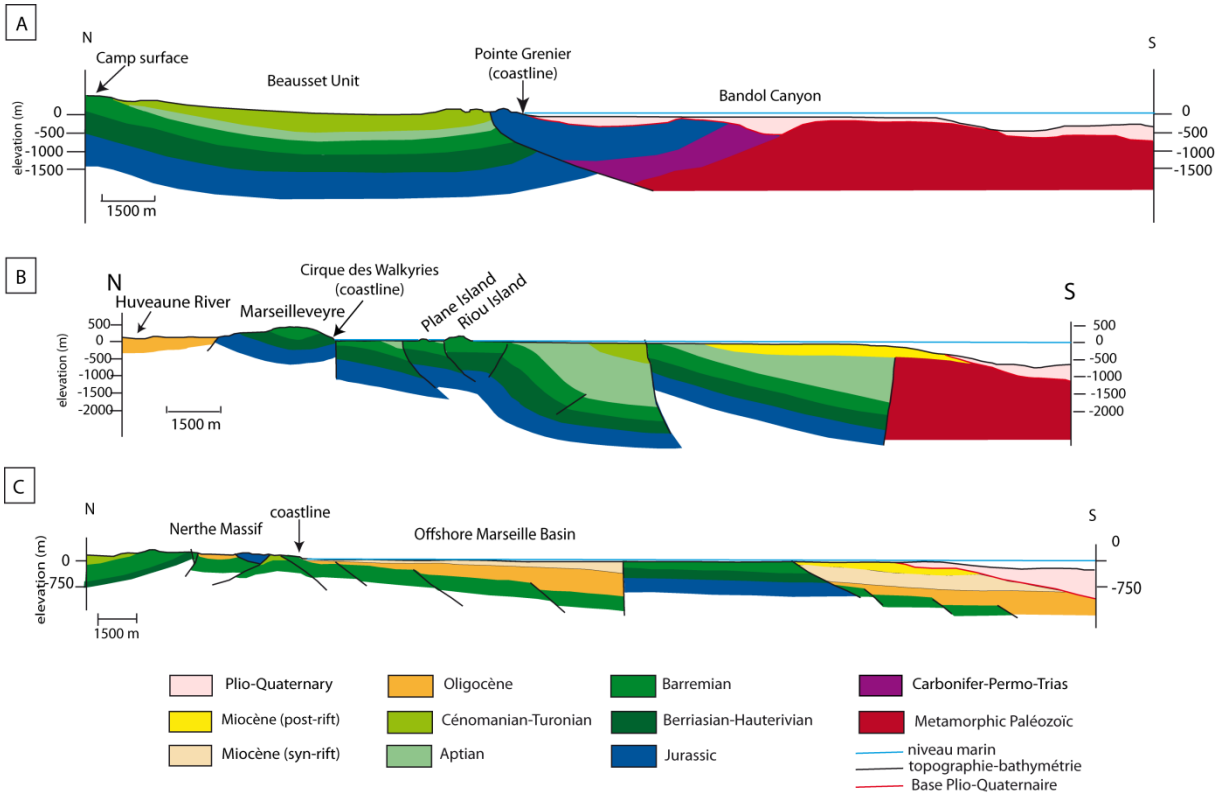


Figure 5- 19 : Figure 15: Land-to-sea cross sections of the Provence Margin. A: N-S cross section from Beausset Unit onland to the Bandol Canyon and the continental shelf break offshore. B: N-S cross section from Huveaune valley onland to Riou islands and continental shelf break. C: N-S cross section from Nerthe massif onland to offshore Marseille Basin and the continental shelf break.

4.5 Seismic geomorphology of the Messinian Provence shelf

4.5.1 Morphology and significance of the base Plio-Quaternary surface

The geometry of plane erosional troncations within Plio-Quaternary unit (U6 *s.s.*) characterizes the flat and slowly varying bathymetry of the sector. This wide margin (~400 km^2) is quite homogeneous on a morphological point of view (Fig. 1). On the Provence continental shelf, the base Plio-Quaternary surface (Fig. 16) displays a flat morphology, gently dipping toward the South, with deep incised valleys (Planier, Cassidaigne, and Bandol canyons) interpreted as subaerial canyons formed during the Messinian Salinity Crisis. The depth of the flat surface ranges from 50 m to 200 m and its slope ranges from 0.8 to 1.2%. Below this surface, the Hercynian basement (Fig. 11 and 12) to the Mesozoic (Fig. 5 to 11), and Oligo-Miocene deposits (Fig.9 and 10) are truncated.

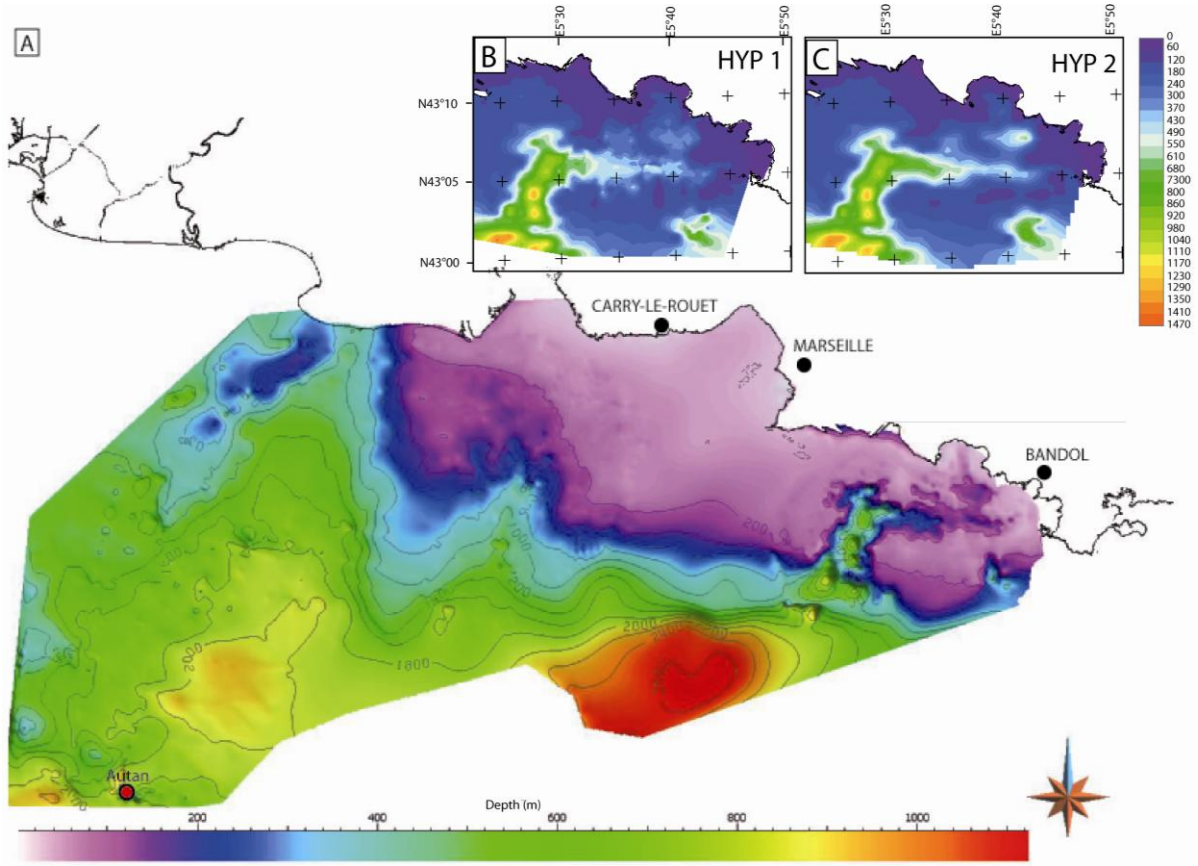


Figure 5- 20 : Figure 16: A: Depth-map (m) of the Base Plio-Quaternary Surface (according to hypothesis 1 in the Bandol canyon) offshore Provence. B: Depth map (m) of the Base Plio-Quaternary in the Cassidaigne and Bandol canyons area, according to hypothesis 1; C: Depth map (m) of the Base Plio-Quaternary in the Cassidaigne and Bandol canyons area, according to hypothesis 2.

Such a strongly erosive and flat surface is highly consistent with a marine erosional surface that developed above the permanent wave-base, during a single or various transgressive phases. If one assumes a maximum water-depth of 20 m for the permanent wave-base in the Mediterranean Sea (Peres and Picard, 1964), the maximum depth of the flat surface (200 m below present-day sea-level) is significantly deeper than the expected wave-base during the major Quaternary sea-level lowstands (140 m). As a consequence, the flat area of the base Plio-Quaternary surface is interpreted as a pre-Quaternary wave-cut surface. A major flat surface was evidenced by Bache *et al.* (2009, 2011) in the Gulf of Lion and interpreted as having formed by wave-erosion processes during the post-MSC transgression. Since the major wave-cut surface of the Provence continental shelf is pre-Quaternary and post-dates the post-rift deposits (Fig. 10, 11), this surface could be correlated with the post-MSC planation surface from the Gulf of Lion. Only the shallowest part of this erosional surface (above 140m) could have been reactivated during the major Quaternary transgressions. The lack of dating above this surface does not allow this hypothesis to be verified.
South of Cassis, the base Plio-Quaternary exhibits a canyon morphology (Fig 11a,b). This canyon is subdivided into an E-W incision (Bandol canyon) and a N-S incision (Cassidaigne canyon). The Bandol Canyon is a 20 km long valley-like incision with a depth ranging from 150 to 500m (Hypothesis 1) or 700 m (Hypothesis 2) below present-day sea-level, and a mean slope averaging 2.75 % towards the West (Fig. 16). An additional incision, of minor extension and connected to the Bandol Canyon is evidenced in the Bandol Bay, displaying an E-W direction and depths ranging from 350 m (Hypothesis 1) to 550 m (Hypothesis 2). The Messinian origin of the

Cassidaigne-Bandol canyon (in both hypotheses) is suggested by 1) the deep nature of the incision (>150m) and 2) the Pliocene and Quaternary ages of the overlying deposits as yelded in the sea-bottom cores.

The base of Plio-Quaternary deposits on the Provence continental shelf is therefore interpreted as a polyphased surface related to at least two major erosional events: 1) the canyons formed during the major Messinian sea-level lowstand by fluvial erosional processes, and 2) the flat shelf formed during the Zanclean transgression, with a possible reactivation in its proximal part during the major Quaternary transgressions, a result of wave-induced marine erosional processes.

4.5.2 Lithologic and structural control on the Provence shelf during the Messinian

Present-day morphology of Cassidaigne Canyon is illustrated figure 17 and Messinian erosion of Cassidaigne and Bandol Canyons are illustrated figures 16 and 18. A 3D modeling of the Messinian incision surface has been realized with gOcad software (Fig. 18A). It shows the 3D geometry of the canyons that controlled the 3D architecture of the Plio-Quaternary sedimentary filling (Fig. 18A and B).

The Cassidaigne and Bandol canyons development is strongly influenced by lithology and structures of the basement (Fig. 13 and 14). The western head of the Cassidaigne canyon developed into the soft Aptian marls. The head displays a bad-land erosive structure with gullies on the eastern and western sides and a scar on the northeast (Fig 17). Except the head of the canyon, the Cassidaigne canyon developed mainly in Paleozoic terrigenous formations (Carboniferous and Permian) and metamorphic rocks. The Cassidaigne canyon is located at the western termination of the Cap Sicié Paleozoic tectonic unit (Fig. 14). Messinian fluvial systems probably have incised preferentially Paleozoic softer rocks such as phyllades and pelites rather than the tight Jurassic and Cretaceous limestones.

The Bandol canyon is also probably controlled by sub-outcropping rocks lithologies and structural orientations. If we consider that the basal unit ($U6_b$) of the sedimentary filling of the Bandol canyon is an Oligocene formation (hypothesis 1), then the $U6_b$ corresponds to syn-rift sedimentary deposits, infilling a E-W-trending graben. The $U6_b$ may be dominated by moderately consolidated, soft carbonate, and detrital material and are preferentially affected by Messinian erosion processes, while more consolidated rocks, such as Mesozoic limestone have been preserved on marginal horsts. According to hypothesis 2, the shelf is incised during the Messinian in Late Paleozoïc terrigenous deposits (Carboniferous and Permian) located between Paleozoic crystalline basement and Bandol thrusting sedimentary rocks. In that case, the E-W orientation of the Bandol canyon derived from the structuration of the Paleozoic sedimentary cover into E-W-trendings folds, during the Pyrenean compressive phase (Fig16A)

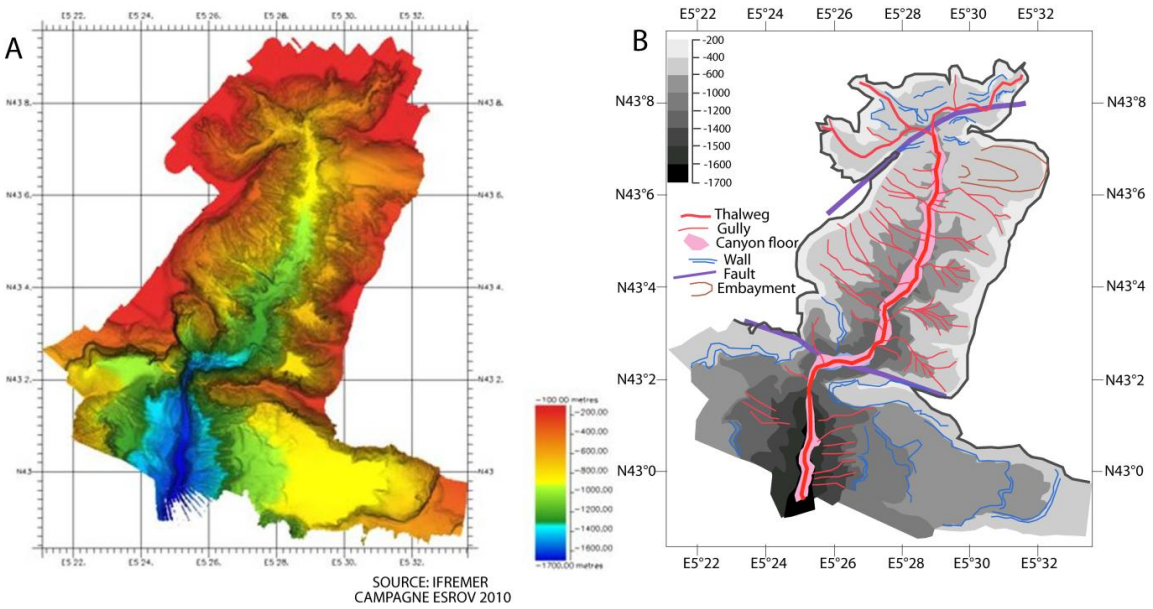


Figure 5- 21 : Figure 17: A: High resolution bathymetric map of present-day Cassidaigne Canyon (© IFREMER; ESROV 2010 survey); B: Geomorphological map deduced to interpretation of the high resolution bathymetric map.

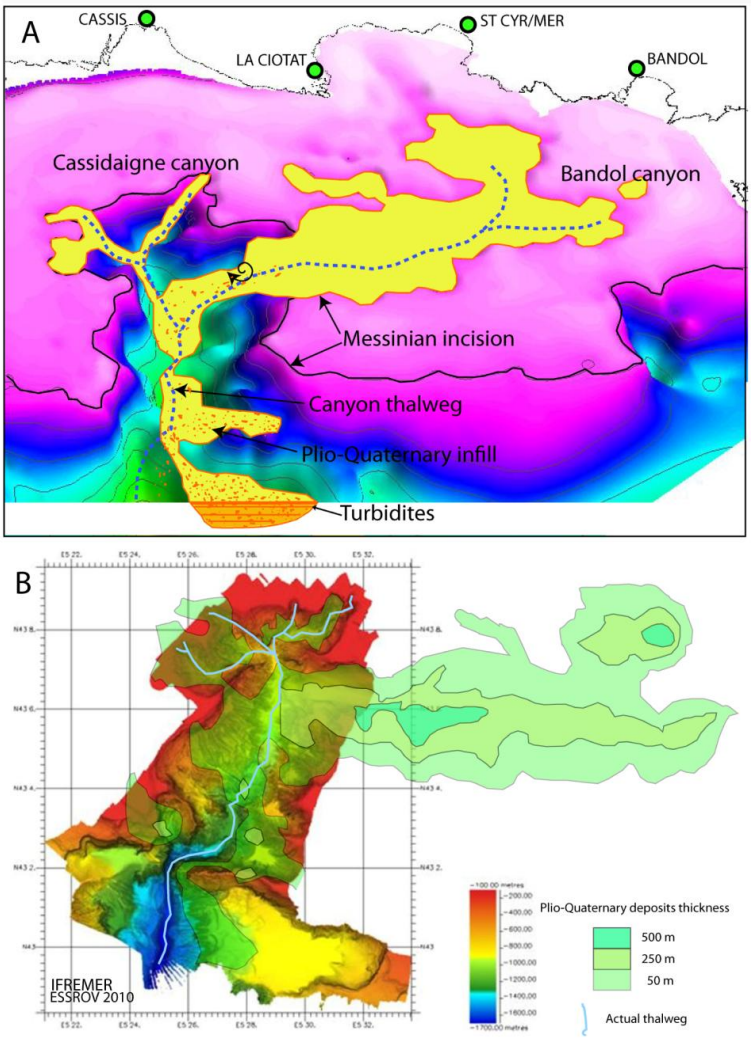


Figure 5- 22 : Figure 18: Messinian erosion of Cassidaigne and Bandol canyons and Plio-Quaternary infills: A: Location of Plio-Pleistocene deposits within the Messinian incision superimposed to the 3D surface of base Plio-Quaternary deposits. B: Thickness of Plio-Pleistocene deposits within Bandol and Cassidaigne canyons superimposed to the high resolution bathymetric map according to hypothesis 1.

5) Discussion: reconstitution of the Messinian hydrographic network and karst drainage

Isobaths maps of the seabed and of the base of Plio-Quaternary deposits evidence various geomorphological features that allow a paleohydrographic reconstruction to be inferred for Messinian times. The most paradoxal geomorphological features of the present-day Provence continental shelf are the lack of incision offshore the Huveaune River (Fig. 9b and 15), and the apparent lack of connexion of the Cassidaigne Canyon with any fluvial system onshore. A former hypothesis for the Cassidaigne formation (Gilli, 2002; Audra *et al.,* 2004) is that of a canyon incision during the MSC by the erosive action of a river sourced by the karst system of Port-Miou (Fig. 19). As a consequence, the head of the canyon was interpreted as a karst pocket valley. Pliocene flooding of the Provence shelf and the high eustatic level would have stopped the hydraulic system, leading to the formation of the present-day Port-Miou spring (Cavalera *et al,* 2006). This hypothesis requires the existence of a continuous karstic network that developed between the present-day coastline and the head of the canyon. However, from the new geological map of the Provence shelf (Fig. 14) a NW-SE highly faulted area with vertical offsets of hundred of meters is located at the level to porous or karstified carbonate formations (Barremian, Neocomian) to marls (Aptian) and marly limestones (Neocomian).

In addition, the present study shows that the Messinian Cassidaigne canyon is connected to the East to the E-W oriented Bandol canyon. The Cassidaigne and Bandol Messinian canyons must be considered as two segments of a single canyon (the Cassidaigne-Bandol canyon). As a consequence, the paleo-hydrographic system responsible for the formation of the major part of the present-day Cassidaigne canyon must be searched East of the canyon, and not North of the canyon.

Only the head of the Cassidaigne canyon, incising Mesozoïc carbonate-rich formations, may be related to karst processes. The Messinian Bandol canyon is subdivided into two valleys situated in front of three coastal rivers onshore, the Grand Vallat, the Reppe and the Gapeau Rivers. The first two rivers which are of minor importance with moderate present-day flow (mean flow of 70 to 150 L/s). Such rivers, if present at Messinian times, may have contributed to the formation of the Cassidaigne-Bandol canyon but cannot alone explain the whole incision. In contrast, the Gapeau River is a major coastal river, located between the South of Ste Baume massif and the coast, with a mean flow of 1300 L/s. Its present-day mouth is localized in the town of Hyeres, 20 km East from our study area, but during the Quaternary the river bed moved (Journot, 1948) from Toulon, East of Sicié Cape, to its present-day location in La Crau area (Fig. 19). During the Messinian, the Gapeau River could have been the main river responsible for the formation of the Cassidaigne-Bandol canyon, by-passing the Sicié Cape flat surface, and joining the Reppe and Grand Vallat paleo-canyons.

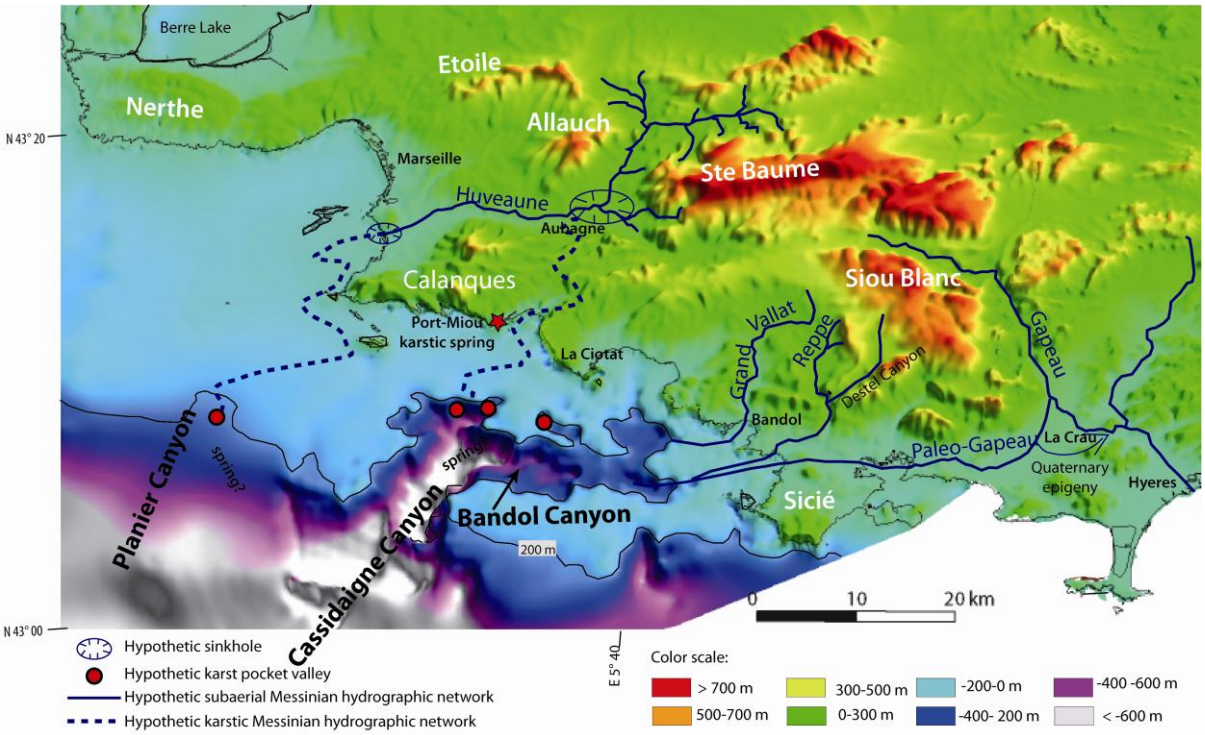


Figure 5- 23 : Figure 19: Messinian hydrographic network display on the base Plio-Quaternary surface of Provence shelf. Dashed lines: if the hydrographic network is of karstic nature; full lines if it is subaerial. Hypothetical Messinian springs are indicated in Planier and Cassidaigne canyons heads by red circles. Present-day rivers and massifs onland are also drawned.

The absence of Messinian canyons offshore the Huveaune River mouth is a major geomorphological paradox in the Provence continental margin. The base of Plio-Quaternary surface exhibits a planar morphology, truncating Oligocene and Miocene deposits. Onshore, the Huveaune River only displays Quaternary fluvial terraces (Bonifay, 1967), and no Messinian canyon was evidenced. We propose three hypotheses to explain the lack of Huveaune Messinian incision offshore and onshore (Fig. 19): (1) During the Messinian, Huveaune River displayed a different hydrography: the River could have flown south of Aubagne locality, thus avoiding the Marseille Basin, either in surface, by-passing the Douard Canyon, or within a karstic network being captured by the endokarst into the Aubagne sinkhole. (2) The Huveaune River displayed the same hydrography as in present-days, but was captured by endokarsts close to the coast, and its spring was situated in the Planier canyon, functioning as a karst pocket-valley. (3) Messinian topographic gradient and/or climate were different from today, and the Huveaune River did not exist during this period.

The two first hypotheses have in common an extremely important outcome: in all cases, the meteoric water infiltrates through the carbonate formations, and is exported across the endokarst, either through sinkholes, either directly by infiltration through the ground. Groundwater drainage is constrained by the position of the base level, the rocks permeability and geological structures. During the MSC, the base level was more than 1500 meters deep, in the Cassidaigne-Bandol canyon. Two major structural elements constrain the groundwater flow (Fig. 14): the Paleozoic basement south of Bandol canyon which forms an impermeable boundary, and the highly faulted zone north of Cassidaigne canyon that implies structural contacts between permeable carbonate formations and low permeability marls. This tectono-stratigraphic architecture can lead to either large voids favorable to karst flow (Audra and Palmer, 2011; Gilli 2010) or otherwise to zones of

reduced permeability that may represent hydraulic barriers between Port-Miou spring and Cassidaigne canyon.

In carbonate environment, the groundwater conventionally flows out at karstic springs. The springs connected to a valley, or a canyon, can generate a pocket valley growing upstream. Several morphology of pockets valleys emerge in figure 19, connected to the head of the Cassidaigne canyon and on the right side of the Bandol canyon. This drainage system has been described in the karst connected to the Rhône Valley during the MSC (Mocochain *et al* 2011, Mocochain *et al.* 2006). For example, the Fontaine de Vaucluse, which is the largest spring in France, was drained during the MSC by springs close to the base level during low flow. During high flow, the lowest springs are unable to carry the entire discharge; water table rises, water floods the epiphreatic zone, rises in phreatic lift tubes, leading to *per ascensum* speleogenesis, and eventually emerges at overflow springs.

In the bay of Cassis, the submarine spring of Port-Miou has been explored to a depth of 223m by cave divers (Meniscus 2012). It shows a shaft developed at a depth deeper than that reaches during the quaternary regressions. The deep shaft of Port-Miou could then exist during the MSC, forming a shaft for *per ascensum* overflow. The marly-limestones found in the bay of Cassis would favor the head losses in the flow to the lowest springs, with overflow in the karst above the saturated zone. In the present state, the rise of the base level that followed the MSC, and the partly filled canyon, force the water to use the past overflow route to form a perennial submarine spring.

6) Conclusion

The seismic imaging of the Provence continental shelf and the integration of offshore and onshore geology allows a better understanding of this key structural domain to be performed. A geological map and a depth map of the base of Plio-Quaternary deposits are presented for the first time in this area. The geological mapping of the Provence continental shelf is based on the definition of nine seismo-stratigraphic units. The base Plio-Quaternary surface is a polyphased unconformity, with deep canyons developed by fluvial erosion during the Messinian, and wave-cut surfaces, induced by post-Messinian transgressions. During the Messinian Salinity Crisis, the Cassidaigne-Bandol Canyon has a E-W segment in its upper part (Bandol canyon *s.s*) and a N-S segment in its lower part (Cassidaigne canyon *s.s*) corresponding to the present-day canyon. The Bandol canyon is filled by Plio-Quaternary mixed carbonate-siliciclastic deposits.

The location and shape of the Cassidaigne-Bandol canyon compared to the tectono-stratigraphic architecture of the Provence continental shelf suggest a strong lithologic and structural control on the development of the canyons during the Messinian erosion.

A map of the Messinian paleo-drainage network is proposed to explain the presence of deep canyons in the Eastern area and the absence of incision in the Western area.

An underground karst drainage scheme is proposed, linked with the current submarine Port-Miou spring.

Such results provide a new insight into the tectonic and stratigraphic framework of the Provence margin but also into the geodynamic and hydrographic evolution of this transitional area between the Rhone margin of Gulf of Lion and the Liguria margin.

Aknowledgements :

Authors thank the captains and the crew of the R/V TETHYS II ship, the CIRMED, IUEM, INSU/Villefranche sur Mer for the technical support, technician for seismic acquisition (INSU and BRGM), Action Marges, BRGM, KarstEAU, Lionel Marié, Guy Tronchetti, Antoine Faure, and Master SET students for their contribution to the seismic acquisition in 2007 and 2009.

References

Arthaud F., Séguret M., Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France), *Bull. Soc. Géol. Fr.* 23 (1981) 51–63.

Audra P., Mocochain L., Camus H., Gilli E., Clauzon G., Bigot J.Y, 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta*, 17, 6, p.27-38.

Audra P, Palmer A.N. (2011) The pattern of caves: controls of epigenic speleogenesis, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4/2011, 359-378.

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., Suc, J.P., 2009. The Messinian erosional and salinity crises: view from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 139–157

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Aslanian, D., Labails, C., Rabineau, M., 2010. Evolution of rifted continental margins: the case of the Gulf of Lions (Western Mediterranean Basin). *Earth and Planetary Science Letters* 292, 345e356.

Bache F, Popescu S-M, Rabineau M, Gorini C, Suc J-P, Clauzon G, Olivet J-L, Rubino J-L, Melinte-Dobrinescu M, Estrada F, Londeix L, Armijo R, Meyer B , Jolivet L, Jouannic G, Leroux E, Aslanian D, Baztan J, Dos Reis A, Mocochain L, Dumurdžanov N, Zagorchev I, Lesić V, Tomić D, Çağatay M. Brun J-P, Sokoutis D, Ucarkus G and Çakir Z, A two step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis,-*Basin Research* (2011) 23, 1-29.

Barber, P.M.,1981.Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta. *Mar. Geol.* 44, 253–272.

Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian–Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6 (1), 164–192.

Berné., S., Loubrieu, B., and the CALMAR shipboard party,1999. Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du Golfe du Lion. Premiers résultats de la campagne Calmar. *C. R. Acad. Sci. Paris,* 328, 471-477.

Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., Stéphan, J.-F., 2004. Déformations pliocènes de la marge nord-Ligure (France): les conséquences d'un chevauchement crustal sub-alpin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 197e211.

Blanc, P.-L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Gilbraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodin. Acta* 15, 303–317.

Blanc et Blanc-Vernet, 1966 - Affleurements sous-marins du Barrémien et de l'Aptien dans la baie de Cassis, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, pp. 1398-1399.

Bonifay E., 1967 – La tectonique récente du bassin de Marseille dans le cadre de l'évolution post-miocène du littoral méditerranéen français. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), IX: 549-560.

Carminati, E., Wortel, M. J. R., Meijer, P. T.,Sabadini, R. (1998a). - The two-stage opening of the western–central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 667-679.

Carminati, E., Wortel, M. J. R., Spakman, W.,Sabadini, R. (1998b). - The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 651-665.

Cavalera T., Arfib B., & Gilli E., 2006. Ressource karstique côtière en méditerranée : les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan (Marseille - France). *8e coll. hydrogeol. en pays calcaire.* Neuchâtel, 21-25 septembre 2006

Cita, M.B., Ryan,W.B.F. (Eds.), 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology,* vol. 27. 366 pp.

Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. geol. Fr.* 24, 597–610.

Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al. (Eds.), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1251–1256.

Clauzon, G., Cravatte, J., 1985. Révision chronostratigraphique de la série pliocène traversée par le sondage Canet-1 (Pyrénées-Orientales): apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. *C.R. Acad. Sci.,* Paris 301-II, 1351–1354.

Collina-Girard J., 1999. Réseaux de vallées et prospection sismique : relation et implications structurales sur le plateau continental (Marseille, Bouches-du-Rhône, France). *C. R. Acad. Sci. Paris,* II, 329, 357-362

Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M-J., (1984) Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM,* 125-126.

Denizot, G., 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. Geogr. Lyon* 27, 327–357

Dos Reis A.T., (2001). La tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la marge du golfe du Lion – Méditerranée occidentale. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, Paris, France, 373p.

Ducrot J., Premières données sur la structure profonde du Banc des Blauquières (région de la Ciotat, Bouches-du-Rhône). *C.R. Soc. Geol. Fr.*, 1967, 3, 80.

Dupire S. (1985) - Étude cartographique au 1/25000 de la zone sud du bassin de Marseille. Les Travertins de Marseille : aperçu géomorphologique et néotectonique. *Thèse de 3ème cycle,* Université de Provence, 104 p.

Froget C., (1967). Découvertes d'affleurements quaternaires anciens sur le Précontinent provençal au large de l'île de Riou. *C.R. Acad. Sci. Paris*, (D) 264, 2, p. 212-214.

Froget C., (1972). Exemples de diagenèse sous-marine dans les sédiments pliocènes et pléistocènes : dolomitization, ferruginisation (Méditerranée nord-occidentale, sud de Marseille). Examples of submarine diagenesis in Pliocene and Pleistocene sediments : dolomitization, ferruginisation (northwest Mediterranean, south of Marseille) *Sedimentology*, 19 : 59-83.

Froget C., Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale, *Thèse de doctorat*, Univ. Aix-Marseille. 219 p. (1974).

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D. S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F. (2007). - Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters.*

Gennesseaux, M., Lefebvre, D., 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne.* 7, 71–80.

Gilli E., 2002 - Etude préalable sur le drainage des karsts littoraux. *Rapport d'étude*, Agence de l'eau RMC, Janvier 2002: 83p.

Gilli E. (2010) Les grands vides karstiques souterrains. P. Audra ed. Karstologia Mémoire 19. p.54-55

Gorini, C., 1993. Géodynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, 256 pp.

Gorini, C., Le Marrec, A., Mauffret, A., 1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bull. Soc. géol.* Fr. 164, 353–363.

Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., Dos Reis, T., Guennoc, P., Le Strat, P., Mauffret, A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Mar. Pet. Geol.* 22, 695–712.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298, 259–269.

Guennoc, P., Debeglia, N., Gorini, C., Le Marrec, A.,Mauffret, A. (1994). - Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion - Sud France): apport des données géophysiques. *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine* 18: 33-57.

Guennoc, P., Gorini, C.,Mauffret, A. (2000). - Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. *Géologie de la France* 3: 67-97.

Hsü, K.J., 1972b. When the Mediterranean dried up. *Sci. Am.* 227, 44–51.

Hsü, K.J.,1973. The desiccated deep-basinmodel for theMessinianevents. In:Drooger, C.W. (Ed.), Messinian Events in the Mediterranean. *North-Holland Publ. Co.*, Amsterdam, pp. 60–67.

Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973a. The origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan,W.B.F., Hsü, K.J, et al. (Eds.), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, vol.13. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1203–1231.

Hsü, K.J., Montadert, L., Bernouilli, D., Cita, M.B., Erickson, A.,Garrison, R.E., Kid, R.B., Melie`res, F., Muller, C., Wight, R., 1978. History of the Mediterranean salinity crisis. In: Hsu¨, K.J., Montadert, L. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 42 (1), pp. 1053–1078.

Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1095–1106.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., Rouchy, J.M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology* 188-189, 9-33.

Jolivet, L., et al., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. Géol. France* 179 (6), 525–550.

Journot Cl. 1948 - Le couloir périphérique des Maures. In: *Annales de Géographie.*, t. 57, n°306. pp. 109-118. doi : 10.3406/geo.1948.12225

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., RaI., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652-655.

Leenhardt O., Pierrot S., Rebuffati A., Sabatier H., Etude sismique de la zone de Planier (Bouches du Rhône) *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXIV, 11, p. 1261-1287. (1969).

Lofi, J., 2002. La Crise de Salinité Messinienne : Incidences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion, *These de Troisième Cycle*, University of Lille I, 285pp.

Lofi J., M. Rabineau, C. Gorini, S. Berné, G. Clauzon, P. De Clarens, G.S. Moutain, W.B.F. Ryan, M.S. Steckler and C. Fouchet, Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the Western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis, *Marine Geology* 198 (3–4) (2003), pp. 289–317.

Lofi, J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F., Steckler, M., 2005. Paleoenvironmental changes and erosional processes on the western Gulf of Lions during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 217 (1–2), 1–30.

Lofi, J., Berné, S., 2008. Evidence for pre-Messinian submarine canyons on the Gulf of Lions slope (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 25 (8), 804e817.

Lofi J, Déverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F., Thinon I., Seismic Atlas of the « Messinian Salinity Crisis" Markers in the Mediterranean and Black Seas. *Commission for the Geological Map of the World/ Mémoires de la Société Géologique de France*, n.s., 2011, t.179, 72p.

Loget, N., Van den Driessche, J., Davy, P., 2005. How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nova* 17

Maufret, A., Gorini, C., 1996. Structural style of the Camargue area and western Provençal basin (Southern France), geodynamic consequences. *Tectonics* 15, 356-375.

Meniscus X. (2012) Compte-rendu de la plongée du 7 mai 2012 à -223m à Port Miou, Cassis, France. 8 p. http://cnps.plongeesouterraine.org

McKenzie J.A. (1999)- From desert to deluge in the Mediterranean.- *Nature*, 400, 613-614.

Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration. *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, 26, pp. 135-144.

Mocochain L., Clauzon G. & Bigot J.-Y., (2006a) – Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise messinienne. *Bull. Soc. géol. France*, t. 177, 1, p. 27-36.

Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y., Brunet P. (2006 b). - Geodynamic evolution of the peri mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and the Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 188-189, 219-233.

Mocochain L., Bigot J.-Y., Clauzon G., Faverjon M., & Brunet Ph., (2006c) – La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. *Karstologia*, 48, pp. 33-50.

Mocochain L., Audra P., Clauzon G., Bellier O., Parize O., Monteil P., Bigot J.-Y (2009). - The Messinian Salinity Crisis manifestations on landscape geodynamic: karst surface, river piracies, and cave levels: Example of the Lower Ardèche River (Rhône Mid-Valley). *Geomorphology*, 106, 46-61.

Mocochain L., Audra P. & Bigot J.-Y. (2011) Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts. *Bull. Soc. géol. France*, 2011, t. 182, no 2, p.87-93.

Montigny R., Edel J.-B. & Thuizat R. (1981). – Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. – *Earth Planet. Sci. Lett.,* 54, 269-271.

Nesteroff, W.D., 1973. The sedimentary history of the Mediterranean area during the Neogene. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al. (Eds.), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1257–1261.

Nury, D. (1988). - L'Oligocène de Provence méridionale: stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. *Thèse d'Etat, Univ. De Provence*: 411.

Oudet, J., 2008. Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal: apports de la modélisation 3D et de la chronostratigraphie intégrée. *Thèse de l'Université de Provence*, p. 288.

Oudet, J., Münch, P., Borgomano, J., Quillévéré, F., Melinte-Dobrinescu, M., Demory, F., Viseur, S., Cornée, J.J., 2010a. Land and sea study of the Northeastern Golfe du Lion rifted margin: the Oligocene-Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181 (6), 591e607. doi:10.2113/gssgfbull.181.6.591.

Peres J.M. et Picard J., 1964 – Nouveau manuel de bionomie benthique de la Méditerranée. *Rec. Trav. Stat. Mar. Endoume*, (47), 317 : 1-13. 9 fig.

Rabineau, M., Berné, S., Ledrezen, E., Lericolais, G., Marsset, T., Rotunno, M., 1998. 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France. *Marine and Petroleum Geology* 15, 439–452.

Rabineau M., Berné S., Aslanian D, Olivet J-L., Joseph P., Guillocheau F, Bourillet J-F, Ledrezen E, Granjeon D., Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles, *Marine and Petroleum Geology* 22 (2005) 775–804

Rizzini, A., Vezzani, F., Cococcetta, V., Milad, G., 1978. Stratigraphy and sedimentation of a Neogen–Quaternary section in the Nile delta aera (A.R.E.). *Mar. Geol. 27*, 327–348.

Rollet, N., 1999. Structure profonde et dynamique du Bassin Ligure et de ses marges. *Thèse de Doctorat, Univ. P. et M. Curie*, Paris, 324 p.

Rouire J., L'Homer A., J.-J.Blanc (1979) Carte géologique de la France à 1/250000 Feuille Marseille – BRGM.

Rouire J., and J.-J.Blanc (1979) Feuille Marseille et notice explicative de la feuille Marseille à 1/250000 – BRGM

Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Messinian salinity crisis. *Sedimentology* 23, 791–813

Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces: indicators of several kilometers deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology* 27, 193-230.

Sage F., Beslier M.-O., Thinon I., Larroque C., Dessa J.-X., Migeon S., Angelier J., Guennoc P., Schreiber D., Michaud F., Stephan J.-F., Sonnette L. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology* 28 (2011) 1263-1282.

5.3 Planches photos : échantillons du fond marin et profils sismiques

Cette section présente une partie de la base de données qui n'a pas été illustrée dans l'article (section 5.2). Elle inclut les planches photographiques des principaux microfaciès identifiés sur le plateau continental de Provence à partir des roches échantillonnées sur le fond marin (carottes et dragages), ainsi que certains profils sismiques apportant une aide pour la compréhension de l'architecture tectono-stratigraphique de ce secteur (Figure 5-24).

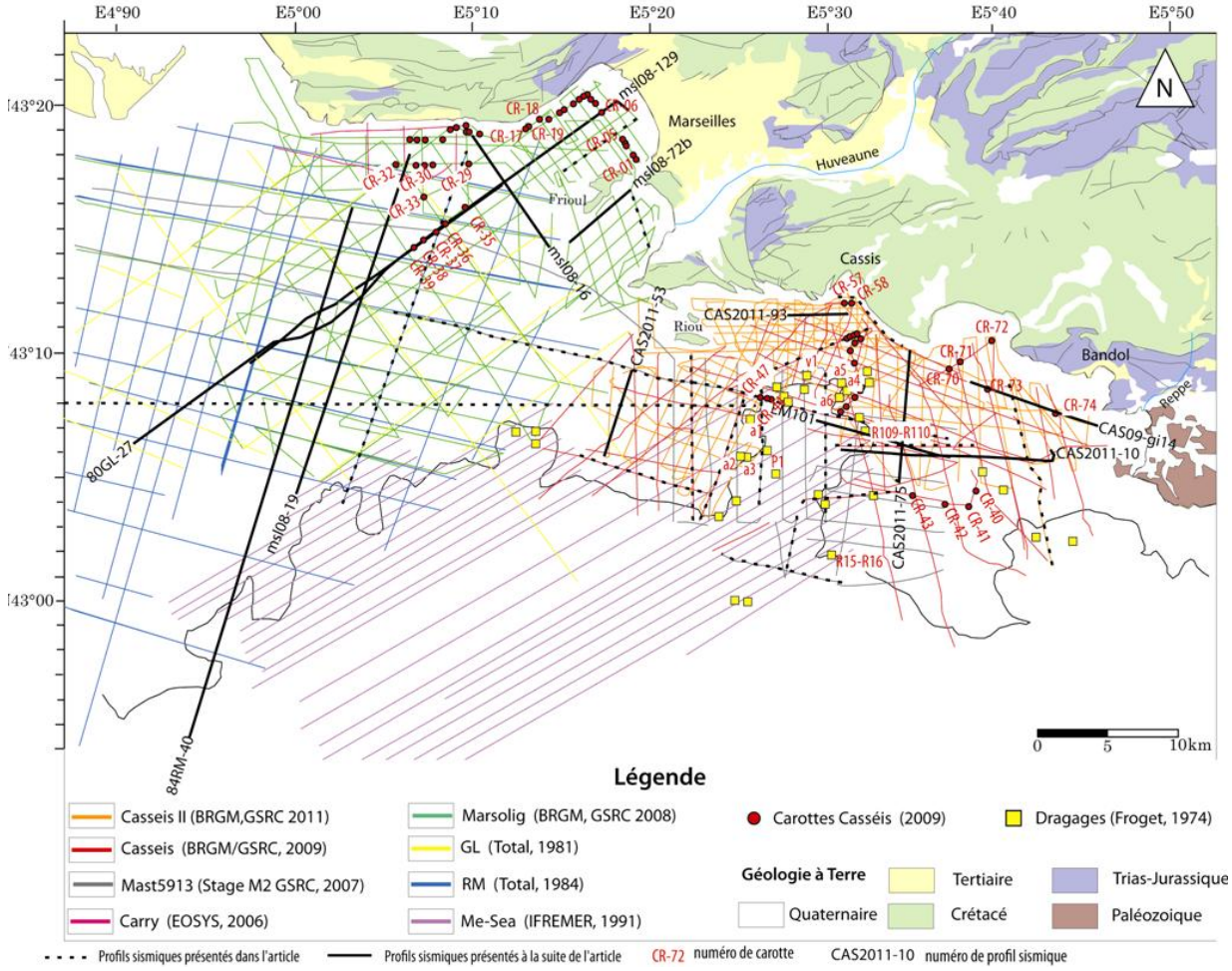


Figure 5- 24 : Plan de position des profils sismiques et des échantillons rocheux prélevés sur le fond marin (carottes et dragages). Les principaux points de carottage et les profils sismiques présentés dans le chapitre sont numérotés.

5.3.1. Echantillons du fond marin : les carottes de la campagne CASSEIS

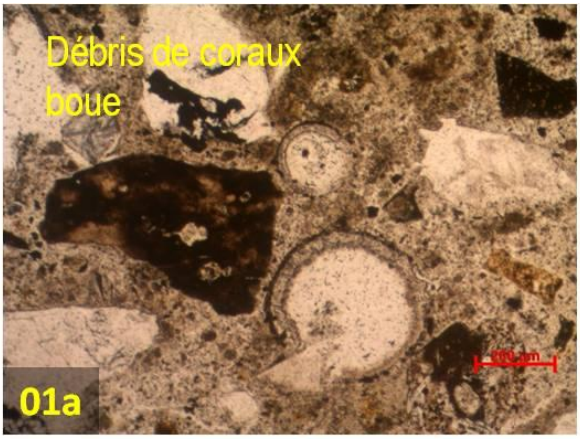
Les photographies des lames minces sont présentées sous forme de planches classées par localisation (secteurs ouest, central et est) et par âge lorsqu'il a été possible de le déterminer. Les coordonnées et la profondeur d'échantillonnage pour chaque carotte sont indiquées dans la table 5-2. Les numéros de photo correspondent aux numéros de carottes. Lorsque plusieurs photos d'une même lame mince sont présentées, elles sont numérotées. Par exemple, les photos 35_1 et 35_2 correspondent à la même lame mince. Lorsque les photos sont numérotées par des lettres (ex : 29 et 29b), elles correspondent à deux (ou plus) lames minces réalisées sur plusieurs échantillons.

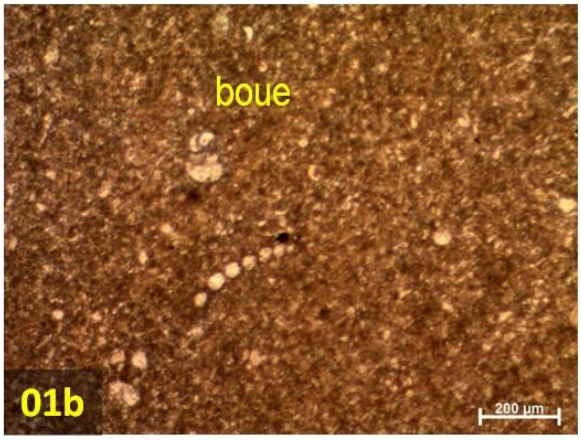
PLANCHE 1

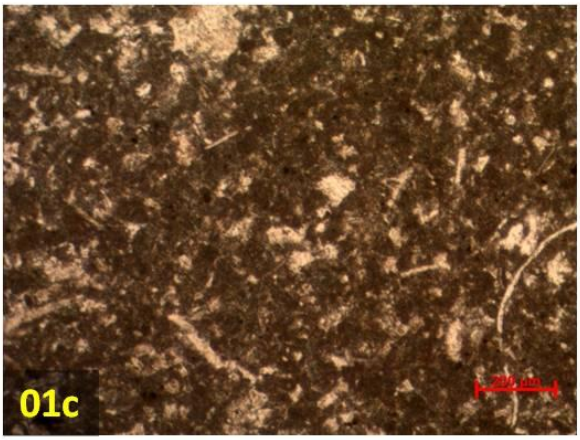
Pléistocène

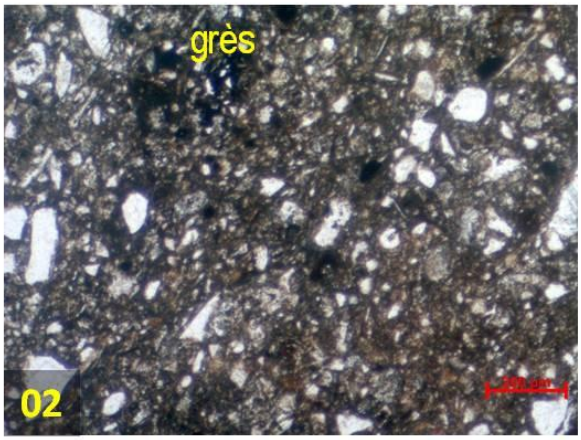
Secteur ouest : Côte Bleue

- Photo 01a : Grainstone à débris de coraux
- Photo 01b : Mudstone/wackestone à fragments de foraminifères benthiques.
- Photo 01c : Packstone peloïdal
- Photo 02 : Grès à grains fins anguleux et matrice carbonatée.
- Photo 03 : basalte ?









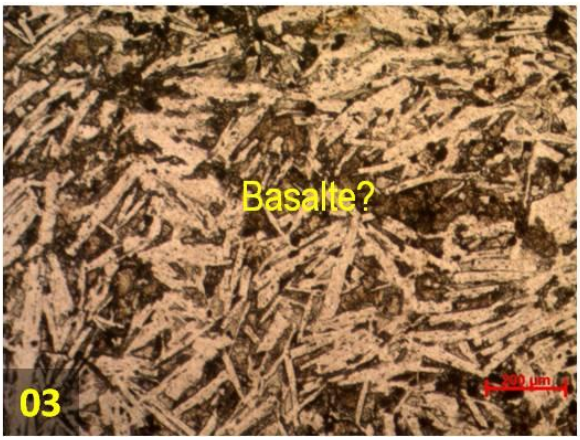


Figure 5- 25 : Planche 1

PLANCHE 2

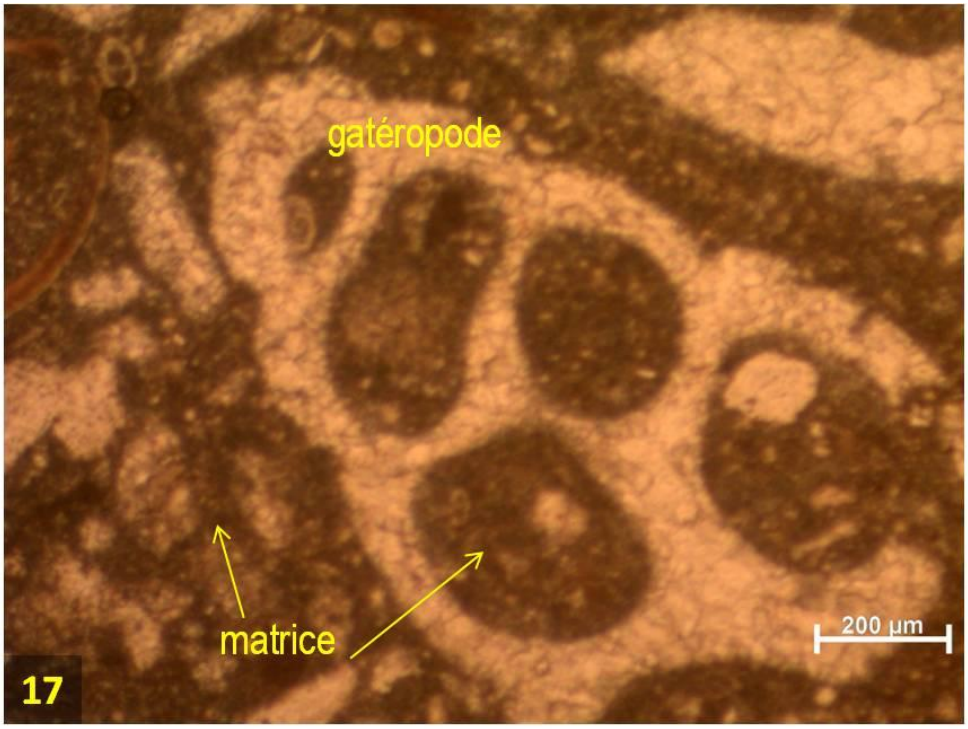
Oligo-Miocène

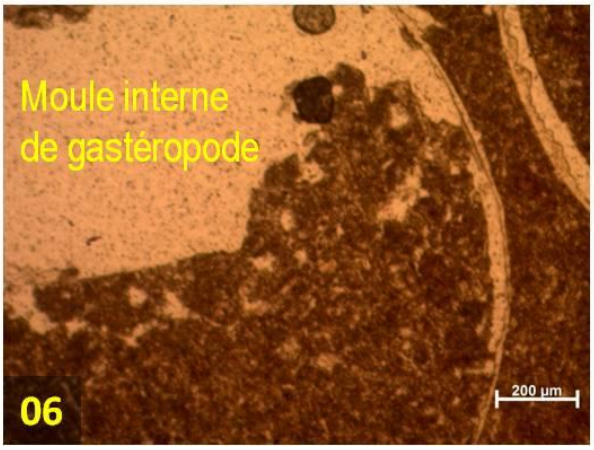
Secteur ouest : Côte Bleue

- Photo 17 : Packstone à Foraminifères (Milioles), Scleractiniaires, Gastéropodes et Echinodermes.

- Photo 06 : Calcaire microbrèchique à éléments micritiques et moules de gastéropodes d'eau douce : origine palustre probable.

- Photo 18 : Mudstone-wackestone à gastéropodes, ostracodes, grains enrobés, craquelures péri-granulaires : origine palustre probable.





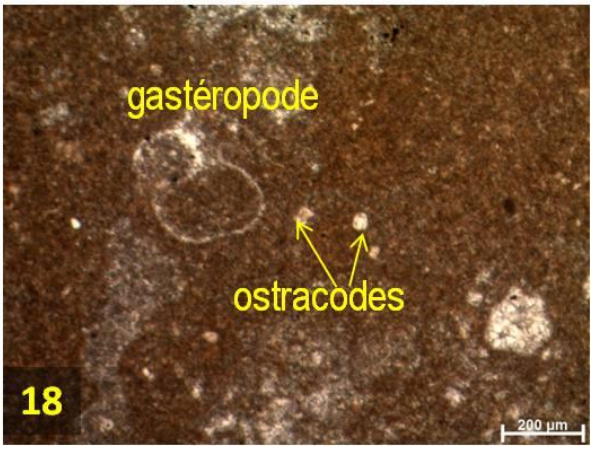


Figure 5- 26: Planche 2

PLANCHE 3

Tertiaire indifférencié à Quaternaire

Secteur ouest : Côte Bleue

- Photo 12 : grès fin
- Photo 15 : mudstone.
- Photo 07 : grès moyen à grossier à grains de quartz angulaires et à ciment calcitique.
- Photo 31 : Grès moyen à grains de quartz angulaires, ciment calcitique (sparite), milioles.
- Photo 21 conglomérat à galets arrondis et ciment calcitique (spartite).

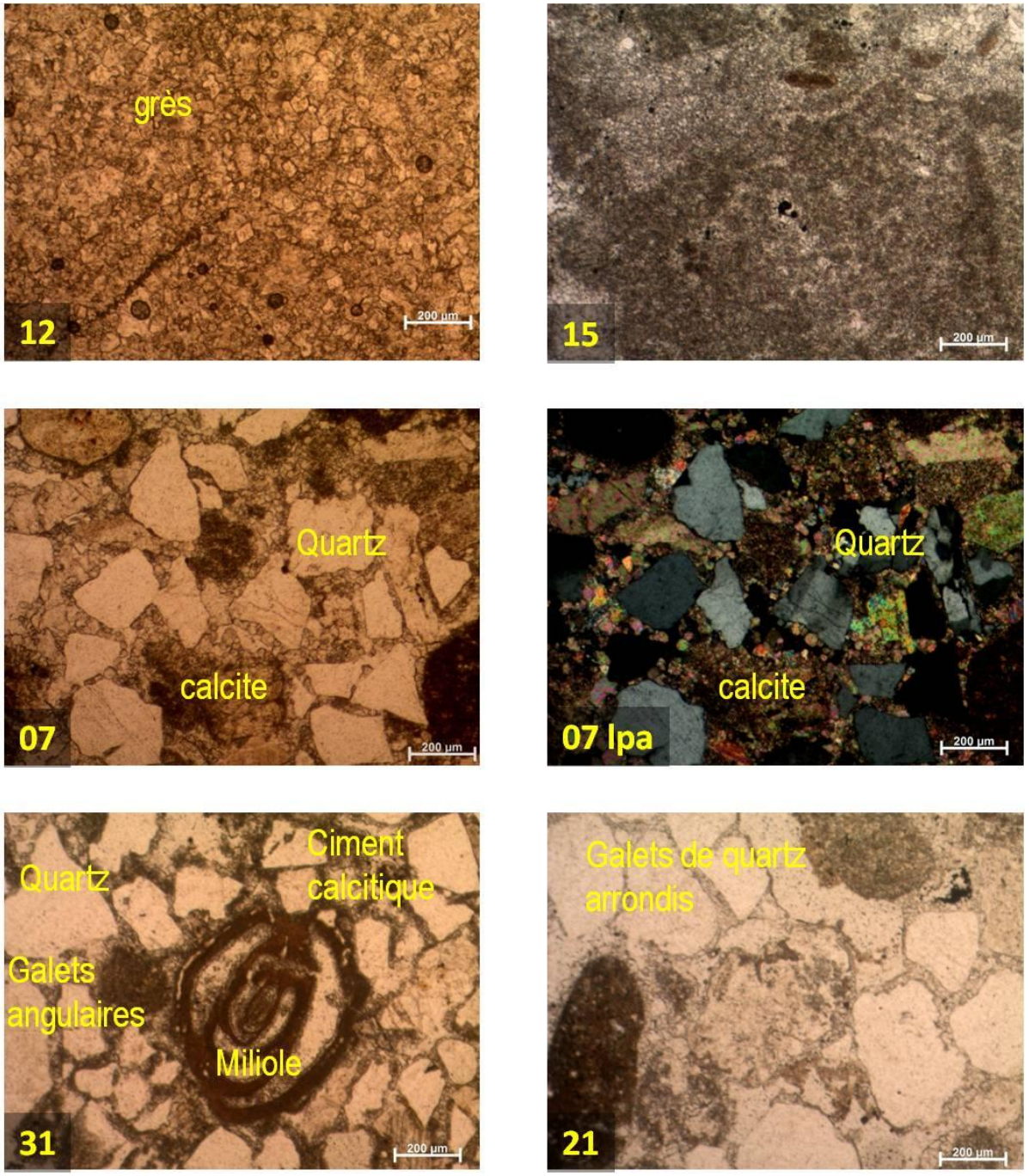


Figure 5- 27: Planche 3.

PLANCHE 4

Tertiaire indifférencié à Quaternaire

Secteur ouest : Côte Bleue

- Photo 29 : grès à grains fins à moyens, grains de quartz angulaires et ciment calcitique (sparite), foraminifères benthiques.
- Photo 29b grès à grains fins à moyens, grains de quartz angulaires et ciment calcitique (sparite), foraminifères benthiques.
- Photo 25 : corail recristallisé.
- Photo 33 : grès à grains moyens, grains de quartz angulaires et ciment calcitique (sparite), milioles.

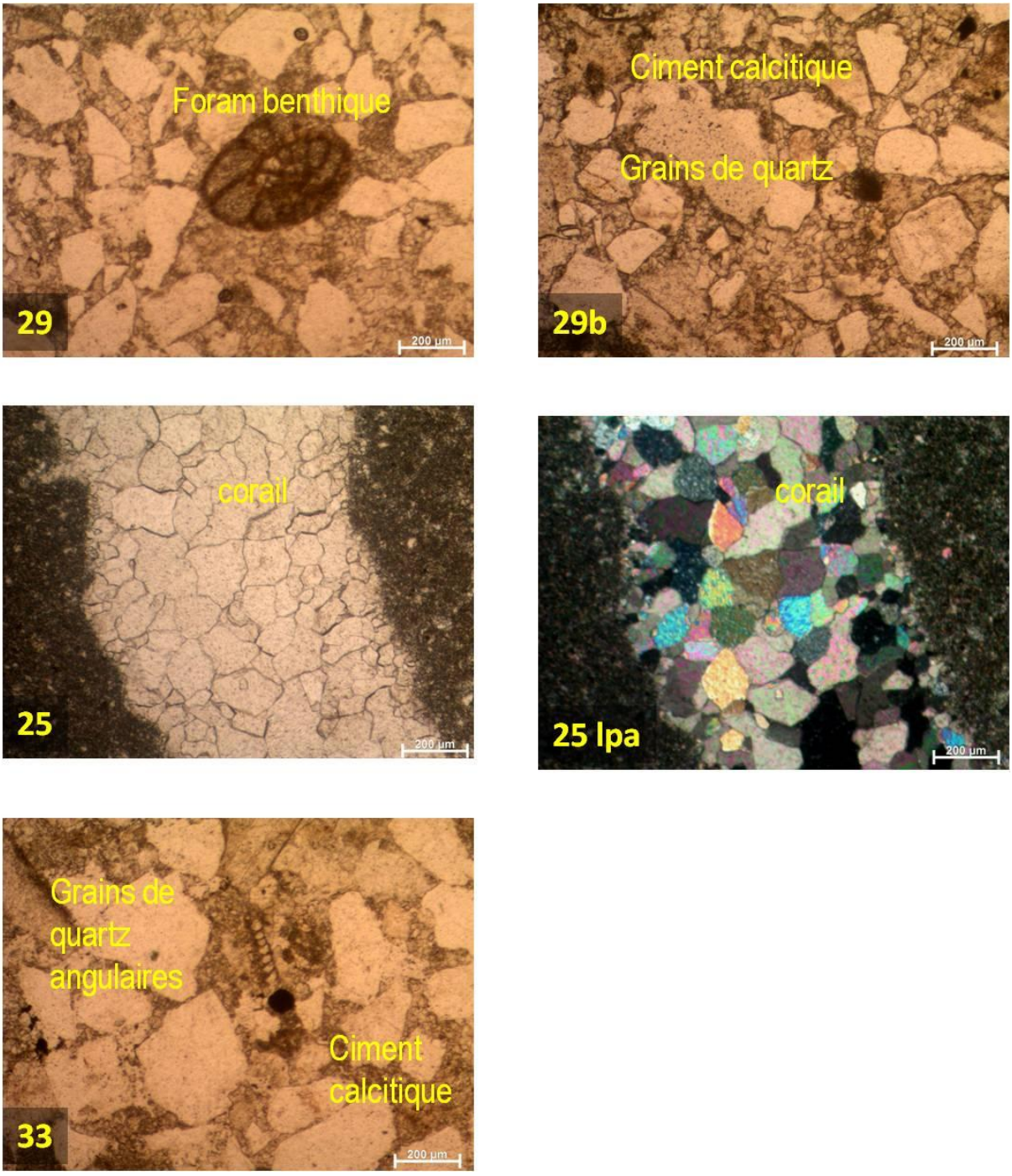


Figure 5- 28: Planche 4

PLANCHE 5

Tertiaire indifférencié à Quaternaire

Secteur ouest : Côte Bleue

- Photo 35_1 : Calcarénite quartzeuse à foraminifères benthiques.
- Photo 35_2 : idem

Echantillon 37 : Calcarénite quartzeuse à foraminifères benthiques, échinodermes (echinoïdes, holothuries), mollusques dissous et recristalisés.

- Photo 37_1: idem + algue verte (Dasycladale)
- Photo 37_2 : idem + grain arrondi à péloïdes (lithoclaste). Les flèches indiquent la bordure du grain.
- Photo 37_3 : idem + Rotalipora
- Photo 37_4 : idem + bryozoaire et foraminifère planctonique

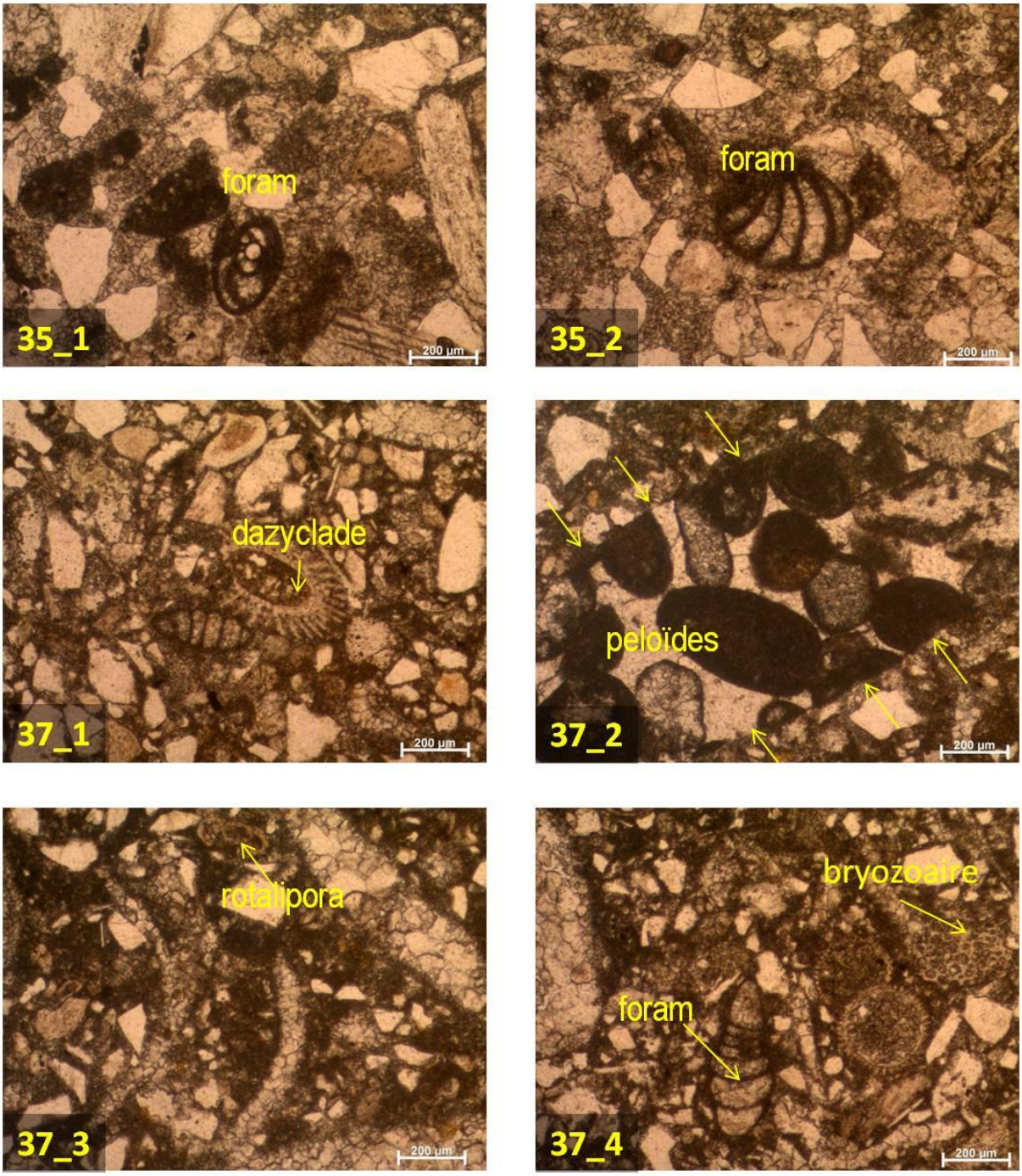


Figure 5- 29: planche 5

PLANCHE 6

Tertiaire indifférencié à Quaternaire

Secteur ouest : Côte Bleue

- Photo 38b : corail recristallisé
- Photo 38a : Grès à grains fins et glauconie, ciment calcitique (sparite).
- Photo 39 : Grès à grains fins et glauconie, ciment calcitique (sparite).
- Photo 39b : Argile silteuse laminée à foraminifères.
- Photo 39e : grès très compacté à ciment calcitique (sparite) et glauconie.
- Photo 39f : grès très compacté à ciment calcitique (sparite).

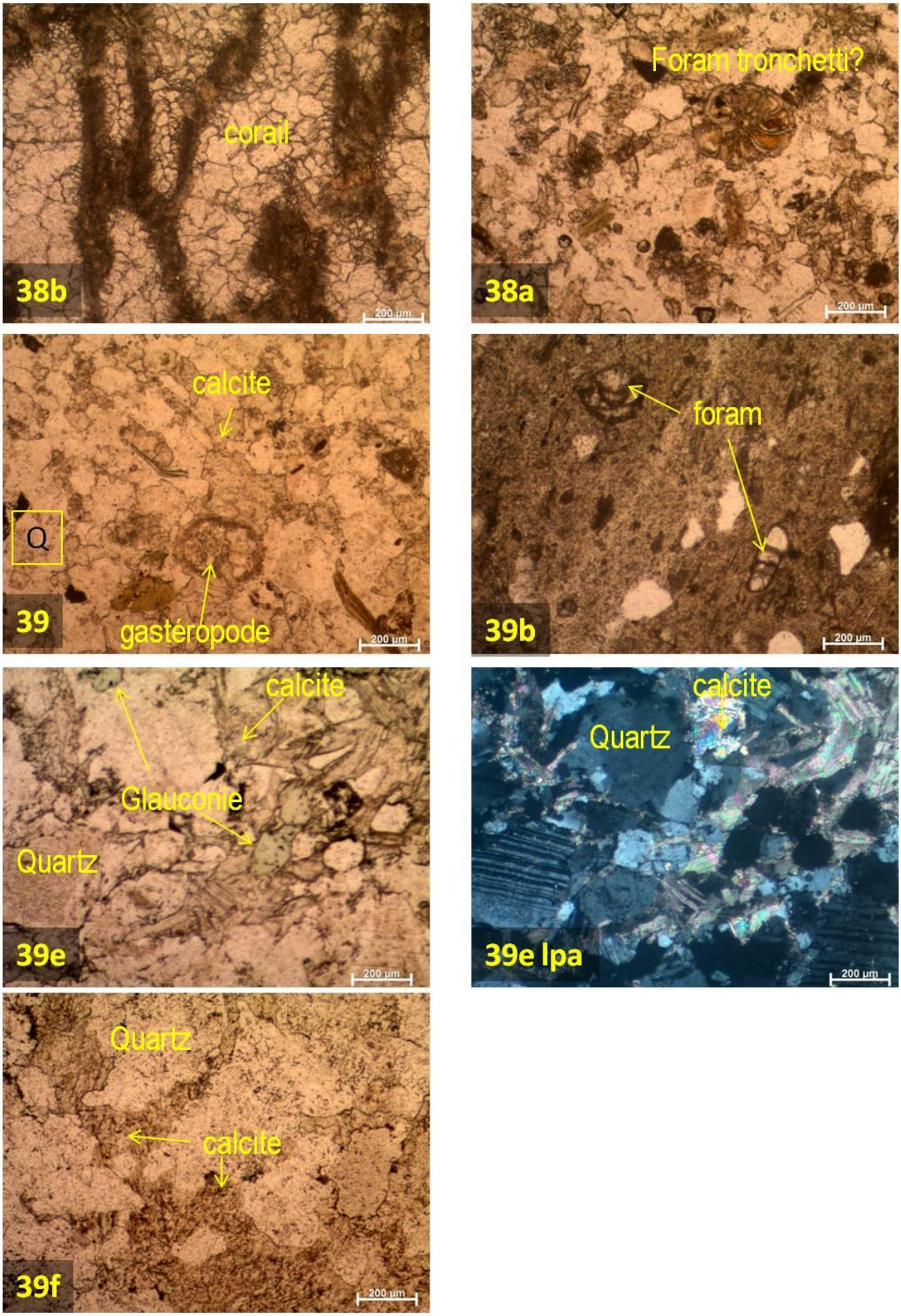


Figure 5- 30: Planche 6.

PLANCHE 7

Paléozoïque

Secteur est : Banc des Blauquières

- Photo 43_1 : phyllades. S1 montre le plan de schistosité.
- Photo 43_2 : phyllades. S1 montre le plan de schistosité.
- Photo 42: phyllades. S1 montre le plan de schistosité.
- Photo 43_3 : phyllades. S1 montre le plan de schistosité.
- Photo 40 : phyllades. S1 montre le plan de schistosité.
- Photo 40_1 : phyllades. S1 montre le plan de schistosité.

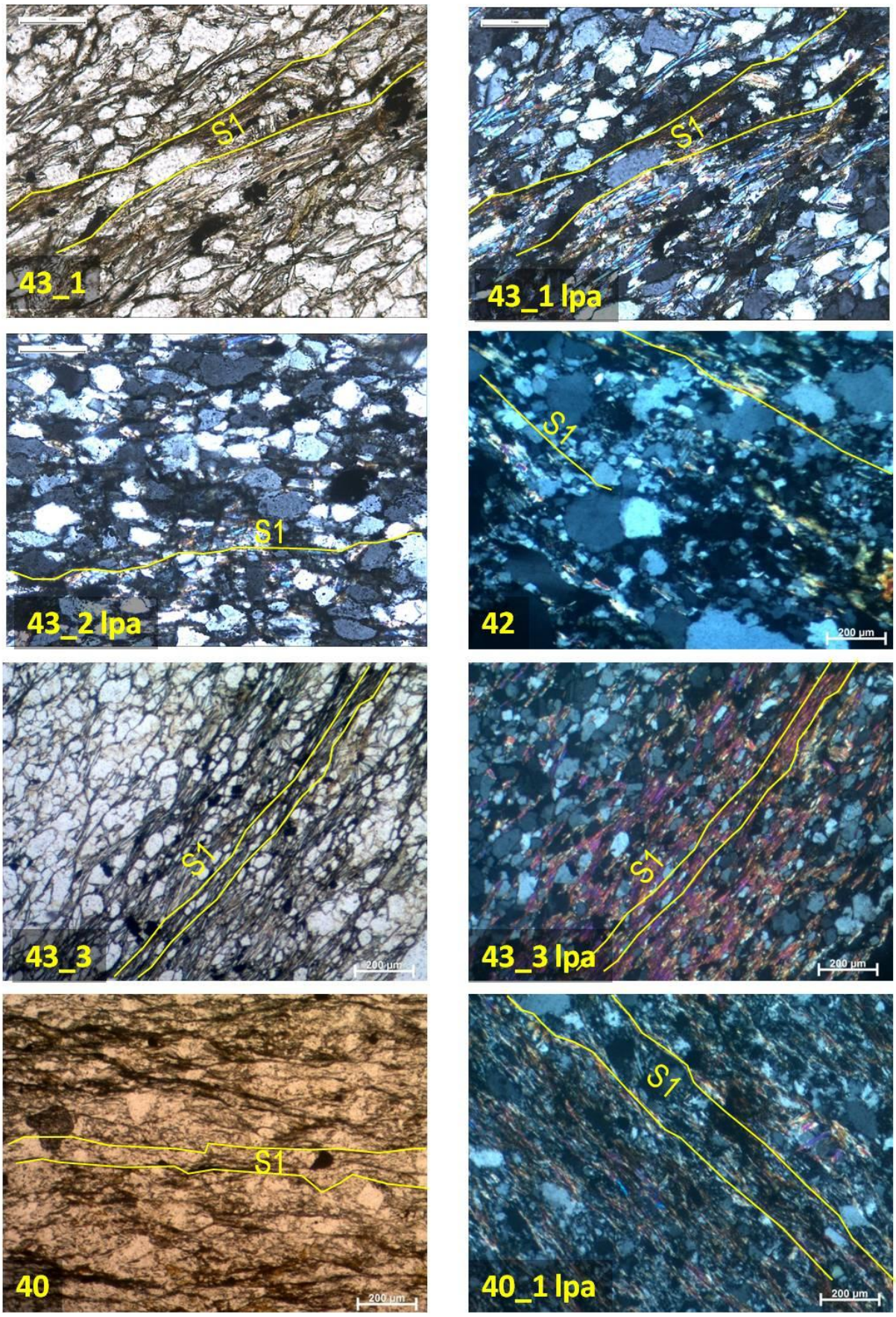


Figure 5- 31: Planche 7

PLANCHE 8

Cénomanien

Secteur central : Baie de Cassis

- Photo 57b_1 : packstone-grainstone à Rotalipora
- Photo 57b_2: packstone-grainstone à Rotalipora, échinodermes
- Photo 57b_3: packstone à foraminifères benthiques
- Photo 57b_4: packstone à foraminifères benthiques, échinodermes
- Photo 57b_5: packstone à milioles
- Photo 57b_6: packstone à algues rouges et calcisphères
- Photo 57b_7: packstone à algues rouges et glauconite
- Photo 57b_8: packstone à foraminifères benthiques

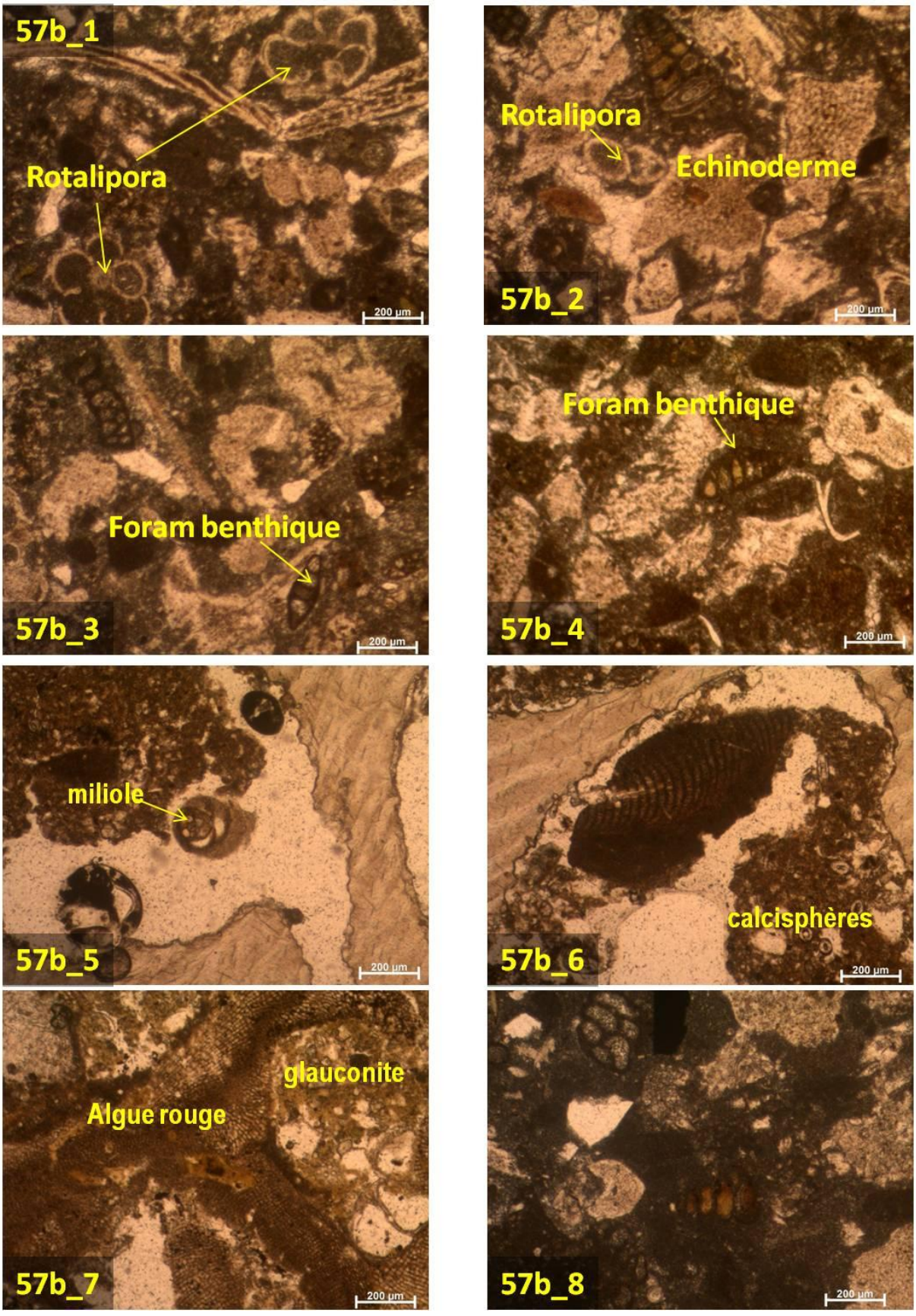


Figure 5- 32: Planche 8

PLANCHE 9

Cénomanien

Secteur central : Baie de Cassis-Cap Canaille

- Photo 65_1 : packstone-grainstone péloïdal à orbitolines
- Photo 65_2 : packstone-grainstone péloïdal à milioles
- Photo 65_3: packstone-grainstone péloïdal à milioles
- Photo 65b : Calcimicrobe mudstone/bindstone

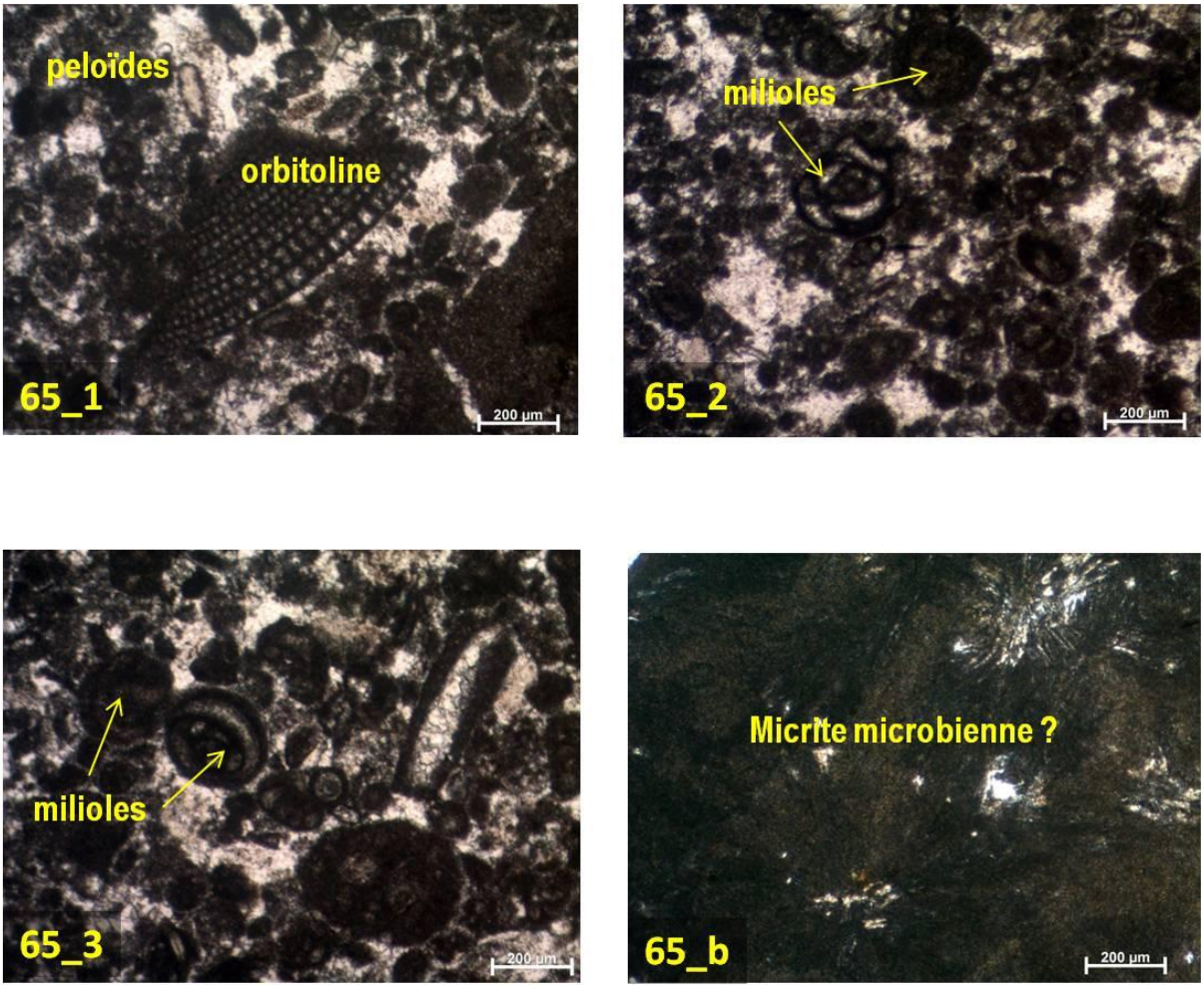


Figure 5- 33: Planche 9.

PLANCHE 10

Aptien-Albien

Secteur central : Baie de Cassis-Cap Canaille

- Photo 60_1 : Algue rouge (probablement un encroûtement de l'échantillon)
- Photo 60_2: brèche à éléments siliceux riches en-spicules de spongiaires.

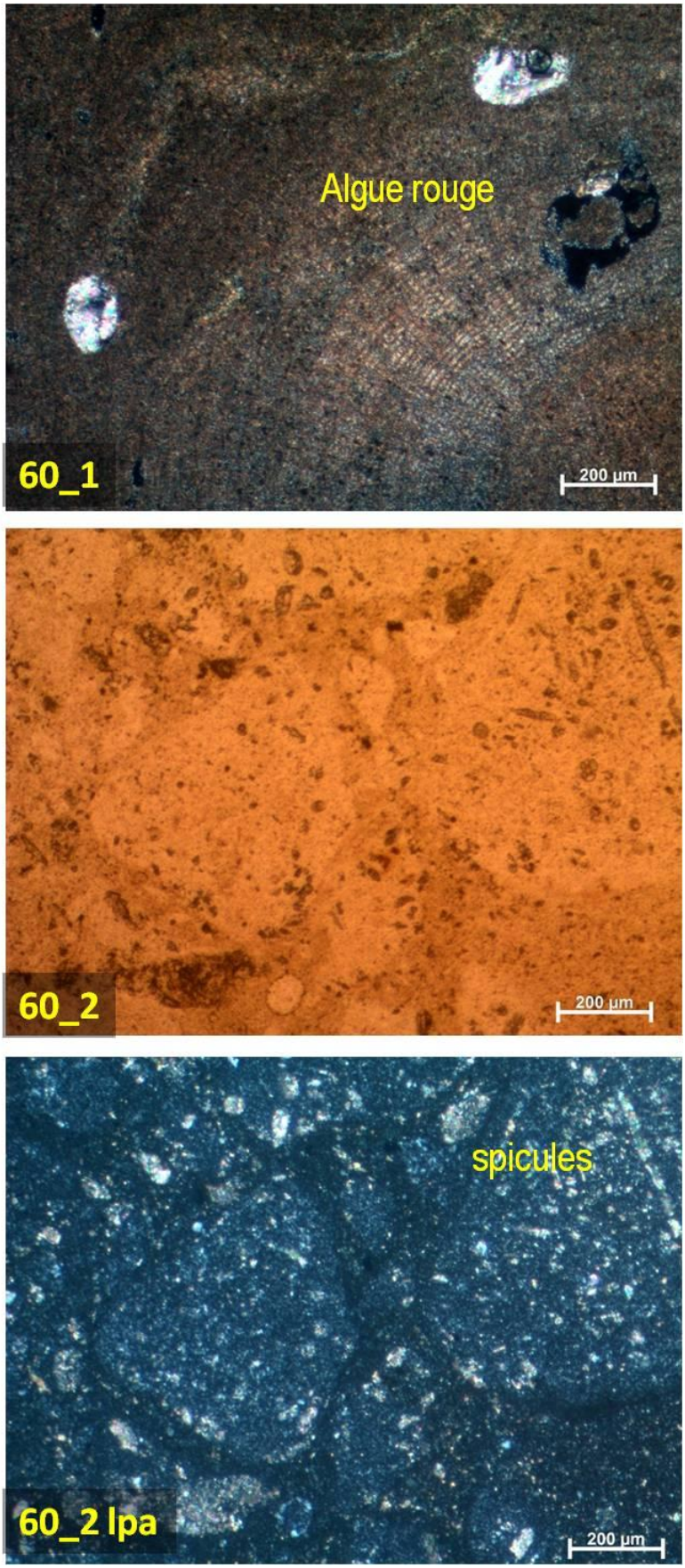


Figure 5- 34 : Planche 10

PLANCHE 11

Pliocène

Secteur est : Bandol

- Photo 74a : conglomérat à matrice cimentée glauconitique gréseuse à gastéropodes et foraminifères et galets calcaires

- Photo 74b: conglomérat à matrice gréseuse à algues rouges, bivalves et galets calcaires à péloïdes.

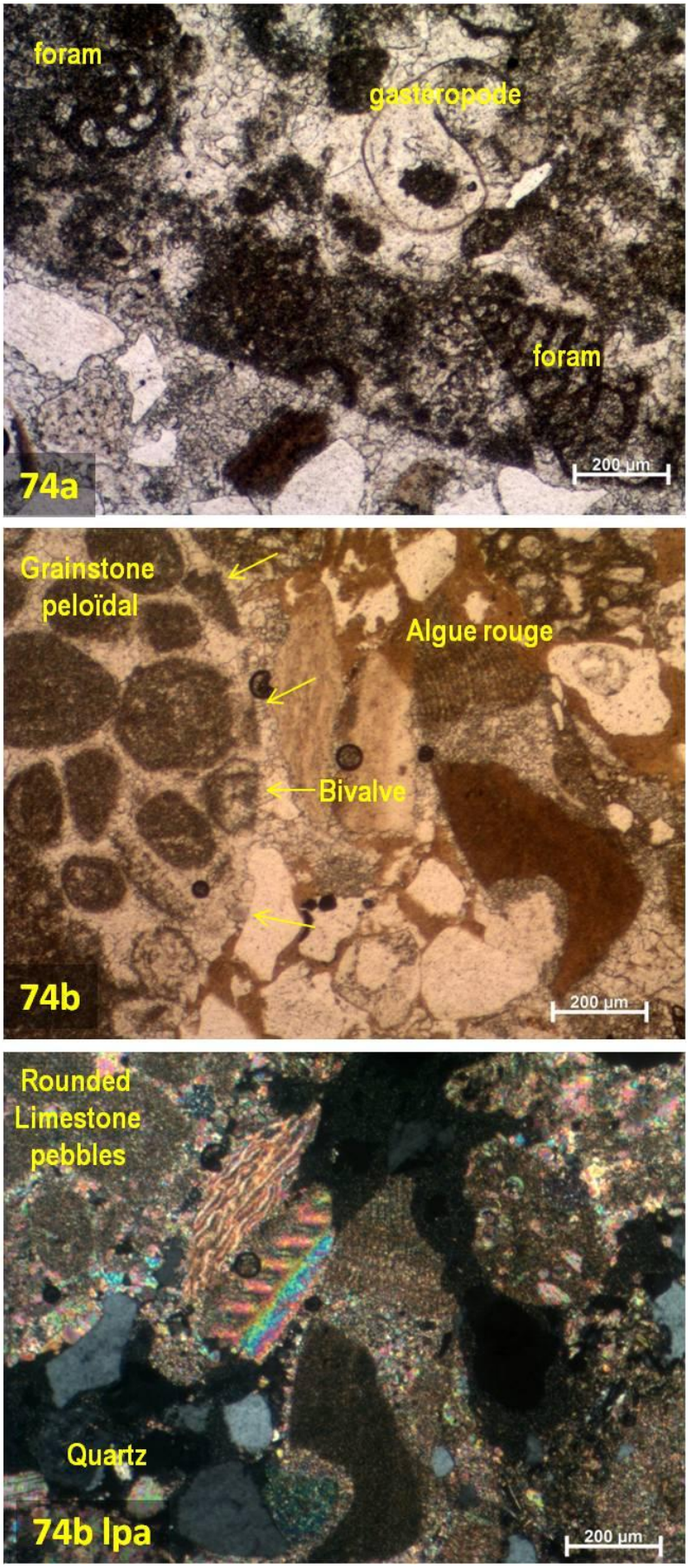


Figure 5- 35: Planche 11.

PLANCHE 12

Ages indéterminés

Secteur est: Cap Canaille

- Photo 70 : Calcarénite quartzeuse à spicules d'éponges et foraminifères.
- Photo 64: quartzite

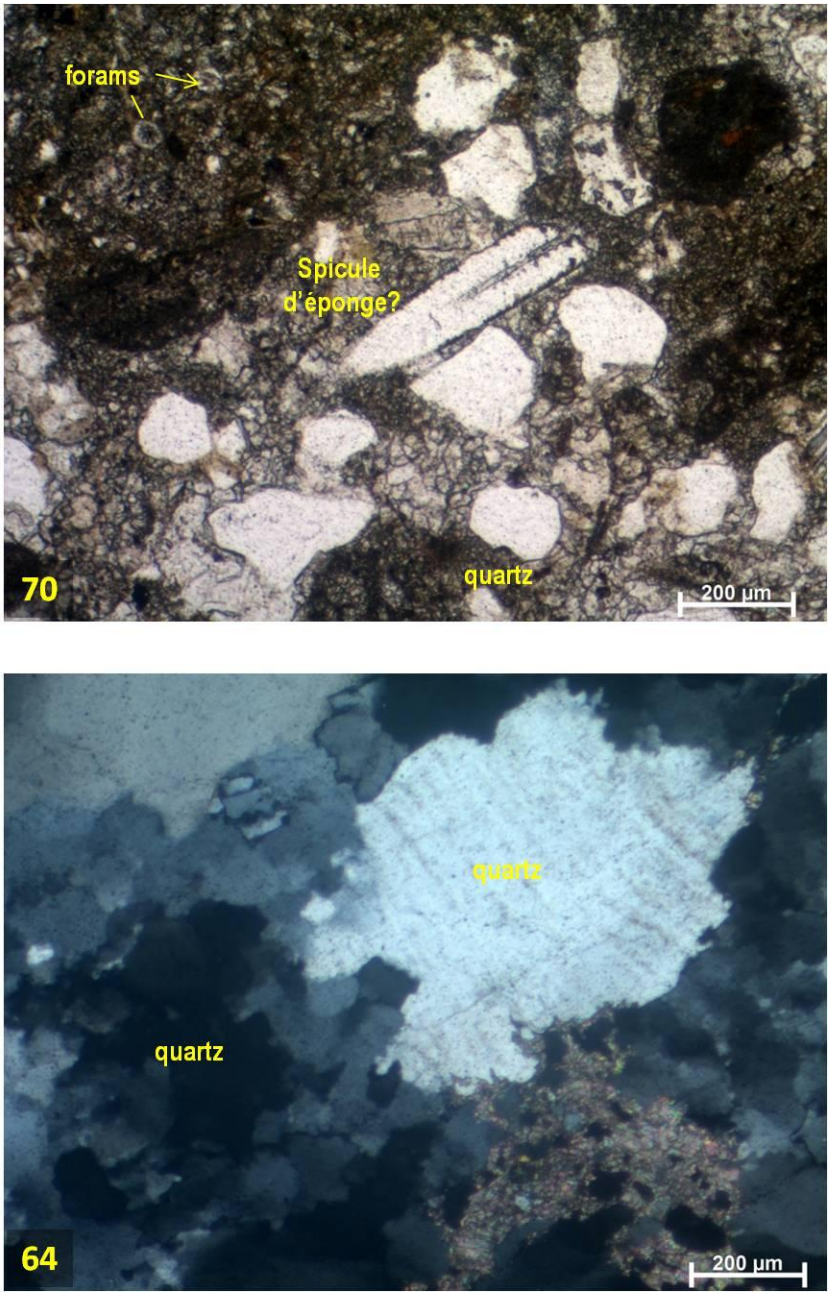


Figure 5- 36: Planche 12.

5.3.2. Profils sismiques de la Marge Provençale

Les profils sismiques suivants correspondent à des profils complémentaires qui illustrent des points clés de la carte géologique en mer et de l'incision messinienne (Fig. 5-18 et 5-20). Ils sont interprétés en terme d'unités sismo-stratigraphiques décrites dans l'article présenté en partie 5.2, (se référer à la figure 5-8 pour la description des unités sismo-stratigraphiques).

5.3.2.1 Secteur Ouest (Bassin de Marseille)

- *Profils Très Haute Résolution (THR) :*

Les profils sismiques msl08-129, msl08-16, msl08-72b et msl08-19 (Fig. 5-24 et 5-37 à 5-40) montrent les quatre unités sismiques U3, U4, U5, et U6 au-dessus du socle acoustique. Ces lignes montrent que l'unité du socle acoustique correspond à une formation structurée en horsts et grabens (profils msl08-72b, msl08-129 et msl08-19) et scellée par les unités U3 et U4. L'unité U3 est confinée dans la partie est, directement sur le socle acoustique (profils msl08-72b, msl08-16 et msl08-129). L'unité U4 est située directement en *onlaps* sur le socle (à l'ouest : profils msl08-129, msl08-16 et msl08-19) ou au-dessus d'U3 (à l'est) par contact sédimentaire (msl08-129) ou tectonique (faille : msl08-16). Les unités U3 et U4 sont caractérisées par des déformations tectoniques (failles, plis). L'unité U5, seulement visible dans la partie sud-ouest des profils msl08-129 et msl08-19, est transgressive sur U4 et montre des contacts en *onlaps* à la base. Elle ne montre pas de déformation tectonique. Les unités U3 à U5 sont tronquées au sommet par une surface d'érosion sub-horizontale conforme à la bathymétrie du secteur. L'unité U6 est limitée à la base par cette surface d'érosion et au sommet par le fond marin. Elle est caractérisée ici par une importante discordance angulaire avec les unités sous-jacentes et une faible épaisseur (environ 0.01s TWTT).

La chronostratigraphie a été calibrée sur la base de calages réalisés avec les affleurements côtiers du Bassin de Marseille et du littoral de la Nerthe. Les quatre profils sismiques sont en continuité structurale avec les dépôts oligocènes et crétacés (msl08-129 et msl08-72b) décrits dans le Bassin de Marseille (Dupire, 1985; Nury, 1988) et les séries miocènes de la Nerthe (msl08-16 et msl08-19). Des carottes marines prélevées à proximité des profils (Fig. 5-24 et Planche 2 : CR-06, 07, et 18) sont datées de l'Oligocène (formations des poudingues de Marseille et du Rouet) et du Miocène. L'archipel du Frioul, situé à proximité des profils msl08-72b et msl08-16 est formé par les calcaires urgoniens. Sur la base de corrélations terre-mer, l'unité sismique du socle acoustique peut être attribuée aux calcaires urgoniens, et les unités sus-jacentes U3, U4 et U5 correspondent aux formations oligocènes et miocènes. D'après l'étude chronostratigraphique terre-mer réalisée dans la région de la Nerthe (Oudet *et al.,* 2010) nous pouvons attribuer les unités déformées U3 et U4 aux formations syn-rift (U3 : Oligocène ; U4 : Aquitanien ; Oudet *et al.*, 2010) et l'unité transgressive U5 au post-rift (fini-Aquitanien à Burdigalien-Tortonien ; Oudet *et al.*, 2010). L'unité sommitale U6 est attribuée aux dépôts Plio-Quaternaires, en accord avec les carottes échantillonnées sur des profils voisins corrélables (Planche 1, fig. 5-24). La surface sub-horizontale qui tronque les séries à la base d'U6 est interprétée comme une surface d'abrasion marine post-MSC.

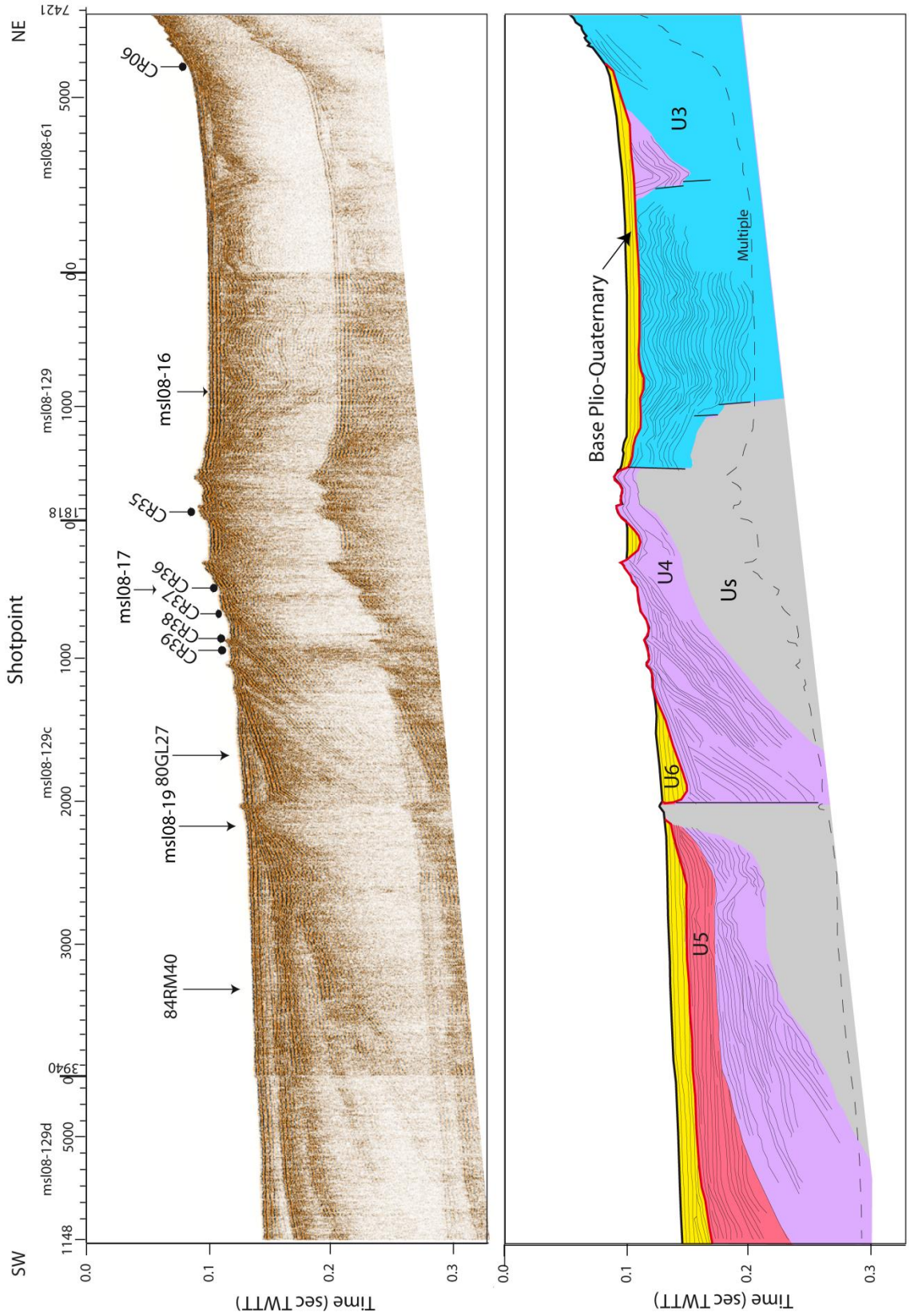


Figure 5- 37 : Msl08-129 correspond à la combinaison de quatre lignes sismiques à très haute résolution (THR): les lignes msl08-61, msl08-129, msl08-129c, et msl08-129d. La juxtaposition de ces profils permet d'obtenir un profil sismique de 35 km de long orienté SW-NE de la côte marseillaise au large, au sud de la Nerthe. Ce profil composite permet de recouper un grand nombre de profils pétroliers (84RM-40, 80GL-27) et THR (msl08-19, msl08-17) ainsi que des points de carottages. En haut : profil sismique non interprété. En bas : interprétation.

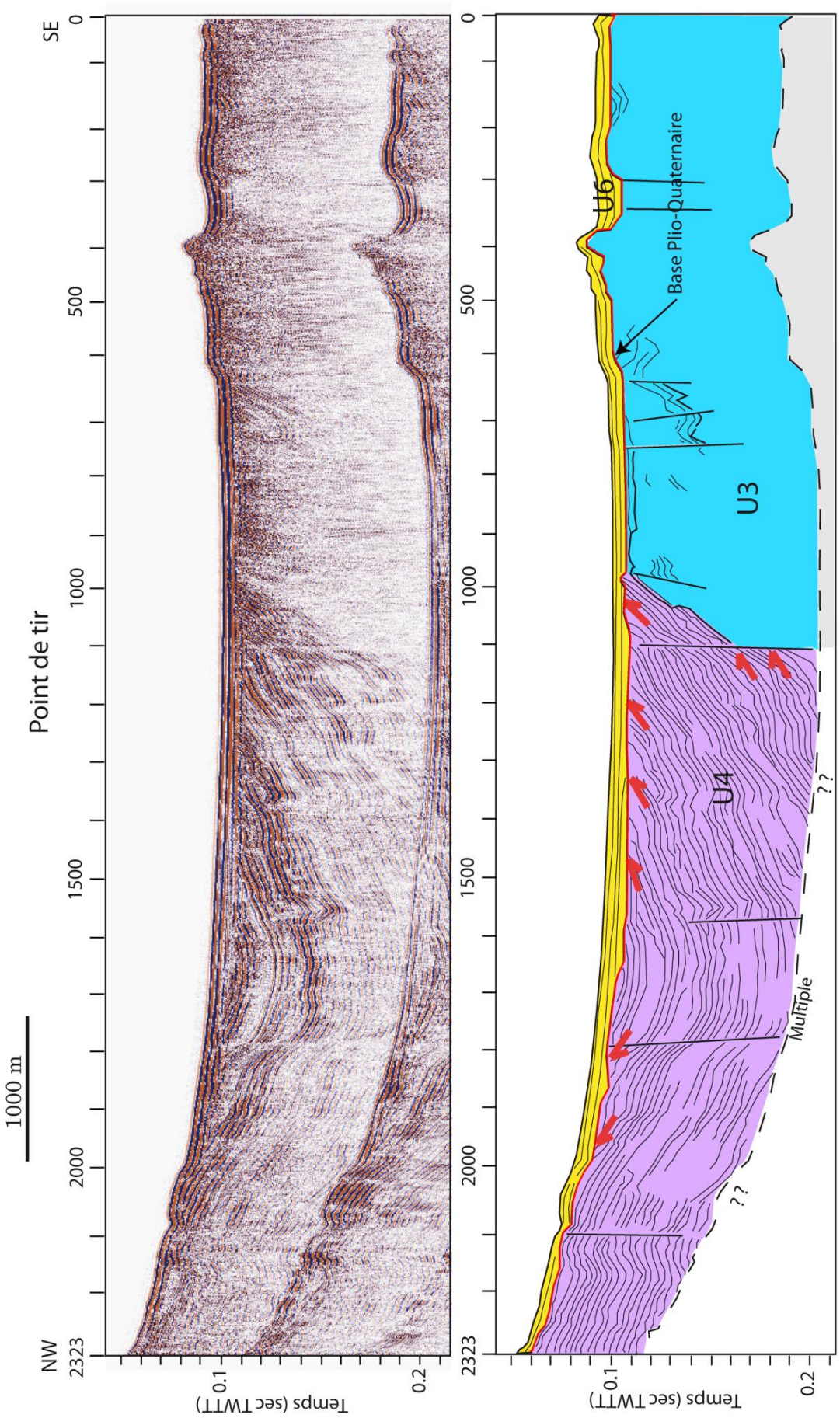


Figure 5- 38 : Profil sismique et interprétation de la ligne msl08-16 (THR) parallèle à la côte de Marseille.

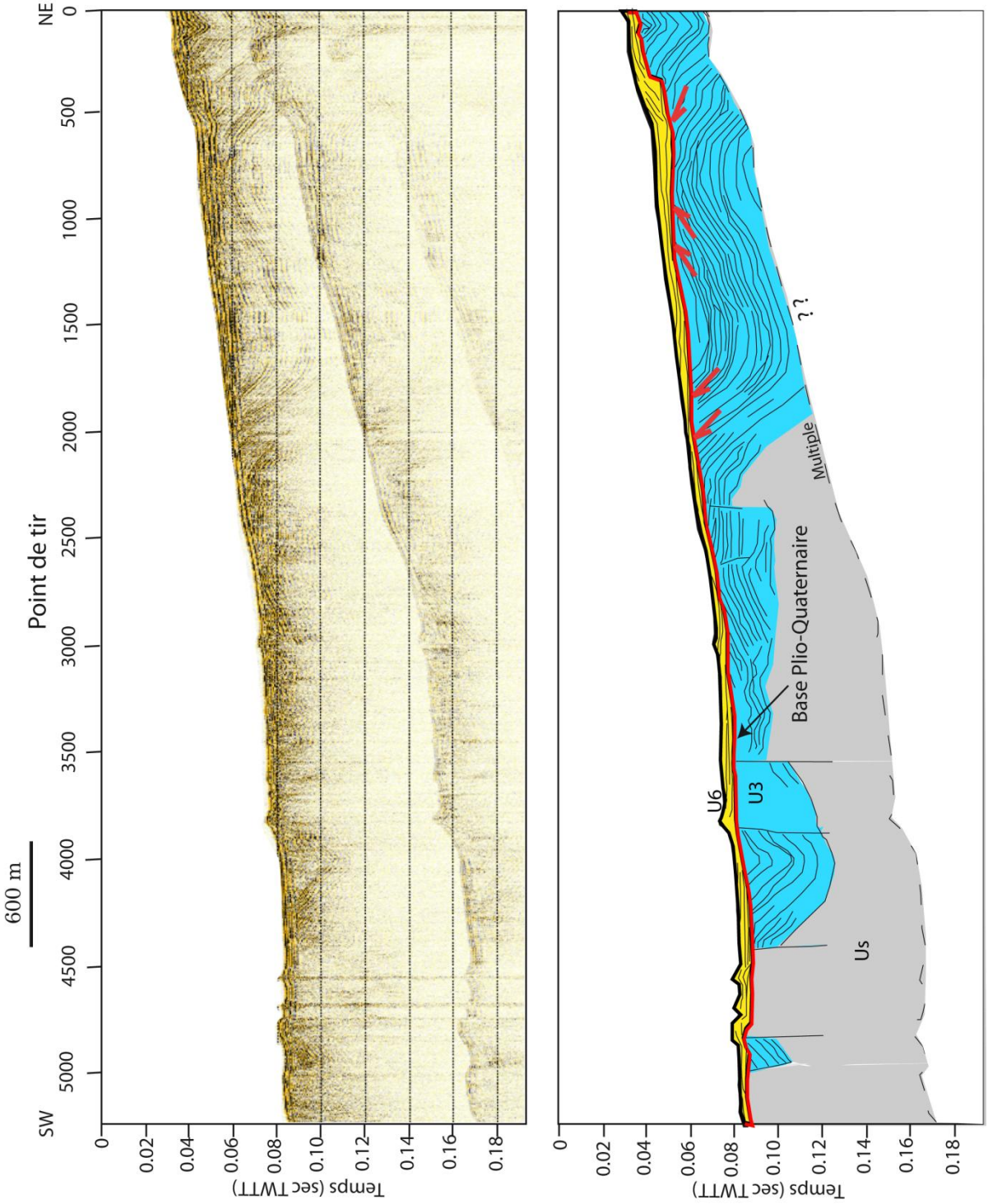


Figure 5- 39 : Profil sismique et interprétation de la ligne msl08-72b (THR) parallèle à l'archipel du Frioul et perpendiculaire la côte de Marseille.

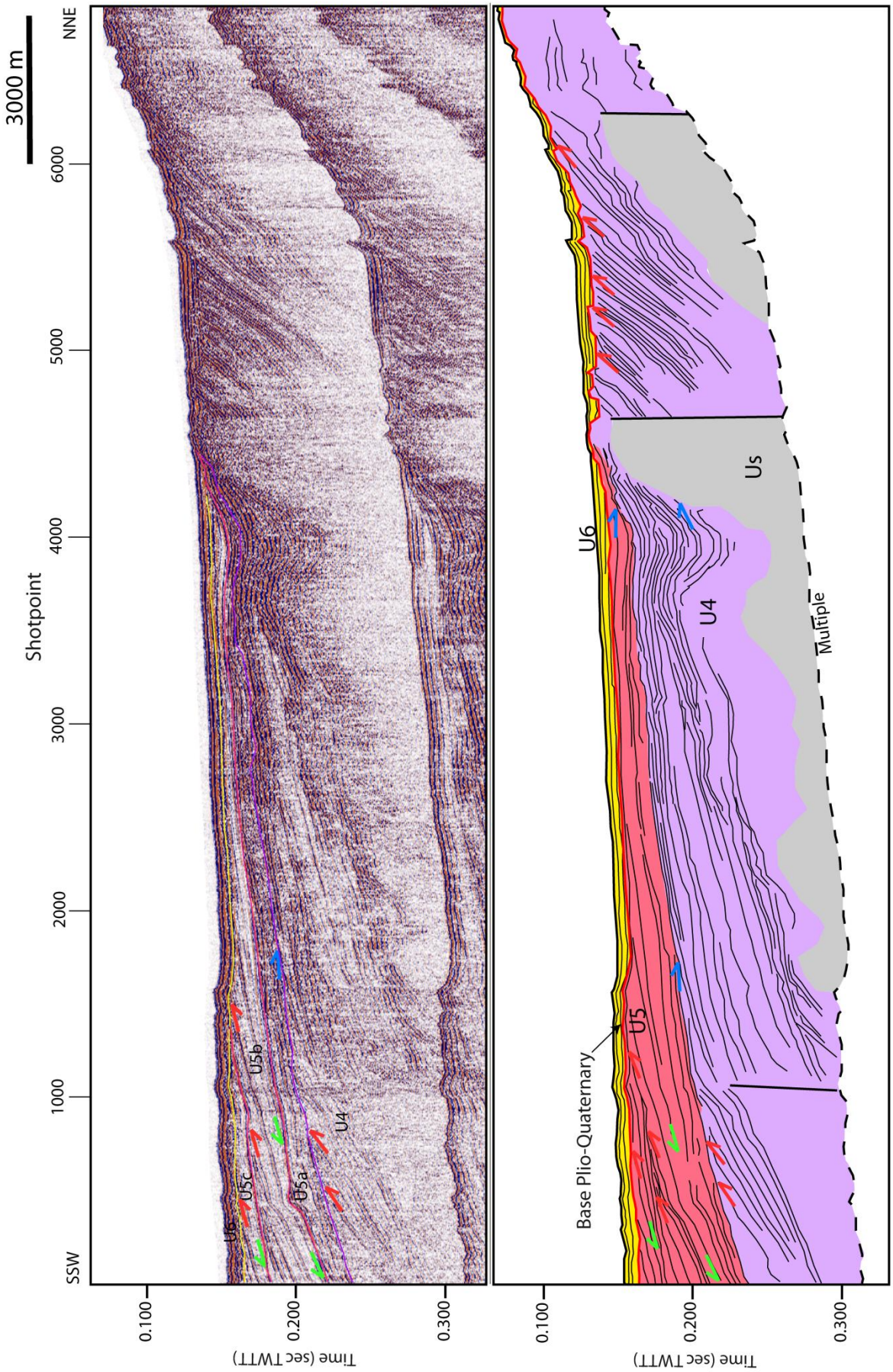


Figure 5- 40 : Profil sismique et interprétation de la ligne msl08-19 (THR) au sud de la Nerthe.

- *Profils pétroliers :*

Les deux profils suivants 84RM-40 et 80GL-27 (Fig. 5-41 et 5-42) sont issus de campagnes de sismique pétrolière et leur plus basse résolution est compensée par une longue pénétration des ondes acoustiques qui permet d'imager les sédiments jusqu'à 2s TWTT (contre 0,3 s TWTT pour les profils THR précédents). Le profil pétrolier 84RM-40 orienté SSW-NNE est parallèle au profil THR msl08-19 et situé à proximité. Le profil pétrolier 80GL-27 orienté SW-NE est situé en partie sur le même tracé que le profil THR msl08-129. Cette disposition permet d'imager à des échelles verticales différentes le sous-sol (THR : de 0 à 0.2s TWTT ~de longueur d'écoute; Pétrolier : de 0.4 à 2.0s TWTT). Sur ces profils, les unités du socle acoustique et U4 à U6 sont observées. Quelques différences sont observées par rapport aux profils THR précédents : l'unité U4 comble des dépressions de type graben (84-RM-40) ou demi-graben (80GL-27). L'unité U5, toujours transgressive au dessus d'U4 est incisée par la surface d'érosion messinienne. Cette surface, qui passe latéralement à une surface sub-horizontale dans la partie nord-est des profils, incise profondément la plate-forme externe (sud-ouest des profils), à mesure que l'on s'approche de l'embouchure du Rhône messinien. L'unité U6 comble totalement l'incision et s'épaissit jusqu'à atteindre environ 1s TWTT de remplissage Plio-Quaternaire.
La chronostratigraphie est donnée par les recoupements avec les profils précédents et par corrélation avec les précédentes études de sismique pétrolière et de forages dans le Golfe du Lion (Gorini, 1993; Lofi, 2002; Bache *et al.,* 2003; Oudet, 2008).

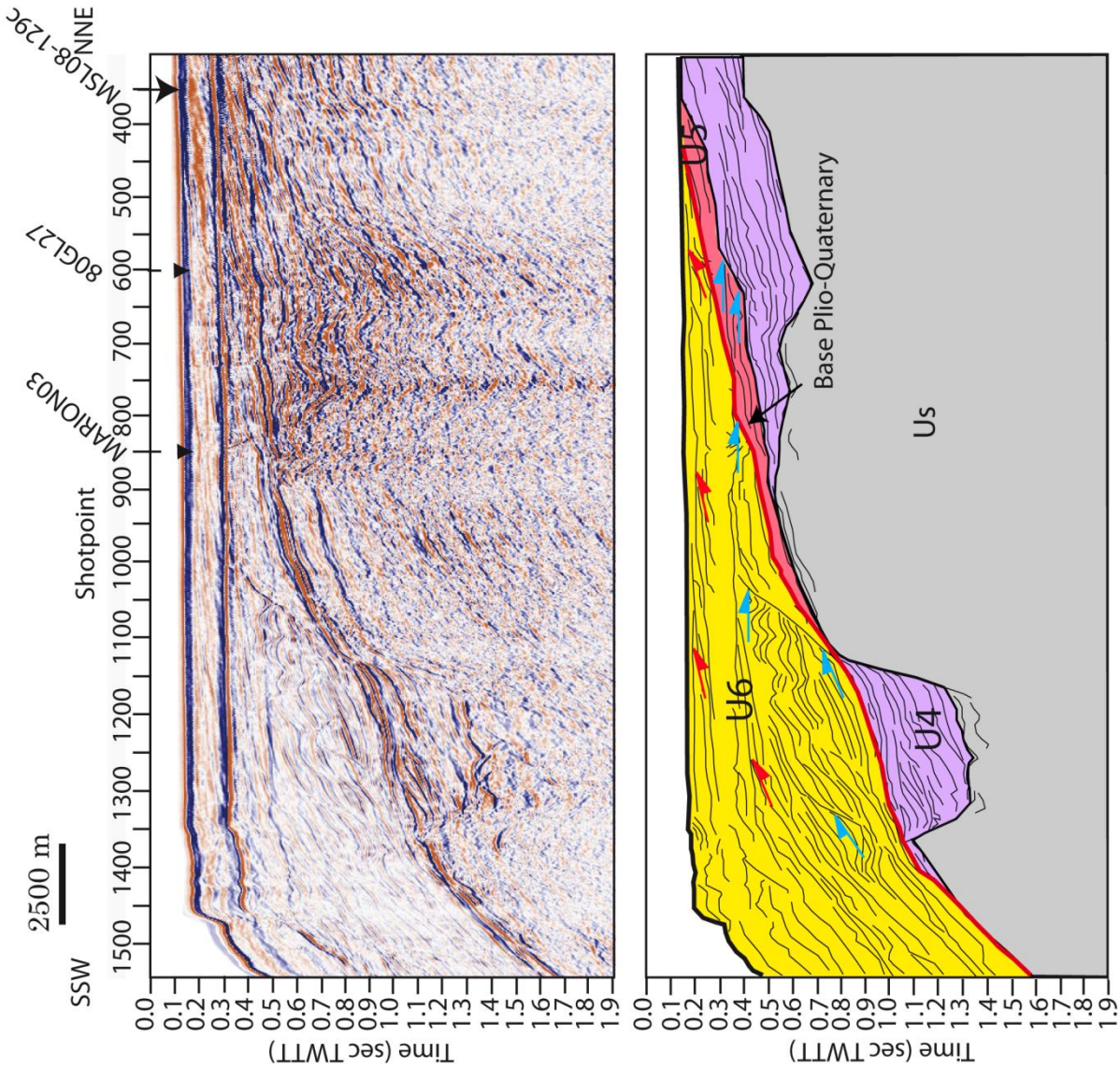


Figure 5- 41 : Profil sismique 84RM-40 et interprétation. Le profil sismique HR de 40 km de long est orienté SSW-NNE, parallèle au profil msl08-19, de la bordure de la marge à 6 km de la côte et recoupant le profil 80GL-27 au point de tir 600. Quatre unités sismo-stratigraphiques sont visibles : socle, U4, U5, U6. Le signal acoustique est detectable jusqu'à 1.9 s temps double (TWTT) et le multiple est visible a 0.4 s TWTT comme un réflecteur continu de forte amplitude, parallèle au fond marin.

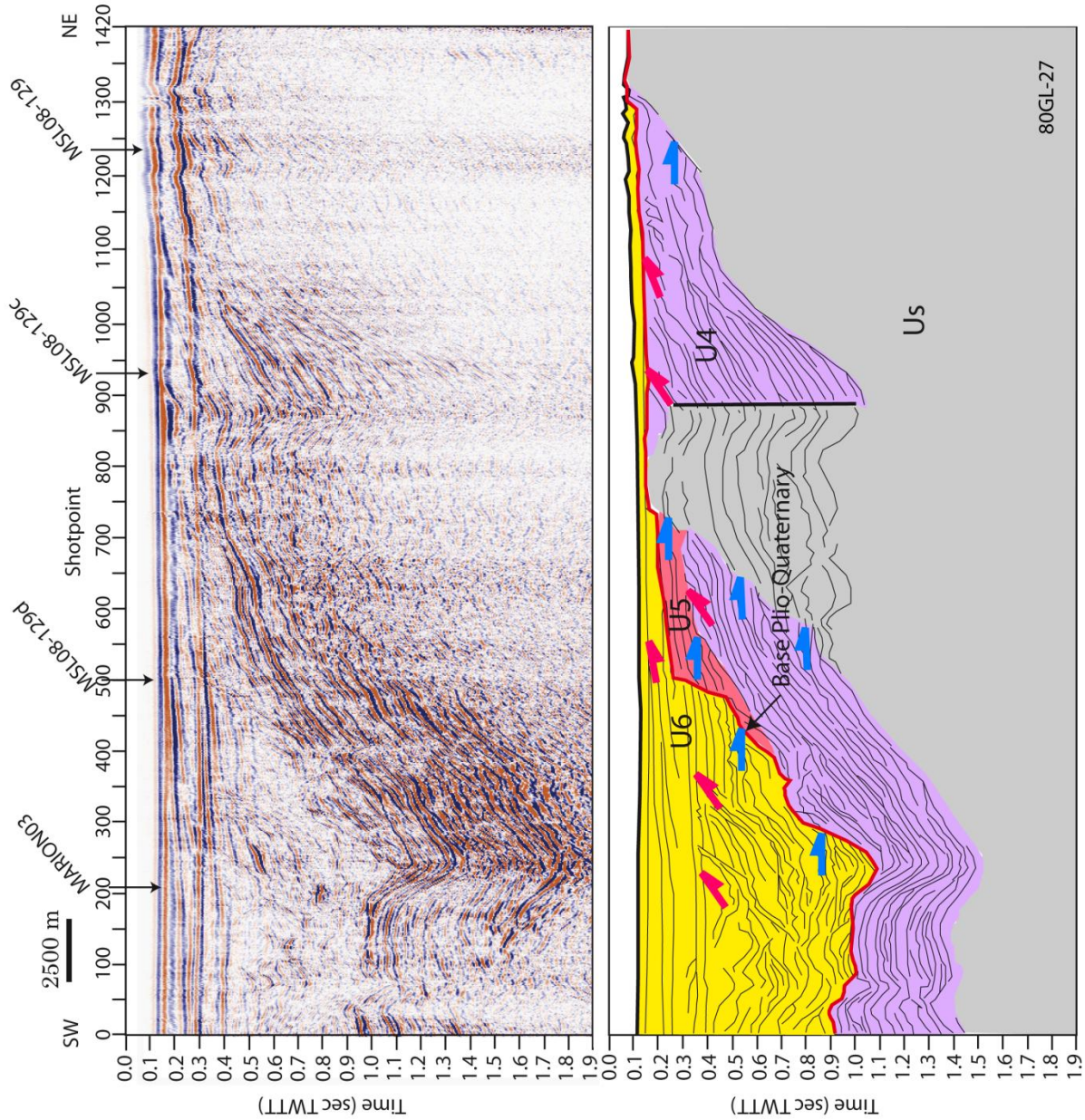


Figure 5- 42 : Profil sismique 80GL-27 et interprétation. Le profil sismique HR de 35 km de long est orienté SW-NE, parallèle au profil msl08-129. Quatre unités sismo-stratigraphiques sont visibles : socle, U4, U5, U6. Le signal acoustique est détectable jusqu'à 1.9 s temps double (TWTT) et le multiple est visible a 0.3 s TWTT comme un réflecteur continu de forte amplitude, parallèle au fond marin.

5.3.2.2 Secteur Central

- *Calanques*

Le profil CAS2011-93 (Fig. 5-43) présenté est localisé dans la zone des Calanques, de Sugiton (ouest) à la baie de Cassis (est) (Fig. 5-24). Il présente quatre unités sismo-stratigraphiques : Us, U0, U1 et U6. L'unité U6 correspond toujours à l'unité sommitale qui tronque les unités qui lui sont sous-jacentes. Elle présente une base sub-horizontale, et une épaisseur réduite (environ 0,01s TWTT). Cette unité, corrélée spatialement sur tout le secteur d'étude correspond toujours au Plio-Quaternaire. Le faciès sismique de l'unité U1 est caractérisé par des réflecteurs parallèles. Par analogie avec les affleurements à terre à proximité et aux profils sismiques corrélés spatialement et datés par carottages (profils Fig. 5-12, carotte CAS09-CR60 et échantillons a1, a2, a3; Froget, 1974) nous pouvons attribuer l'unité U1 aux formations marno-calcaires de l'Aptien. L'unité Us est corrélée au calcaire urgonien qui affleure largement dans la région. L'unité U0, caractérisée par des réflecteurs obliques discontinus et latéralement limités par des failles est observée seulement dans le secteur des Calanques. Elle est attribuée aux formations marno-calcaires du Berriasien à l'Hauterivien par prolongement des formations géologiques à terre du secteur du Mont Puget.

- *Sud Riou*

Le profil CAS2011-53 (Fig. 5-44) est localisé au sud de l'archipel de Riou, orienté SSW-NNE. Il présente les unités sismo-stratigraphiques U1, U5, U6 et Us. L'unité U1 est déformée (plis et failles), tronquée par la base sub-horizontale du Plio-Quaternaire. L'unité U5, transgressive au-dessus d'U1 est également tronquée par U6 (toplaps au sommet d'U5 et U1). L'unité U6 montre une épaisseur plus importante (0,2s TWTT) que pour le secteur des Calanques.

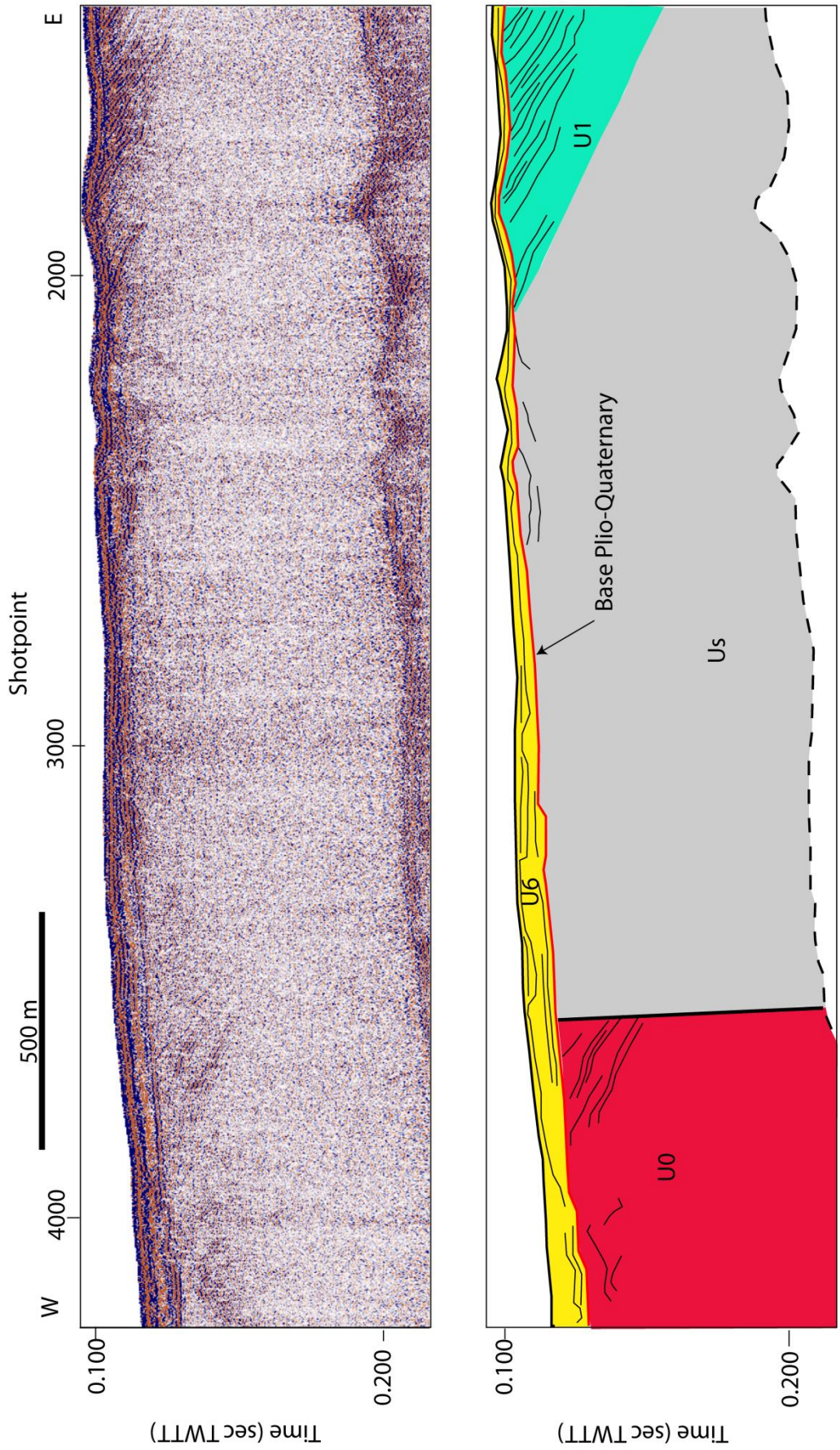


Figure 5- 43 : Profil sismique THR (sparker 50J) CAS2011-93 orienté W-E et localisé au sud des calanques (de Sugiton à la baie de Cassis).

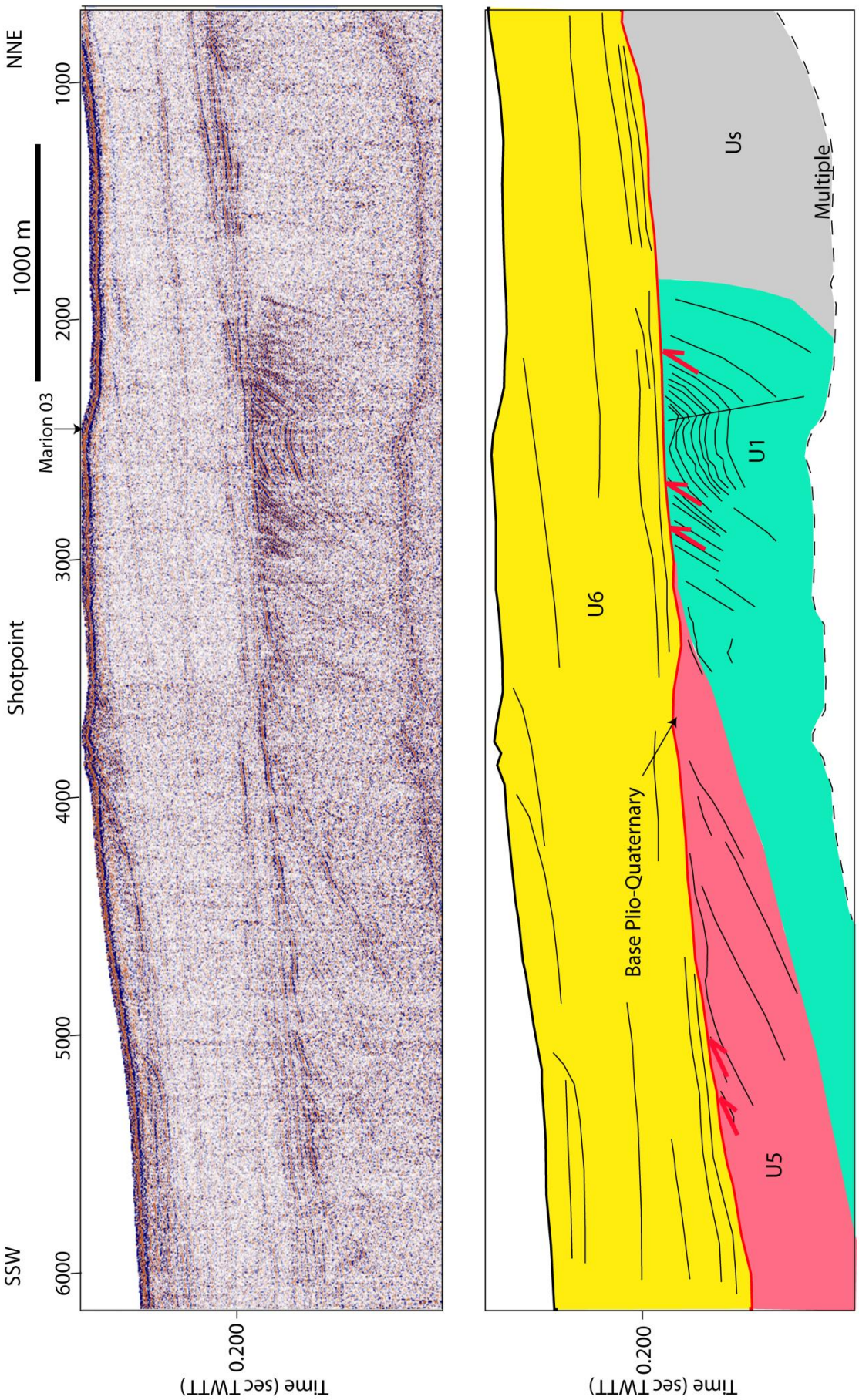


Figure 5- 44 : Profil sismique THR (sparker 50J) CAS2011-53 orienté SSW-NNE et localisé au sud de l'île de Riou.

5.3.2.3 Secteur ouest: canyon de Bandol

- *Profils HR*

Les profils LM101 et CAS09-gi14 (Fig. 5-24, 5-45 et 5-46) présentent trois unités sismo-stratigraphiques (U6, U6b, Us). L'unité Us est limitée au sommet par une discontinuité structurale (profil CAS09-gi14 : base U6b) et érosive (base U6). L'unité U6b correspond à la base du remplissage de canyon. Cette unité, non prélevée, ne peut être datée directement. Elle peut être attribuée soit à une formation oligocène (cf. hypothèse 1 article), soit à du pliocène basal (hypothèse 2). Selon l'hypothèse proposée, la surface d'érosion messinienne se situe à la base d'U6 ou à la base d'U6b.

- *Profils THR*

Les profils CAS2011-10 et CAS2011-75 (Fig. 5-47 et 5-48) sont des images sparker 50J du canyon de Bandol. Ils imagent le détail de l'unité U6 et la bordure nord de l'incision (CAS2011-75). Le profil CAS2011-75 est décrit dans l'article, mais l'image non interprétée est présentée ici.
Pour plus de descriptions des profils du secteur ouest, se référer à l'article (Fig. 5-12 et chapitre 5.2).

L'unité U6 a été échantillonnée par la carotte CAS09-CR74. Cet échantillon est daté du Pliocène et montre une origine marine (conglomérat à galets roulés, bivalves, foraminifères, et matrice carbonatée). Les échantillons R109-R110 (Froget, 1974) localisés au-dessus d'U6 correspondent également à des carbonates pliocènes marins, ce qui indique que le canyon de Bandol était un environnement favorable aux systèmes carbonatés marins. Le potentiel de ce flux sédimentaire carbonaté local par rapport à l'espace disponible formé par le canyon de Bandol est un élément important de l'interprétation séquentielle (en termes de niveau marin par exemple) des images sismiques du Canyon de Bandol (voir chapitre 6).

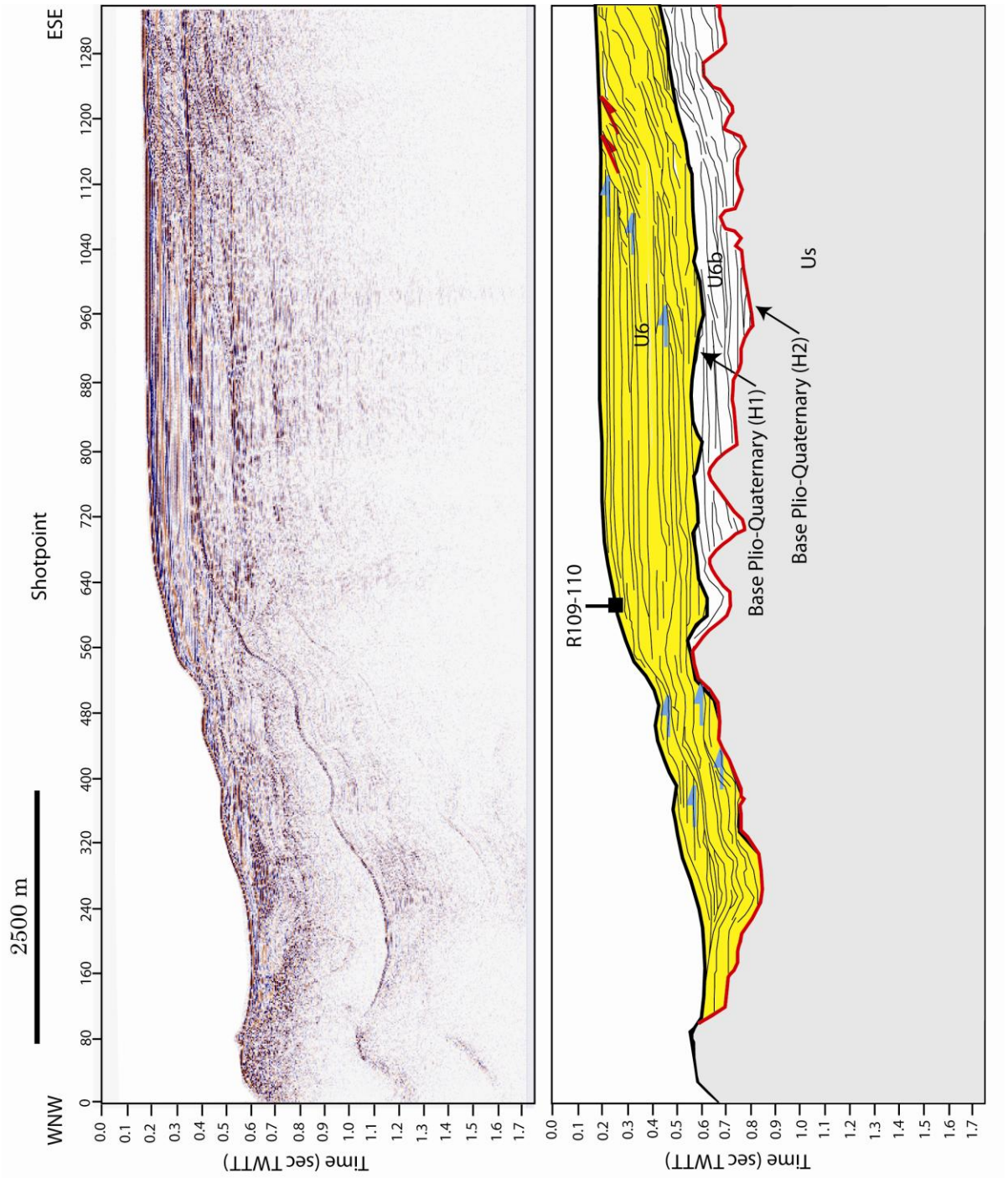


Figure 5- 45 : Profil sismique LM101 orienté WNW-ESE sur 10 km long, de la branche est de Cassidaigne à la partie médiane du canyon de Bandol.

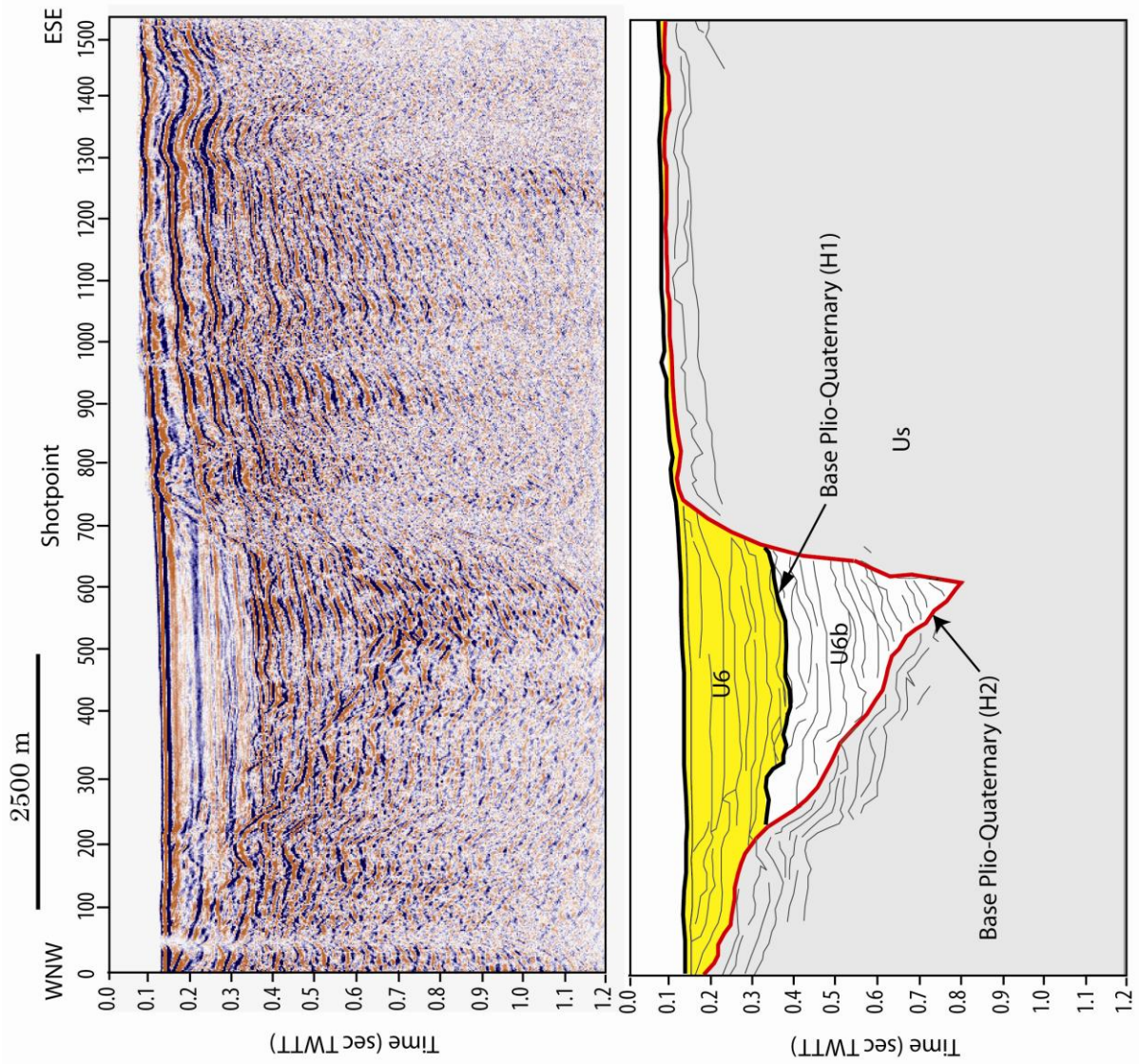


Figure 5- 46 : Profil HR Cas09gi-14 orienté WNW-ESE sur 9 km de long. Il recoupe l'affluent nord du canyon de Bandol.

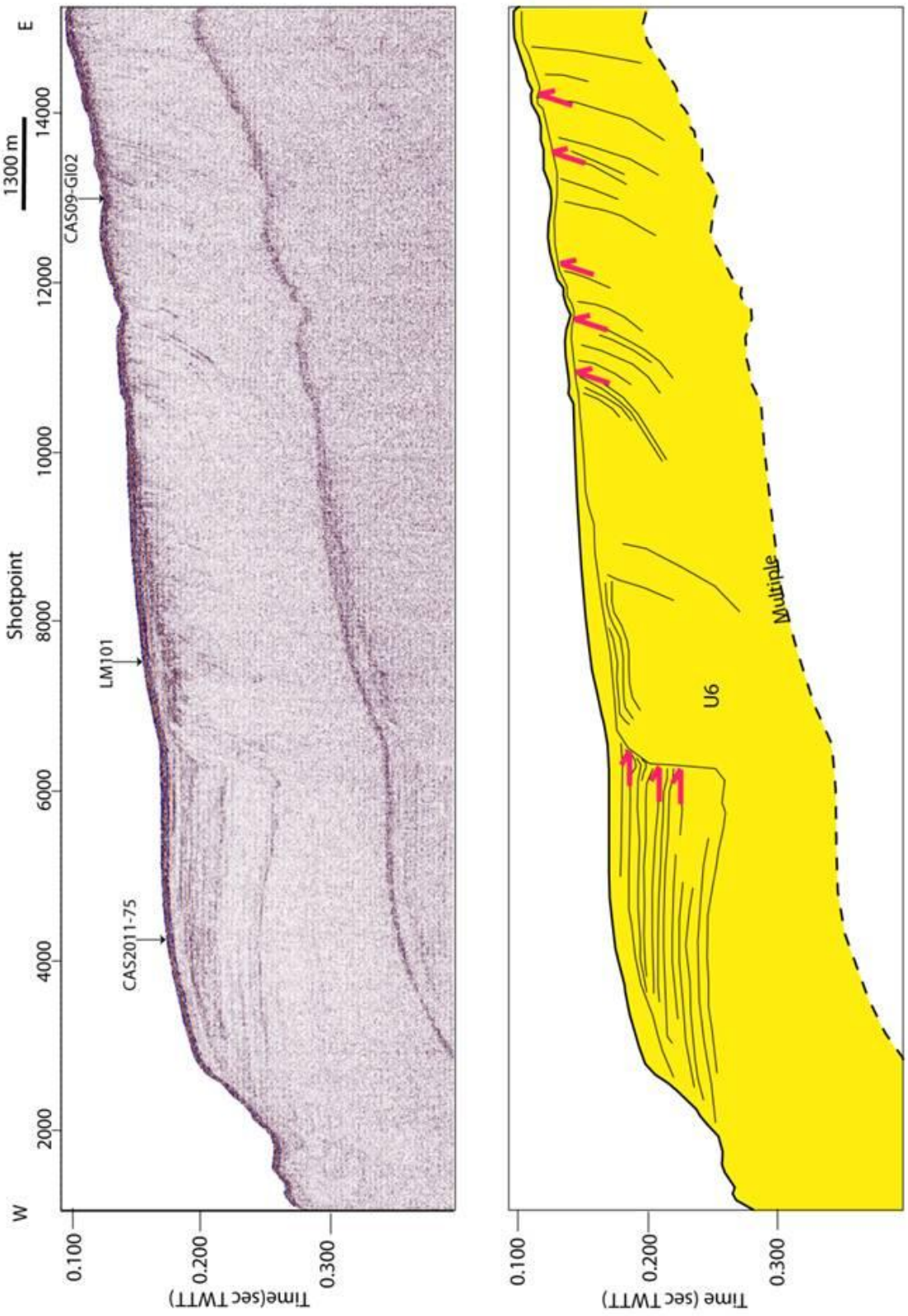


Figure 5- 47 : Profil sparker 50J Cas2011-10 orienté W-E dans l'axe du canyon de Bandol.

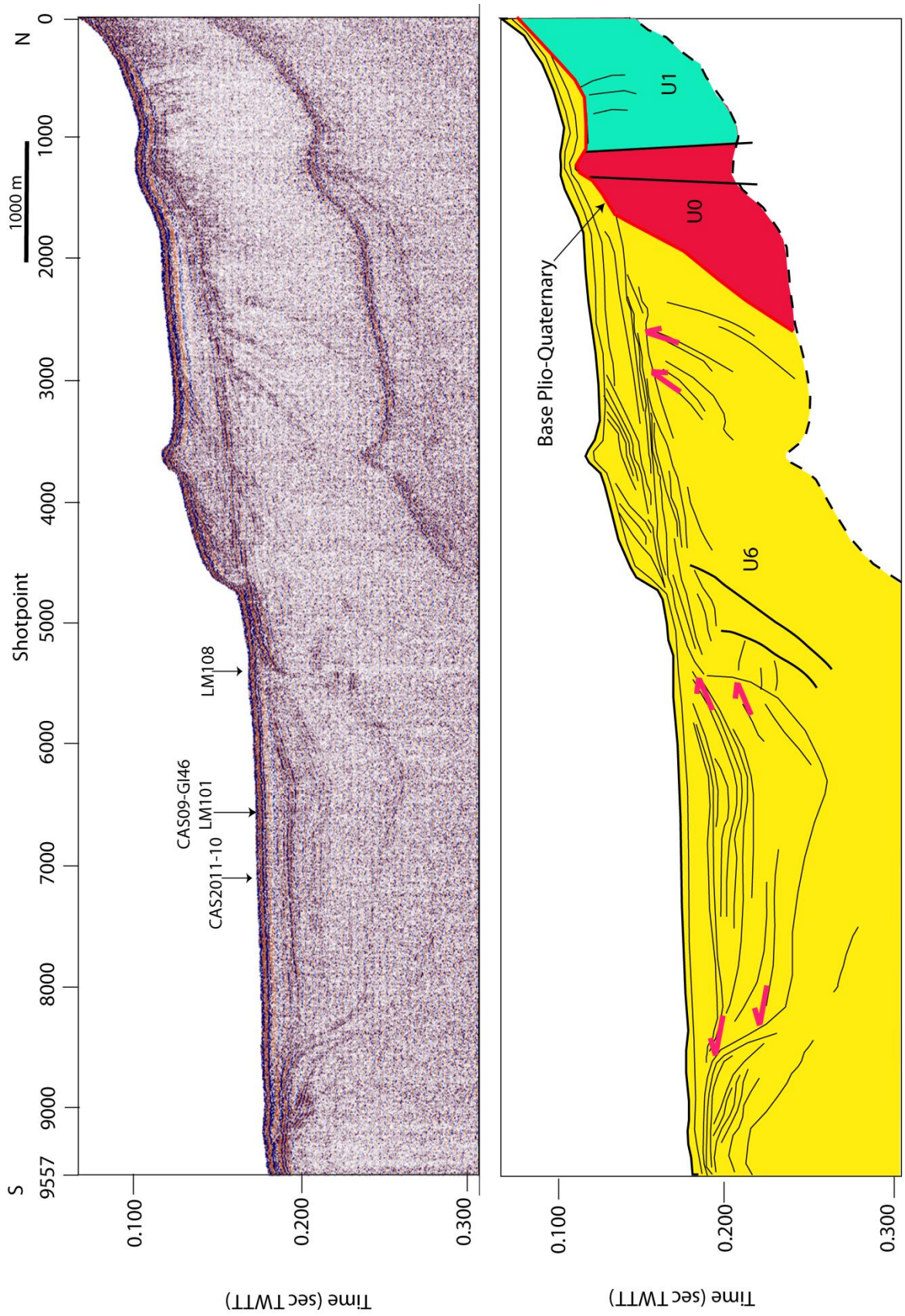


Figure 5- 48 : Profil sparker 50J Cas2011-75 orienté S-N et perpendiculaire à l'axe du canyon de Bandol.

5.4 Architecture tectono-stratigraphique du plateau continental Provençal

Cette partie a pour objectif de faire la description des structures tectoniques et sédimentaires du plateau continental à l'aide des coupes géologiques terre-mer sélectionnées pour leur pertinence par rapport aux différentes thématiques de la thèse : la karstification de la marge, le creusement des canyons et la géodynamique tertiaire.

5.4.1. Coupes géologiques terre-mer

Six coupes géologiques terre-mer ont été réalisées, à l'échelle 1 :1, d'après l'interprétation des profils sismiques (pour la partie en mer ; Fig. 5-49). Elles sont orientées N-S ou NE-SO et sont localisées dans les secteurs Ouest (coupe 1), Central (coupes 2 à 5) et Est (coupe 6 ; Fig. 5-50 à 5-55). Le plus grand nombre de coupes dans le secteur Central doit permettre de comprendre l'organisation structurale de cette zone complexe située entre le Massif des Calanques et le Canyon de Cassidaigne et en particulier d'apporter des éléments de réponse nouveaux à la problématique d'une connexion par réseau karstique entre Port-Miou et Cassidaigne.

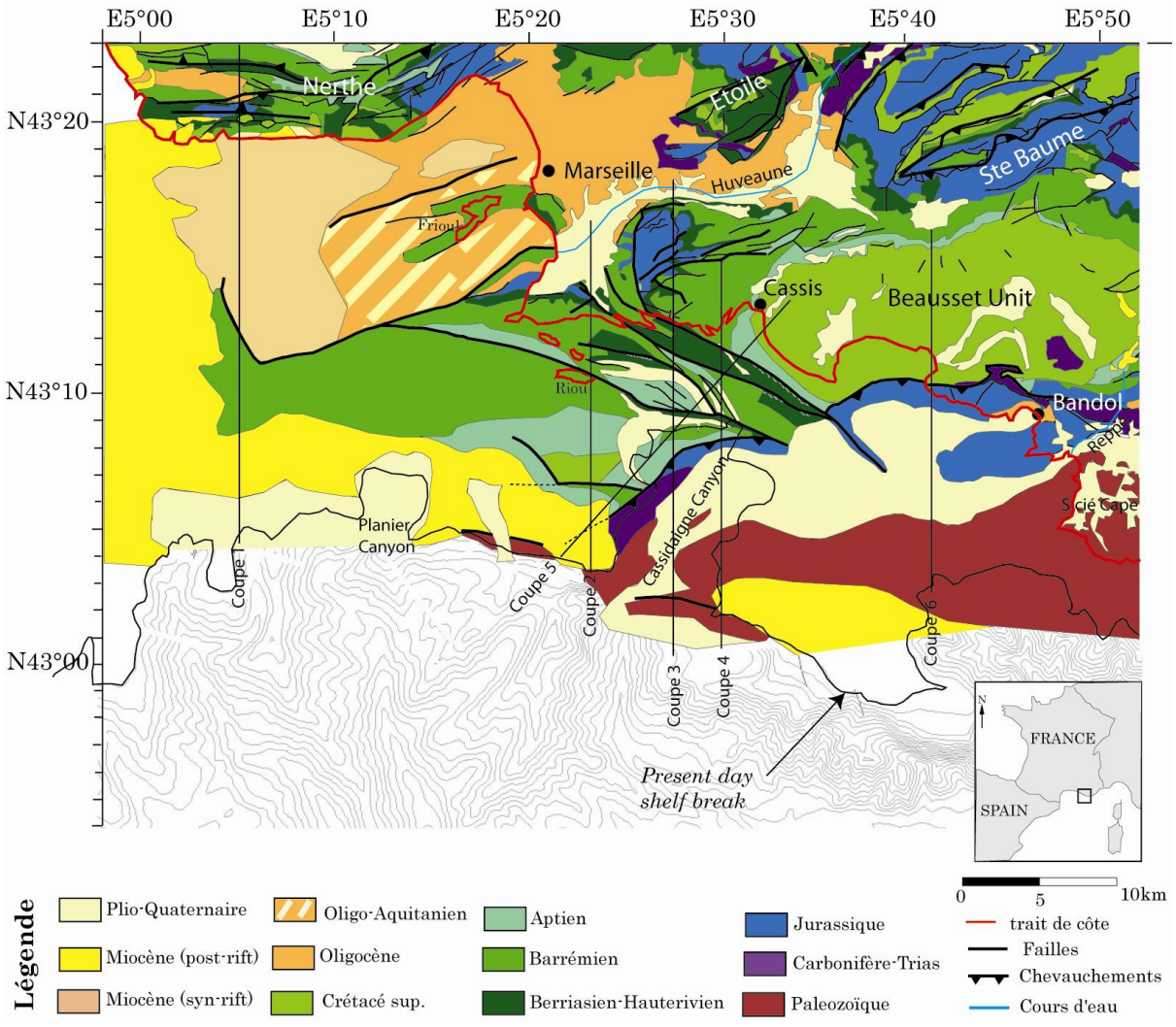


Figure 5- 49 : Localisation des coupes géologiques terre-mer n° 1 à 6 sur la carte géologique de la Marge provençale.

D'ouest en est, la carte et les coupes géologiques illustrent plusieurs points :

- Le Bassin oligocène de Marseille se prolonge en mer, au large des côtes de la Nerthe. Les dépôts oligocènes montrent un remplissage sédimentaire syn-tectonique d'un demi-graben limité au nord par le massif de la Nerthe et au sud par un horst formé par les calcaires mésozoïques (faciès urgonien) qui constituent le prolongement occidental et immergé du Massif des Calanques (coupe 1, fig. 5-50). Ce horst est lui-même en partie transgressé au sud par les séries marines du Miocène qui sont présentes également au sud de la Nerthe (à terre et en mer). Vers la bordure du plateau continental, le plio-quaternaire s'épaissit vers le large, en étant discordant sur les séries miocènes sous-jacentes. La coupe 1 permet d'illustrer la symétrie des structures géologiques avec la présence à l'Oligocène et au Miocène de points hauts (Nerthe et massif calcaire en mer) séparés par des grabens hérités du rifting oligocène. Ces bassins sont comblés par les séries syn-rift et post-rift. Ces dernières transgressent les bordures sud des points hauts. En mer, la topographie a été arasée lors de la dernière transgression du Quaternaire, ce qui explique l'absence de relief lié à ces paléo-structures.

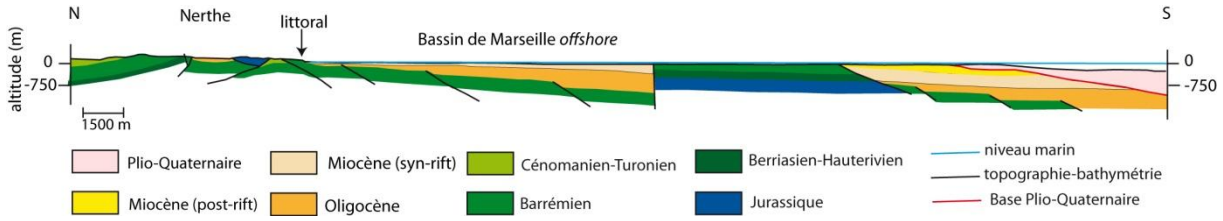


Figure 5- 50 : Coupe géologique (n°1 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S du massif de la Nerthe à la bordure du plateau continental, à l'ouest du canyon de Planier. Elle traverse les structures géologiques d'âge jurassique et crétacé du massif de la Nerthe au nord et d'un massif immergé vers le sud qui prolonge vers l'ouest le massif des Calanques, ainsi que les séries d'âge oligocène et miocène connues à l'affleurement dans le bassin de Marseille et à la Nerthe.

- Les grands accidents tectoniques du Massif des Calanques se prolongent en mer vers le sud-est en amont du canyon de Cassidaigne (coupes 2 à 5, fig. 5-51 à 5-54). Ces structures sont principalement des accidents chevauchants (île de Riou, coupe 2) sauf au sud du Mont Puget (coupe 3) et au sud de Cassis (coupes 4 et 5) où les structures s'apparentent plutôt à un système de horsts et de grabens où les séries du Berriasien à l'Hauterivien sont en contact tectonique avec les séries plus récentes du Barrémien (urgonien) et de l'Aptien par des systèmes de failles sub-verticales.

- Au sud de l'île de Riou, un synclinal assymétrique et faillé d'axe E-O se développe dans les séries du Barrémien au Cénomanien-Turonien (coupes 2, 3, 5 ; fig. 5-51, 5-52 et 5-54). Il est structuré dans la moitié sud par une faille inverse de direction E-O qui met en contact les séries marno-calcaires du Crétacé supérieur avec le calcaire urgonien (coupe 2). La série se développe à nouveau avec un pendage vers le sud. Ce synclinal (appelé « Bassin de Riou ») est comparable au synclinal formant l'unité du Beausset (coupe 6 ; fig. 5-54). Sa dimension est un peu plus réduite (La surface de l'Unité du Beausset correspond environ au double du Bassin de Riou) mais les marnes aptiennes y sont plus développées (jusqu'à 1300 m d'épaisseur) que le Crétacé supérieur (500 m). Au cœur du bassin, le toit du calcaire urgonien se situe à la côte -2000 m (la bathymétrie est à environ -200 m dans ce secteur).

- Le bassin mésozoïque est limité au sud par contact tectonique multiple avec le socle cristallin du Paléozoïque (coupes 2 et 5 ; fig. 5-50 et 5-53) ou par le prolongement occidental des écailles de Bandol (Trias à Jurassique ; coupes 3 et 4 ; fig. 5-52 et 5-53).

- Les écailles de Bandol (calcaires et dolomies jurassiques et gypse et argiles du Trias) se prolongent en mer vers l'ouest (coupes 3, 4 et 6 ; Fig. 5-52, 5-53 et 5-55). Elles limitent le Bassin du Beausset au sud au large de la baie des Lecques et de La Ciotat (coupe 6 ; fig. 5-55). Elles limitent également le bassin de Riou à l'est (coupes 3 et 4 ; fig. 5-52 et 5-53).

- Le Miocène (post-rift) transgresse du sud vers le nord en discordance sur ces séries (coupes 2 et 5 ; fig. 5-51 et 5-54).

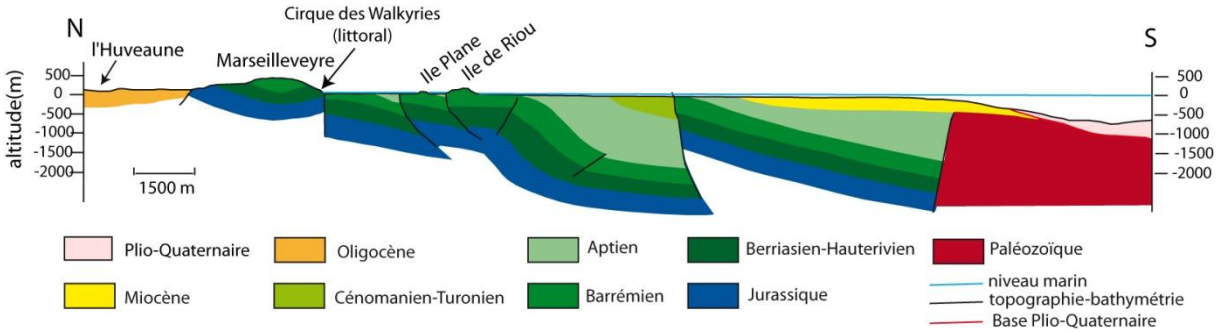


Figure 5- 51 : Coupe géologique (n°2 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S, de la vallée de l'Huveaune à l'archipel de Riou et le long du plateau continental, jusqu'à la rupture de pente.

- Le Canyon de Cassidaigne (coupes 3, 4, 5 ; fig. 5-52, 5-53, 5-54) se développe à travers un contact structural avec au nord et à l'ouest les séries marneuses et carbonatées de la partie orientale du Bassin de Riou, et au sud et à l'est, les écailles de Bandol. Il incise au sud les phyllades paléozoïques (coupe 3). La tête occidentale du canyon se développe largement dans les marnes de l'Aptien (coupe 5), tandis que la partie orientale incise les blocs basculés de calcaires urgoniens et de marnes aptiennes (coupe 3) ou de marno-calcaires d'âge Berriasien à Hauterivien (coupe 4).

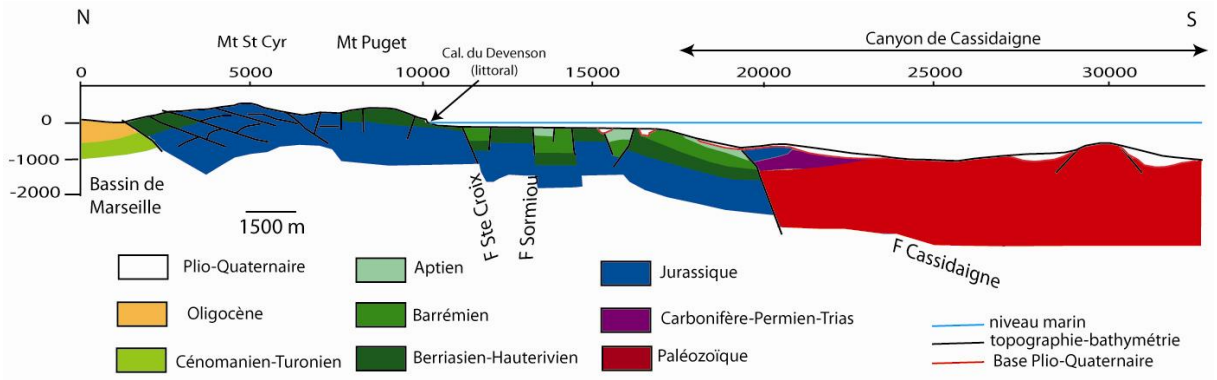


Figure 5- 52 : Coupe géologique (n°3 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S, du Bassin de Marseille (vallée de l'Huveaune) au Canyon de Cassidaigne. Elle traverse à terre les structures géologiques qui forment le massif de Carpiagne (Mt St Cyr, Mt Puget) jusqu'au littoral (Calanque du Devenson). En mer, la coupe traverse les structures faillées des Calanques qui se prolongent vers le sud-est, et traverse en long le Canyon de Cassidaigne.

- Le réseau karstique de Port-Miou (coupe 4 ; fig. 5-53) développé dans le calcaire urgonien est séparé de la tête de canyon de Cassidaigne par le système de blocs faillés et basculés des séries marneuses et calcaires du Berriasien à l'Aptien.

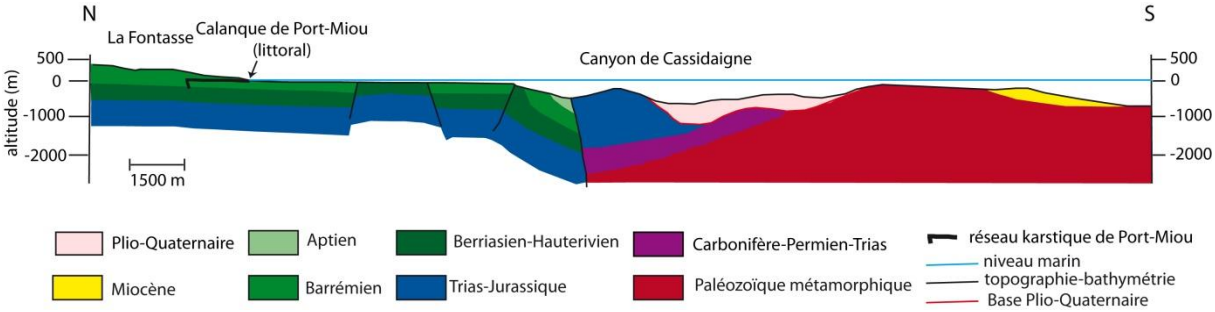


Figure 5- 53 : Coupe géologique (n°4 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S, du plateau de la Fontasse à la calanque de Port-Miou et au Canyon de Cassidaigne. A terre, la position du réseau karstique de Port-Miou est replacée sur la coupe.

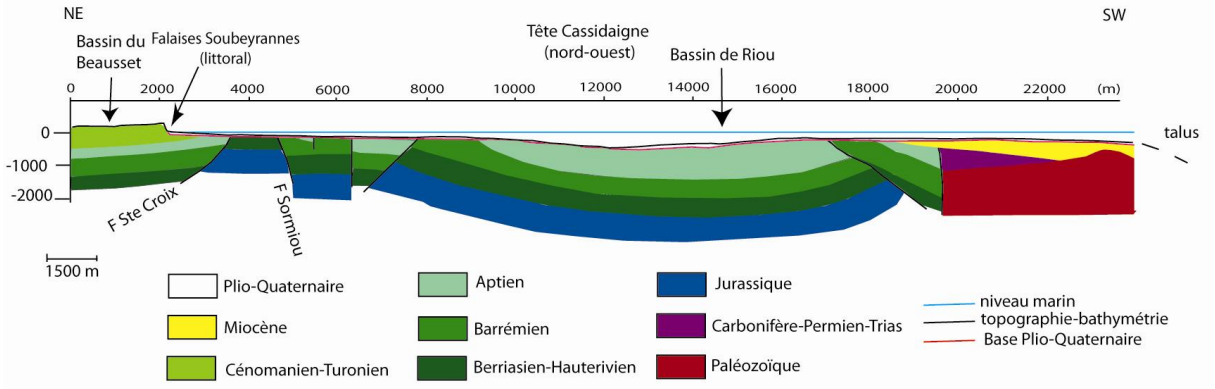


Figure 5- 54 : Coupe géologique (n°5 sur la carte de localisation). La coupe est orientée NE-SW du Bassin du Beausset à la tête ouest du Canyon de Cassidaigne et au sud du Bassin de Riou. La transition terre-mer se situe au niveau des falaises Soubeyrannes qui forment le littoral entre Cassis et La Ciotat.

- Le canyon de Bandol (coupe 6 ; fig. 5-55) incise le plateau continental le long du contact lithologique entre les écailles de Bandol (principalement les calcaires et dolomies jurassiques) et les phyllades du Paléozoïque (coupe 6). Il est totalement comblé par les séries plio-quaternaires et atteint à l'aval le canyon de Cassidaigne, où le plio-quaternaire ne parvient plus à combler l'incision (coupe 4 ; fig. 5-53).

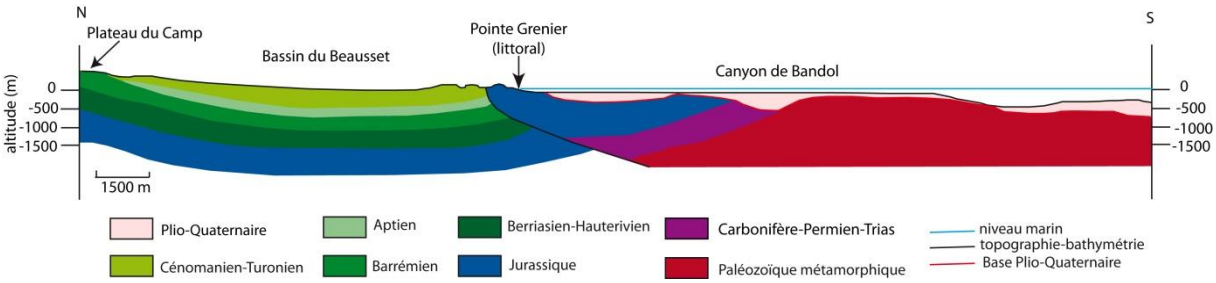


Figure 5- 55 : Coupe géologique (n°6 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S, du nord du Bassin du Beausset à la pointe Grenier, et le long du plateau continental, à travers le canyon de Bandol et jusqu'à la rupture de pente du plateau.

5.4.2. Relations entre la structure, les formations géologiques, les réseaux karstiques et les incisions de la marge

Les coupes et la carte géologiques terre-mer caractérisent l'architecture stratigraphique et structurale de la terre à la mer. Elles servent de cadre à une meilleure compréhension de la distribution des grands réseaux karstiques et permettent d'apporter des éléments de réponse à la question d'une connexion par conduit karstique entre Port-Miou et Cassidaigne. Ces données contribueront également à l'analyse géodynamique et géomorphologique de la marge présentée dans les chapitres 6-7.

- La structure géologique de la marge provençale est caractérisée par la présence de grands bassins sédimentaires en continuité de la terre à la mer (Bassin tertiaire de Marseille) ou des bassins bordés par des failles NO-SE à E-O (Bassin du Beausset-Bassin de Riou, d'âge Crétacé).
- Les transgressions de la fin du Miocène (Aquitanien-Tortonien) sont préservées à terre et en mer à des altitudes différentes (de -150 m au large de la Nerthe à +400 m au pied de la Ste Victoire).
- La vaste formation de calcaire urgonien formant l'encaissant des grands réseaux karstiques de Port-Miou et Bestouan se prolonge en mer, vers le sud, mais surtout vers l'ouest. Vers le sud, l'unité calcaire est déformée par les failles NO-SE et plonge sous les séries marneuses de l'Aptien du Bassin de Riou. Vers l'ouest, l'unité correspond à un horst (hérité de la tectonique distensive oligocène) qui limite au sud le Bassin de Marseille. Ce massif situé actuellement entre les côtes 0 et -200 m a probablement été karstifié lors de périodes de bas niveau marin.
- Au large de Cassis, les failles NO-SE qui mettent en contact les séries carbonatées du Barrémien avec les séries calcaires et marneuses du Berriasien-Valanginien-Hauterivien et les marnes de l'Aptien forment une structure complexe non favorable à l'établissement d'un réseau karstique de la côte à Cassidaigne, à l'échelle de celui de Port-Miou, et perpendiculaire aux structures tectoniques. Les marnes forment des écrans à la karstification, tandis que les failles, si elles sont perméables, auront tendance à drainer l'écoulement dans leur direction, et si elles sont imperméables, empêchent une karstification continue.
- La tête du canyon de Cassidaigne est principalement creusée dans les marnes aptiennes, plus facilement érodables. Un scénario possible est que le creusement de la tête du canyon a pu être initié par des effondrements régressifs dans les terrains marneux, postérieurement au creusement du canyon de Bandol, puis l'érosion a été accentuée par des courants de transit.
- Sur la coupe 4, la tête du canyon incise localement le calcaire urgonien. Il ne semble pas y avoir de continuité structurale entre le karst de Port-Miou et le canyon de Cassidaigne. Un horst d'alternances marneuses et calcaires du Berriasien à l'Hauterivien sépare la formation urgonienne de Port-Miou de celle du canyon de Cassidaigne. Si les marnes du Crétacé inférieur forment des bouchons locaux à la karstification, elles ne sont pas nécessairement imperméables. Cette structure est la seule qui pourrait servir de connexion karstique entre le conduit de Port-Miou et le canyon de Cassidaigne, à condition que les failles ne constituent pas de barrière hydraulique.

- Le système de failles NO-SE des Calanques recoupe les écailles du chevauchement de Bandol qui se prolongent vers l'ouest et sont héritées de la tectonique pyrénéo-provençale.
- Le canyon de Bandol incise le plateau à la limite entre les écailles de Bandol et l'unité paléozoïque (socle hercynien et sédiments permiens).
- Les structures d'âge oligocène ou antérieures montrent une continuité terre-mer qui n'est pas affectée par la position du trait de côte. C'est le cas pour le Bassin de Marseille, le Massif des Calanques, les écailles de Bandol et le Massif de Sicié. Ces unités montrent une structuration est-ouest typiquement pyrénéenne, avec une topographie marine aplanie par des phénomènes d'abrasion et une topographie à terre particulièrement déformée. Au contraire, les unités d'âge mio-pliocène ne sont présentes qu'en mer, à l'exception des transgressions miocènes préservées sur le Massif de la Nerthe et plus au nord. Le Miocène marin préservé localement dans des karsts à des altitudes anomaliques du Massif des Calanques (cf chapitre 3) implique un rajeunissement de ce relief, alors que sur le Massif de la Nerthe, les différentes encoches des transgressions miocènes semblent préservées à des altitudes concordantes avec les niveaux eustatiques (Oudet, 2008).
- A l'échelle de la Marge provençale les reliefs à terre augmentent d'ouest en est tandis que le plateau continental devient plus étroit. Le gradient topographique des terres émergées au bassin est de plus en plus fort vers l'est. Cette observation est cohérente avec la tendance générale observée du Golfe du Lion à la Marge Ligure. Du point de vue de la topographie, la Marge Provençale se situe dans la zone charnière entre une marge subsidée (Golfe du Lion ; cf. Bache, 2008) et une marge soulevée (Ligure ; cf. Bigot-Cormier *et al.,* 2004) depuis le Miocène. La topographie terre-mer de la Marge provençale est donc vraisemblablement acquise à partir du Miocène.

Chapitre 6 - Modélisation Sédimentaire et Géodynamique 2D-3D de la Marge Provençale au Cénozoïque

6.1 Contexte et Méthodologie générale

Ce chapitre a pour objectif la réalisation d'un modèle 3D de l'évolution géodynamique de la Marge Provençale à terre et en mer, durant le Cénozoïque.

A terre, les niveaux repères géomorphologiques et stratigraphiques analysés et interprétés dans le chapitre 3 indiquent que la topographie actuelle est influencée par des changements du niveau de base contrôlés par les déformations tectoniques ayant affecté la Provence depuis le Tortonien : par exemple, l'altitude de la molasse tortonienne (+450 m) du plateau de Bibémus, la surface d'aplanissement de la Nerthe (+ 260 m) ou du Camp (+ 400 m), l'altitude des coulées volcaniques d'Evenos qui fossilisent en contre-haut du plateau du Camp une paléo-vallée dont la pente (3,7%) est anormalement élevée.

En mer, les transgressions et régressions marines ainsi que les incisions de canyons identifiées en sismique et en bathymétrie (chapitre 5) montrent un contrôle tectono-eustatique du niveau de base, avec une alternance de périodes à composante eustatique dominante (ex. Messinien et Pliocène) et à composante tectonique dominante (ex. : Oligocène).

En général, les analyses et observations des indices du niveau de base (cf. chapitre 3 ; transgressions marines, surfaces, réseaux karstiques horizontaux, remplissages des paléokarsts) indiquent un relèvement graduel de la topographie du SW vers le NE depuis la transgression tortonienne (Fig. 3-45), couplé à un plongement en mer des structures tectono-sédimentaires exhumées à terre : écailles de Bandol, synclinal du Beausset, bassin oligocène de Marseille, formations transgressives miocènes de la Nerthe.

La modélisation géodynamique de la Marge Provençale durant le Cénozoique nécessite par conséquent le découplage des signaux tectoniques et eustatiques dans les enregistrements sédimentaires, structuraux et géomorphologiques à terre et en mer. De telles approches ont été utilisées (Cloetingh *et al.,* 2005, 2007) dans les domaines intraplaque et de marges passives d'Europe du Nord et de l'Ouest (Fig. 6-1).

L'approche développée dans ce travail repose principalement sur l'estimation du signal eustatique d'après l'analyse sismostratigraphique des remplissages sédimentaires des incisions messiniennes et des restaurations paléo-topographiques 3D qui intègrent les indices eustatiques et les déformations tectoniques à grandes longueurs d'onde. L'objectif principal est de reconstituer l'évolution chronologique de la paléotopographie terre-mer et du niveau marin eustatique (Fig. 6-2).

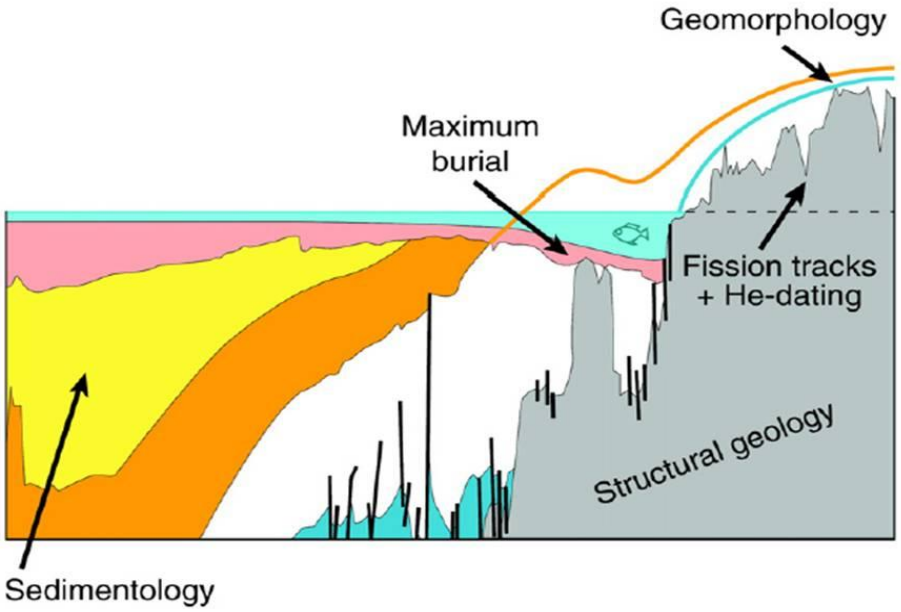


Figure 6- 1 : Méthodes générales d'étude des uplifts et des taux d'érosion mettant en évidence le rôle de la géologie structurale, la géomorphologie et la sédimentologie pour relier l'enregistrement sédimentaire aux processus lithosphériques et aux variations de la topographie (dessin de P. Japsen *in* Cloetingh *et al.*, 2007).

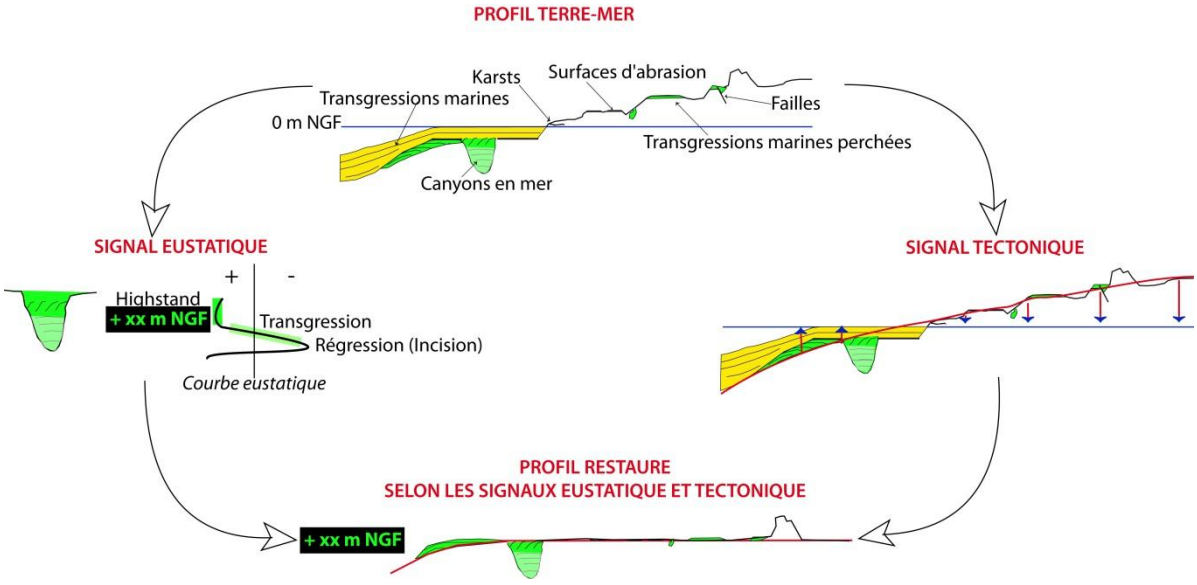


Figure 6- 2 : Méthode d'étude de l'évolution tectono-eustatique de la marge provençale.

6.2 Les transgressions marines cénozoïques et le cycle eustatique messino-pliocène

Cette partie a pour objet (1) les corrélations entre les surfaces de transgressions marines du Miocène identifiées à terre et les réflecteurs sismiques en mer présents dans le Bassin de Marseille, et (2) l'interprétation sismo-stratigraphique des séquences sédimentaires pliocènes préservées dans le canyon messinien de Bandol. Ces analyses stratigraphiques permettront de restituer l'évolution géodynamique terre-mer de la marge depuis le Néogène et de contraindre l'évolution eustatique messino-pliocène de la marge.

6.2.1 Les transgressions oligo-miocènes

6.2.1.1 Les transgressions oligo-miocènes en mer

L'étude de l'évolution de la Marge provençale au cours de la transition syn-/post-rift (Oudet, 2008) a permis de mettre en évidence 3 phases principales de sédimentation:
(1) une phase syn-rift d'âge Oligocène à Aquitanien supérieur et correspondant à la phase de rifting de l'ouverture de l'océan liguro-provençal. Cette phase est caractérisée par la sédimentation continentale puis marine qui comble des structures héritées de l'histoire géologique anté-rift (Fig. 6-3). Cette phase correspond aux unités sismostratigraphiques U3 et U4 définies dans le chapitre 5.
(2) une phase post-rift d'âge Burdigalien inférieur marquée par une transgression marine confinée et une subsidence thermique lente.
(3) une phase post-rift d'âge Burdigalien moyen à Tortonien distinguée par une sédimentation progradante vers le bassin (Fig. 6-3). Ces deux phases post-rift correspondent à l'unité sismostratigraphique U5 définie dans le chapitre 5.

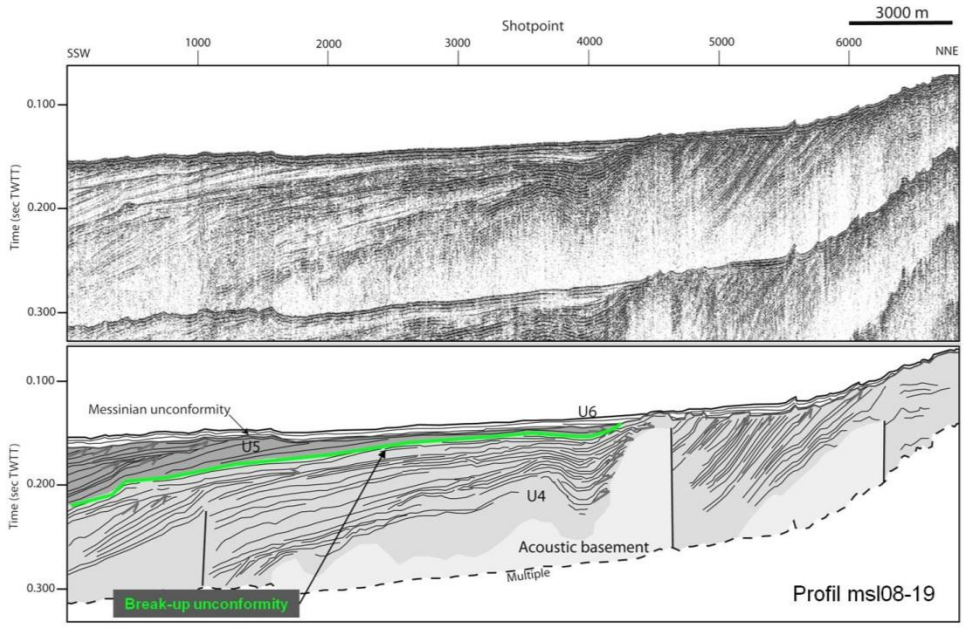


Figure 6- 3 : Position de la *break-up unconformity* sur le profil sismique msl08-19 localisée entre 0,15 et 0,22s TWTT et entre 13 et 29 km des côtes de la Nerthe, où la discordance est décrite à l'affleurement. Localisation en fig. 6-6.

La limite syn-rift/post-rift, constitue un marqueur reconnu en sismique appelée *breakup unconformity* (Fig. 6-3 ; Gorini, 1993 ; Guennoc *et al.,* 2000 ; Bache, 2008 ; Oudet, 2008). La géométrie très plane de cette surface est cohérente avec une origine marine (surface d'abrasion).

Sa pente générale augmente vers le bassin indiquant un basculement en liaison avec l'évolution tardive de la marge (Oudet, 2008).

6.2.1.2 Rappels sur les transgressions oligo-miocènes à terre :

Les surfaces de transgression du Burdigalien au Tortonien à terre sont décrites en détail dans le chapitre 3.

L*a breakup unconformity* est représentée sur le terrain par une surface d'abrasion marine visible dans le secteur du flanc Sud de la Nerthe, à quelques dizaines de mètres d'altitude (Oudet, 2008 ; Fig. 6-4). Cette surface de transgression se raccorde à celle observée à une altitude plus élevée, à environ 110 m, arasant directement le substratum urgonien (cf. chapitre 3, fig. 3-20).



Figure 6- 4 : Photos montrant la *breakup unconformity* (en jaune) sur le littoral de la Nerthe (haut : Ste Croix ; bas : Ponteau) qui abrase les séries sous-jacentes syn-rift (Oligo-Aquitanien) et anté-rift (Substratum mésozoïque). D'après Oudet (2008).

La transgression tortonienne, visible en sismique au toit de l'unité U5, est préservée en surface à des altitudes très élevées dans la partie nord de la marge provençale (+400 m à la Ste Victoire et +350 m à Mirabeau ; fig. 6-5). Elle est localement déformée par des processus tectoniques à proximité de la faille de la Moyenne Durance (Fig. 6-5B).



Figure 6- 5 : A : Molasse tortonienne à pendage sub-horizontal en onlap sur l'anticlinal de Mirabeau tronqué par l'abrasion marine. Photo orientée SE-NO ; B : Molasse tortonienne déformée (forts pendages vers l'Est) au nord de Mirabeau.

6.2.1.3 Synthèse terre-mer des transgressions oligo-miocènes

La carte de synthèse des dépôts oligo-miocènes (syn-rift à post-rift) à terre et en mer (Fig. 6-6) illustre l'extension des différentes transgressions marines. Les dépôts syn-rift de l'Oligocène et de l'Aquitanien comblent les structures héritées de l'histoire géologique anté-rift (Bassin de Marseille, Bassin des Arlésiens et du Grand Faraman, plaine de la Crau). Les dépôts post-rift contemporains de la transgression du Burdigalien inférieur délimitent une transgression marine limitée aux creux topographiques, tandis que les dépôts contemporains de la transgression d'âge Burdigalien moyen à Tortonien délimitent une vaste transgression marine qui s'étend du sud du plateau continental provençal à la Nerthe, la Camargue, et aux chaînons de la Ste Victoire, des Alpilles et du Luberon. Les sédiments d'âge Miocène piégés dans des poches karstiques au nord de Cassis (cf. chapitre 3) doivent être synchrones de cette transgression d'âge Burdigalien moyen à Tortonien, s'agissant de la plus vaste, et qui n'est pas confinée aux creux topographiques.

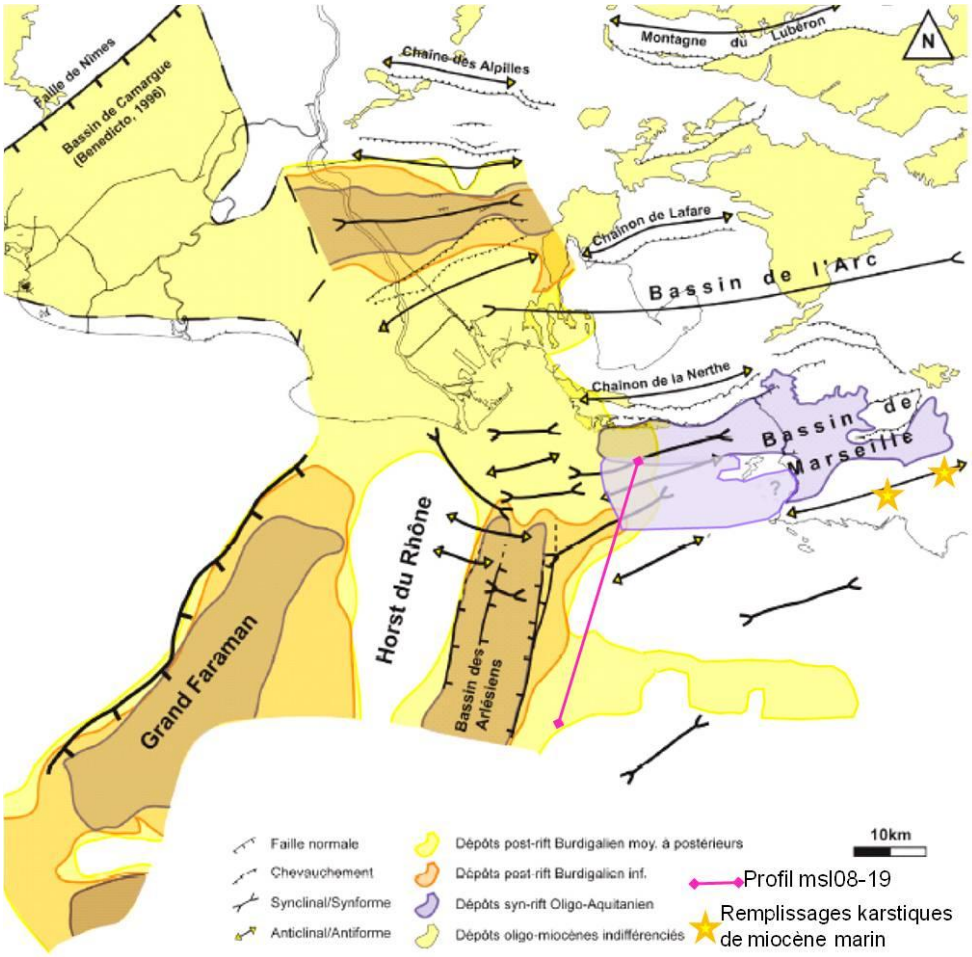


Figure 6- 6 : Carte de localisation des dépôts syn-rift et post-rift superposée aux structures du substratum et localisation du profil de la figure 6-3. Modifiée avec les nouvelles données de sismique au sud du chaînon de la Nerthe, et données de terrain au nord de Cassis, d'après Oudet (2008).

L'extension terrestre des transgressions marines miocènes reconnues en mer ainsi que leurs altitudes et bathymétries permettront de définir les cartes des gradients de déformations à grande longueur d'onde (cf. section 6-3).

6.2.2 Interprétation sismo-stratigraphique des canyons de Bandol et Cassidaigne durant le cycle eustatique messino-pliocène

6.2.2.1 Evolution sédimentaire des canyons de Bandol et de Cassidaigne

Cette partie est consacrée à l'analyse de l'évolution des séquences sédimentaires au-dessus de la surface d'érosion messinienne durant le Pliocène dans les canyons de Bandol et de Cassidaigne. Le confinement de ces canyons relativement au flux sédimentaire a permis une préservation exceptionnelle en méditerranée du système sédimentaire pendant le cycle eustatique Pliocène. Deux schémas d'évolution de la sédimentation dans les canyons de Bandol et Cassidaigne sont proposés en fonction des hypothèses 1 ou 2 concernant la position de la surface d'érosion messinienne dans le canyon de Bandol (Fig. 6-13 et 6-14). Ces deux schémas basés sur les profils sismiques (Fig. 6-7, 6-8, 6-9, 6-10, 6-11, 6-12) illustrent le développement des cortèges sédimentaires U6 et U6b en fonction des paramètres eustatiques du cycle messino-pliocène. La figure 6-7 rappelle la position de la SEM selon les deux hypothèses.

Les profils sismiques utilisés situés dans l'axe du canyon de Bandol sont présentés ci-dessous. Leur description (chapitre 5, section 5-2) a mis en évidence, dans la partie inférieure du remplissage sédimentaire (Unité U6b) des clinoformes reposant en downlaps sur une surface d'érosion, attribuée à la surface d'érosion messinienne (hypothèse 2) ou à la surface basale de l'Oligocène (hypothèse 1) (Fig. 6-7 à 6-8). Un profil sparker perpendiculaire au canyon de Bandol (Fig. 6-9) montre la dissymétrie de la partie supérieure du remplissage (Unité U6) entre le flanc nord et sud: une unité sédimentaire (U6') prograde du nord vers le sud et onlappe le flanc sud. Une autre unité (U6") est aggradante sur le flanc sud et progradante sur le flanc nord. Ces directions de progradations suggèrent une modification de la dynamique sédimentaire du comblement du canyon de Bandol avec l'arrivée de sources et de directions d'apports sédimentaires différentes.

Les profils sparker (ex. : CAS2011-10) permettent de visualiser à une plus haute résolution l'architecture sédimentaire de l'unité U6. L'âge de la partie supérieure du remplissage dans le canyon de Bandol est attribué au Pliocène par les datations biostratigraphiques fournies par Froget (1974) sur la carotte CR-74 (Planche 11 et profil CAS09-gi14 ; Fig. 5-45) et les échantillons R109 et R110 (Table 5-2 ; Froget, 1971). Leur localisation exacte se situe sur le tracé du profil sismique LM101 (Fig. 5-44).

Les deux autres profils utilisés sont situés à la jonction entre les canyons de Bandol et de Cassidaigne (profil LM122 ; fig. 6-10) et dans la partie plus en aval du canyon de Cassidaigne (profil h09lm108 ; fig. 6-11). Le remplissage du canyon de Cassidaigne est partiel contrairement à celui du canyon de Bandol.

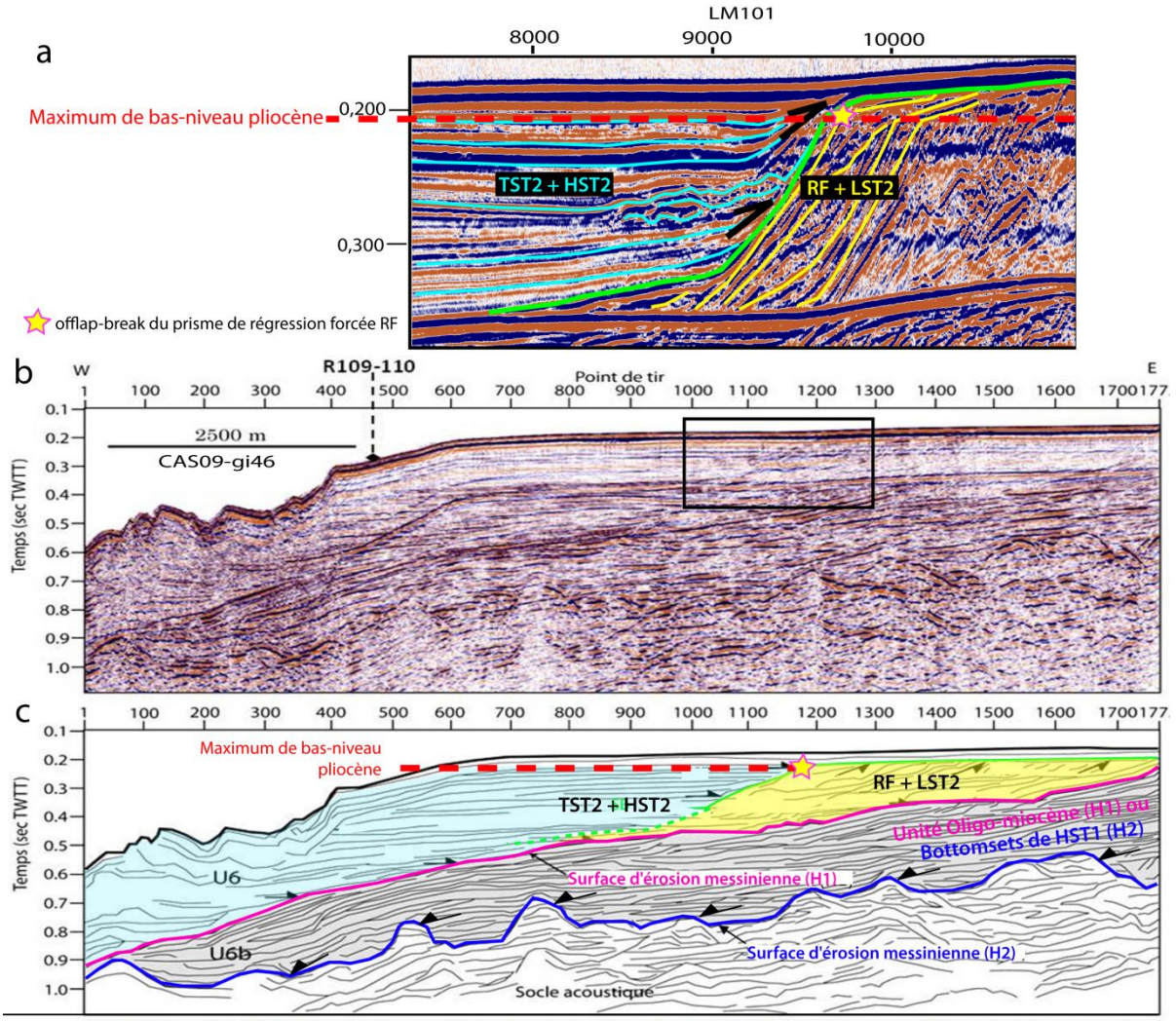


Figure 6- 7 : a : Zoom sur la ligne sismique LM101 orientée O-E et située approximativement sur le même tracé que la ligne CAS09-gi46. b : Ligne sismique CAS09-gi46 (canon) orientée O-E le long du canyon de Bandol, non interprétée et interprétée (c). Le rectangle noir sur le profil b correspond à la localisation de l'agrandissement du profil a. Se reporter à la fig. 6-12 pour la localisation. Le réflecteur vert correspond à la limite entre le prisme de régression forcée (RF) associé au prisme de bas-niveau (LST2) et l'unité transgressive (TST2) et de haut-niveau (HST2) postérieures. Le maximum de bas niveau marin pliocène est donné par l'offlap-break ultime du prisme de régression forcé RF.

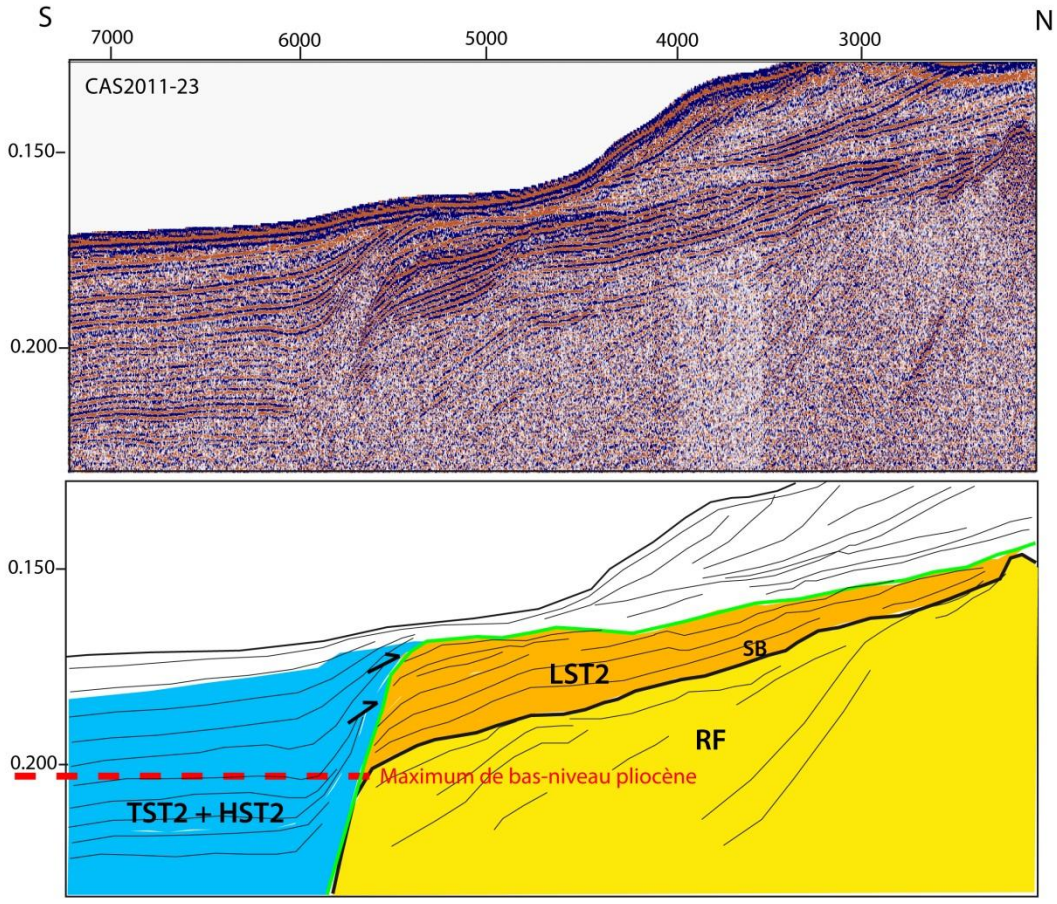


Figure 6- 8 : Ligne sismique CAS2011-23 (sparker) orientée S-N à travers le canyon de Bandol, parallèle à la ligne CAS2011-21 ci-dessous, non interprétée (haut) et interprétée (bas). Ce profil, de plus haute résolution que les profils canons précédents image seulement le remplissage de l'unité U6 (et non l'unité U6b sous-jacente). Se reporter à la fig. 6-12 pour la localisation. TST2 : Transgressive System Tract 2; HST2 : High Stand System Tract 2 ; RF : Régression forcée ; LST2 : Low-Stand System Tract 2 ; SB : Limite de séquence.

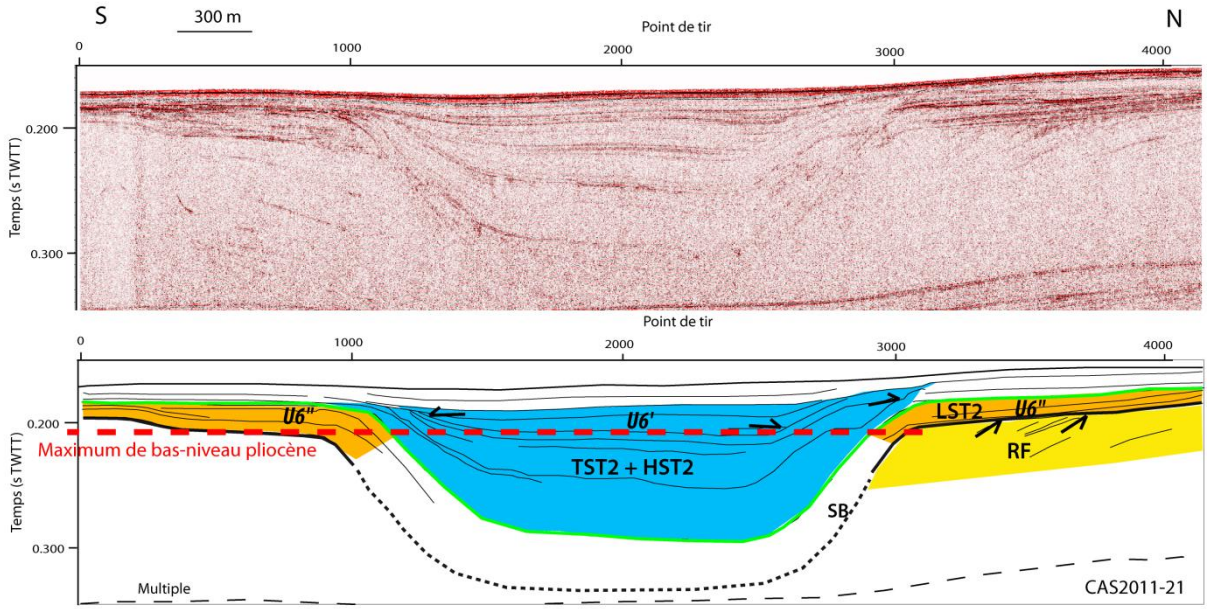


Figure 6- 9 : Ligne sismique CAS2011-21 (sparker) orientée S-N à travers l'unité U6 du canyon de Bandol, non interprétée (haut) et interprétée (bas). Ce profil montre bien la dissymétrie entre le flanc N et S de l'unité U6: une unité (U6') progade du N vers le S et onlappe le flanc Sud. Une autre unité (U6'') est aggradante sur le flanc S et progradante sur le flanc N traduisant une architecture complexe liée à différentes sources d'apports. Se reporter à la figure 6-12 pour la localisation.

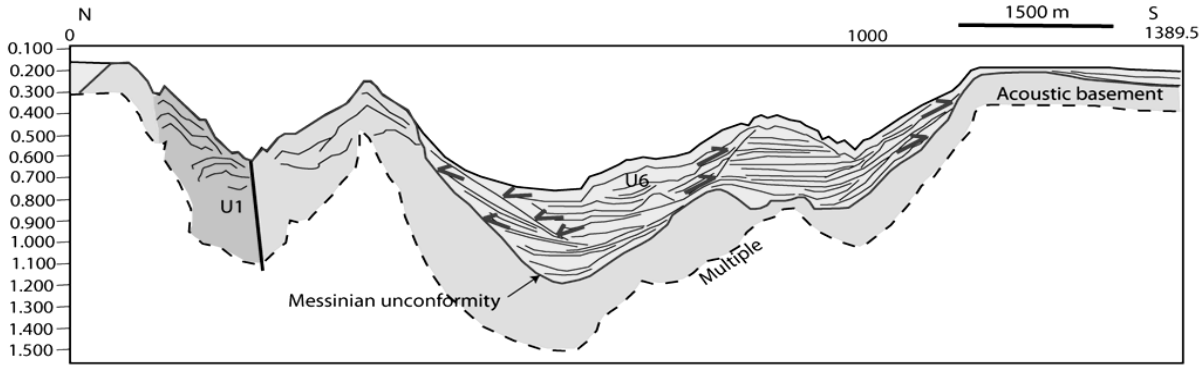


Figure 6- 10 : Ligne sismique interprétée LM122 (canon) orientée N-S à la jonction entre le canyon de Bandol et de Cassidaigne. Se reporter à la fig. 6-12 pour la localisation.

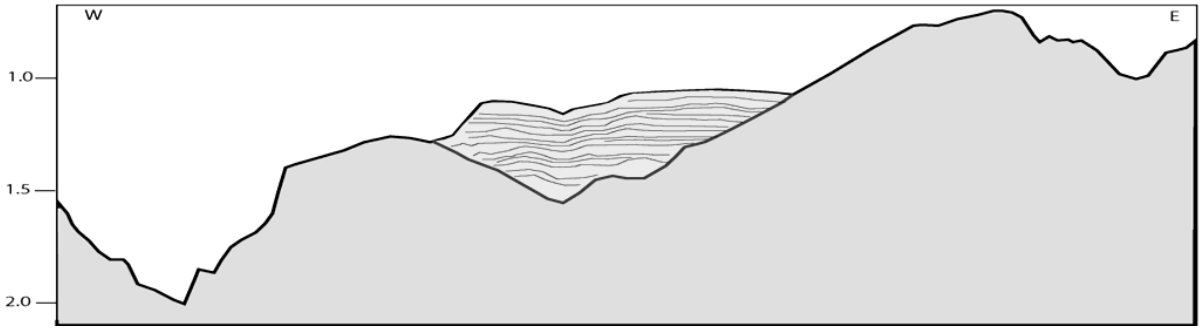


Figure 6- 11 : Ligne sismique interprétée h09lm108 (canon) orientée O-E et située dans la partie aval du canyon de Cassidaigne. Se reporter à la fig. 6-12 pour la localisation. Le socle acoustique est représenté en gris uniforme. Il correspond à l'encaissant paléozoïque de ce secteur du canyon de Cassidaigne. Le remplissage pliocène est interprété en blanc.

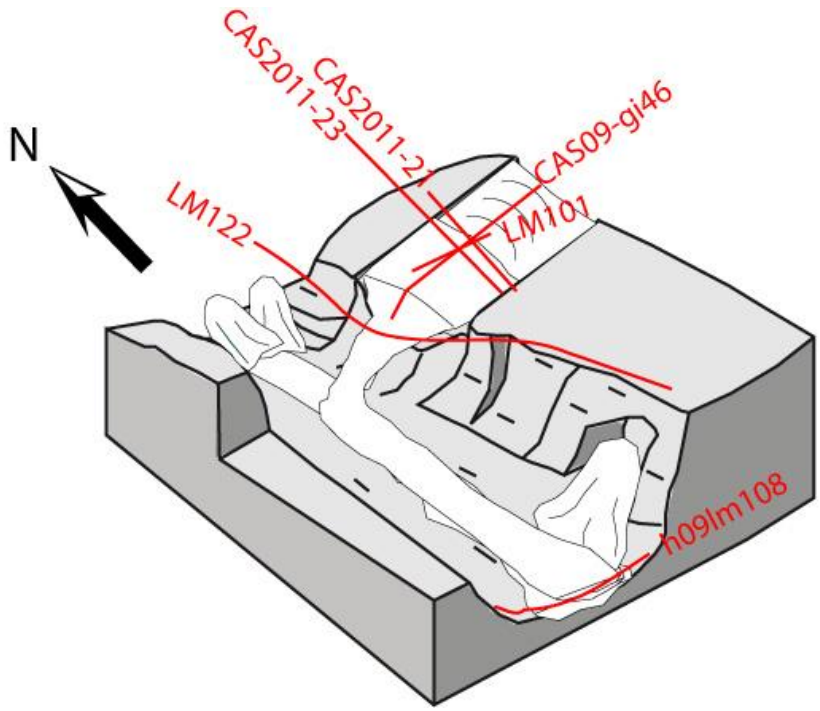


Figure 6- 12 : Localisation des profils sismiques sur le bloc diagramme.

6.2.2.1.1 Evolution sédimentaire des canyons de Bandol et de Cassidaigne selon l'Hypothèse 1 :

L'évolution sédimentaire des canyons de Bandol et Cassidaigne durant la période messino-pliocène (selon l'hypothèse 1 ; cf. chapitre 5) est décomposée en plusieurs étapes (notées de A à H sur la figure 6-13) :

A : L'abaissement drastique du plan d'eau méditerranéen jusqu'à au moins -1500 m à 5,96 Ma (Krijmann *et al.,* 1999) conduit à l'érosion aérienne de la marge et au creusement des canyons. Cette nouvelle topographie est appelée « surface d'érosion messinienne » (SEM ; Cita et Ryan, 1978). Le canyon de Bandol est creusé par les cours de la Reppe, du Grand Vallat et probablement du paléo-Gapeau, tandis que Cassidaigne a pu être creusé par une paléo-Huveaune ou une résurgence karstique (cf. Fig. 5-23).

B : Des dépôts fluviatiles, produits de l'érosion de la marge, et d'âge messinien se développent vraisemblablement au-dessus de cette surface d'érosion.

C : Au début du Pliocène (Zancléen), la remise en eau du bassin méditerranéen à 5,32Ma (transgression zancléenne) n'est pas enregistrée dans les profils sismiques du canyon de Bandol. Les bottomsets du premier haut-niveau pliocène se trouvaient probablement en partie plus proximale, à terre, et auraient été érodés. Cette transgression marque la fin de la crise de salinité et le début de la sédimentation pliocène sur la marge provençale. Des mouvements gravitaires entraînent le transport de sédiments de l'aval du canyon de Bandol au canyon de Cassidaigne qui incise beaucoup plus profondément la marge. Ces transports en masse se produisent en milieu marin profond. Les flancs instables du canyon de Cassidaigne sont le siège de glissements gravitaires et des loupes d'arrachement apparaissent localement.

D : Une chute du niveau marin intra-pliocène entraîne la formation d'un prisme de régression forcée reposant directement sur la surface d'érosion messinienne. Le maximum de bas niveau pliocène est matérialisé par l'offlap-break ultime du prisme de régression forcée. Les transports gravitaires de matériel en provenance du canyon de Bandol continuent d'alimenter le canyon de Cassidaigne.

E : Après la chute eustatique, le niveau marin pliocène remonte. Le petit prisme progradant/aggradant situé au sommet du prisme de régression forcée pourrait correspondre au prisme de bas niveau formé au début de la phase de remontée du niveau marin (LST2). Cette unité, visible sur les profils sparker (Fig. 6-8 et 6-9) correspond probablement à des dépôts mixtes carbonatés-silicoclastiques comme en témoignent les échantillons prélevés par Froget (1974) dans cette unité. L'échantillon CR-74, qui confère à cette unité un âge Pliocène, consiste en un conglomérat à matrice glauconitique gréseuse présentant des algues rouges, bivalves, foraminifères et des galets calcaires à péloïdes (Planche 11 et Table 5-2).

F et G: La remonté du niveau marin se poursuit. L'unité reposant en onlap sur le prisme de bas-niveau représenterait la partie distale des dépôts transgressifs et de haut-niveau (TST2-HST2). La remontée de niveau marin étant de 150m, l'offlap-break de ce prisme était sans doute localisé loin vers l'intérieur des terres. Ceci explique pourquoi aucune géométrie progradante (et ou rétrogradante) n'est observée, mais seulement un remplissage apparemment aggradant par des dépôts subhorizontaux. Ces dépôts correspondraient à la « *healing-phase* » *sensu* Posamentier et Allen (1993). Les variations latérales d'épaisseurs de cette unité suggèrent la présence de différentes sources d'apport, en particulier en provenance des petits canyons adjacents au canyon

principal de Bandol (Figure 6.9). Les transports gravitaires en direction du canyon de Cassidaigne s'intensifient. Le sommet de l'unité aggradante (TST2-HST2) a été datée du Pliocène par les échantillons R109-110. Ils correspondent à des dépôts carbonatés (calcarénites et calcirudites à algues rouges ; Table 5-2).

H: Au Quaternaire, les variations glacio-eustatiques ont entraîné des périodes de chute et de remontée du niveau marin ayant induit une érosion locale de la partie supérieure du remplissage pliocène. Les dépôts attribuables au Quaternaire sont particulièrement minces sur l'ensemble du plateau continental entre Planier et le Cap Sicié, ainsi que dans le canyon de Cassidaigne.

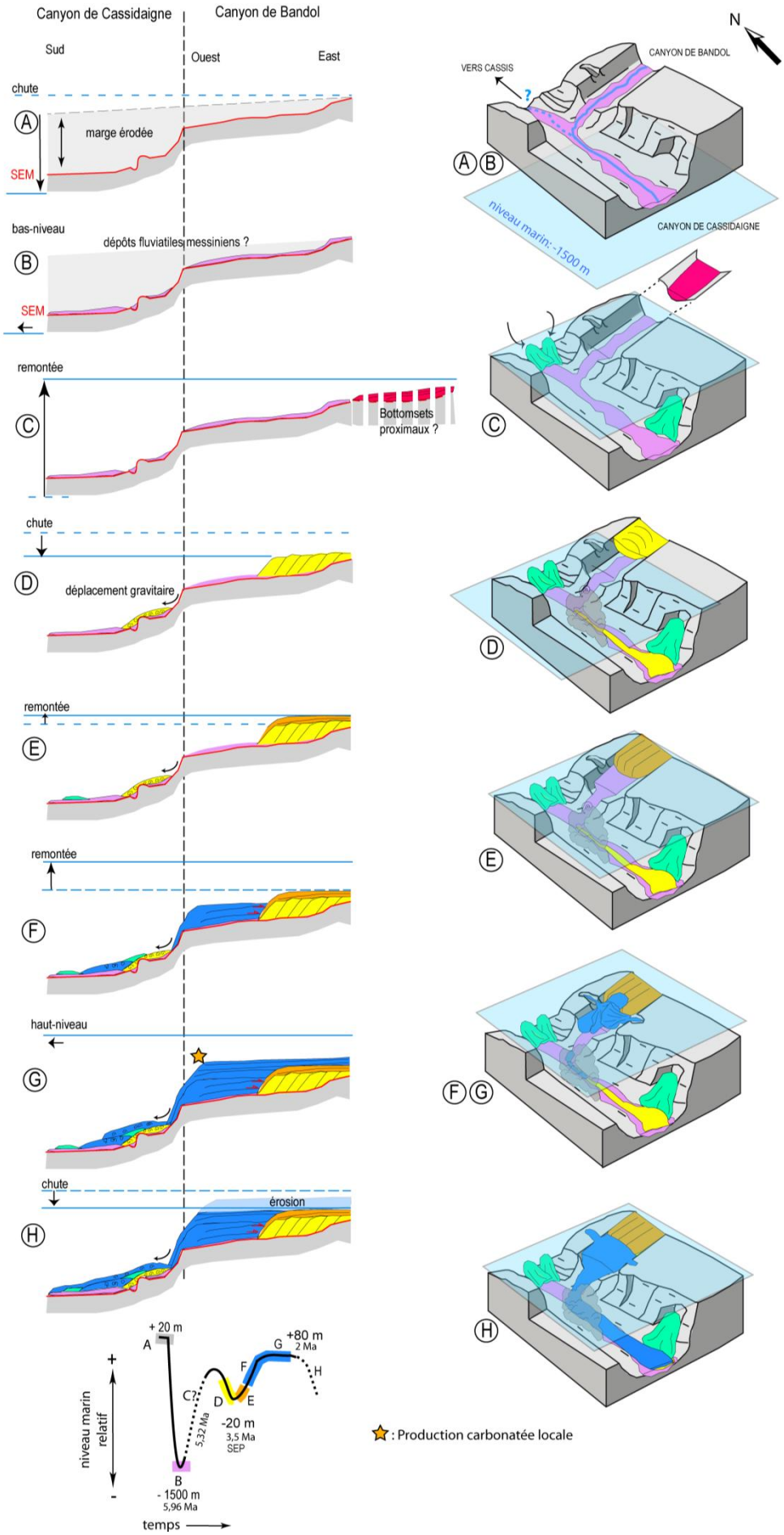

Canyon de Cassidaigne
Canyon de Bandol
Sud
Ouest
East
chute
A
marge érodée
SEM
bas-niveau
dépôts fluviatiles messiniens ?
B
SEM
remontée
C
Bottomsets proximaux ?
chute
D
déplacement gravitaire
remontée
E
remontée
F
haut-niveau
G
chute
érosion
H
N
VERS CASSIS
CANYON DE BANDOL
CANYON DE CASSIDAIGNE
niveau marin: -1500 m
A B
C
D
E
F G
H
+ 20 m
A
C?
5,32 Ma
B
- 1500 m
5,96 Ma
D
E
-20 m
3,5 Ma
SEP
F
G
+80 m
2 Ma
H
niveau marin relatif
+
-
temps
: Production carbonatée locale

Figure 6- 13 : Profil le long du canyon de Bandol (plate-forme) et du canyon de Cassidaigne représentant le développement de séquences sédimentaires en fonction de l'oscillation du niveau marin durant le cycle eustatique messino-pliocène, et bloc diagramme illustrant les différents stades d'évolution des canyons (modifié d'après Di Celma, 2011). Ce scénario d'évolution est réalisé d'après l'hypothèse 1 (U6 post-messinien, U6b anté-messinien). La courbe d'évolution relative du niveau marin méditerranéen durant la période messino-pliocène d'après la sismostratigraphie enregistrée dans le canyon de Bandol et selon l'hypothèse 1 est également représentée.

6.2.2.1.2 Evolution sédimentaire des canyons de Bandol et de Cassidaigne selon l'Hypothèse 2 :

Le scénario précédent de l'évolution sédimentaire est basé sur l'hypothèse 1 (cf. chapitre 5), c'est-à-dire une unité U6 post-messinienne et U6b anté-messinienne. Cependant, l'unité U6b qui n'a pas pu être datée de manière directe pourrait correspondre à la base du remplissage pliocène, dans le cadre de l'hypothèse 2 (cf. chapitre 5). Dans ce cas, le scénario est différent et la courbe d'évolution du niveau de base doit être modifiée (Fig. 6-14).

A et B : idem hypothèse 1

C : Au début du Pliocène (Zancléen), la remise en eau du bassin méditerranéen à 5,32Ma (transgression zancléenne) est marquée par des premiers dépôts sédimentaires formant une unité progradante (Unité U6b), en downlaps sur la SEM (fig. 6-7 et 6-14) attribuables aux *bottomsets* du remplissage des rias pliocènes (Clauzon, 1982) au cours du haut-niveau marin. Les *foresets* et *topsets* du delta pliocène devraient se trouver en partie plus proximale (probablement à terre aujourd'hui). Cette période de haut niveau marin dure environ 1,5 Ma (Clauzon, 1987).

D : Une chute du niveau marin intra-Pliocène entraîne la formation d'un prisme de régression forcée au-dessus des bottomset beds. Le maximum de bas niveau pliocène est matérialisé par l'offlap-break ultime du prisme de régression forcée. Les transports gravitaires de matériel en provenance du canyon de Bandol alimentent le canyon de Cassidaigne.

E : Le mince prisme progradant/aggradant situé au sommet du prisme de régression forcée pourrait correspondre au prisme de bas niveau formé au début de la remontée intra-pliocène (LST2).

F, G, H : La sédimentation pliocène se poursuit de manière identique que pour l'hypothèse 1.

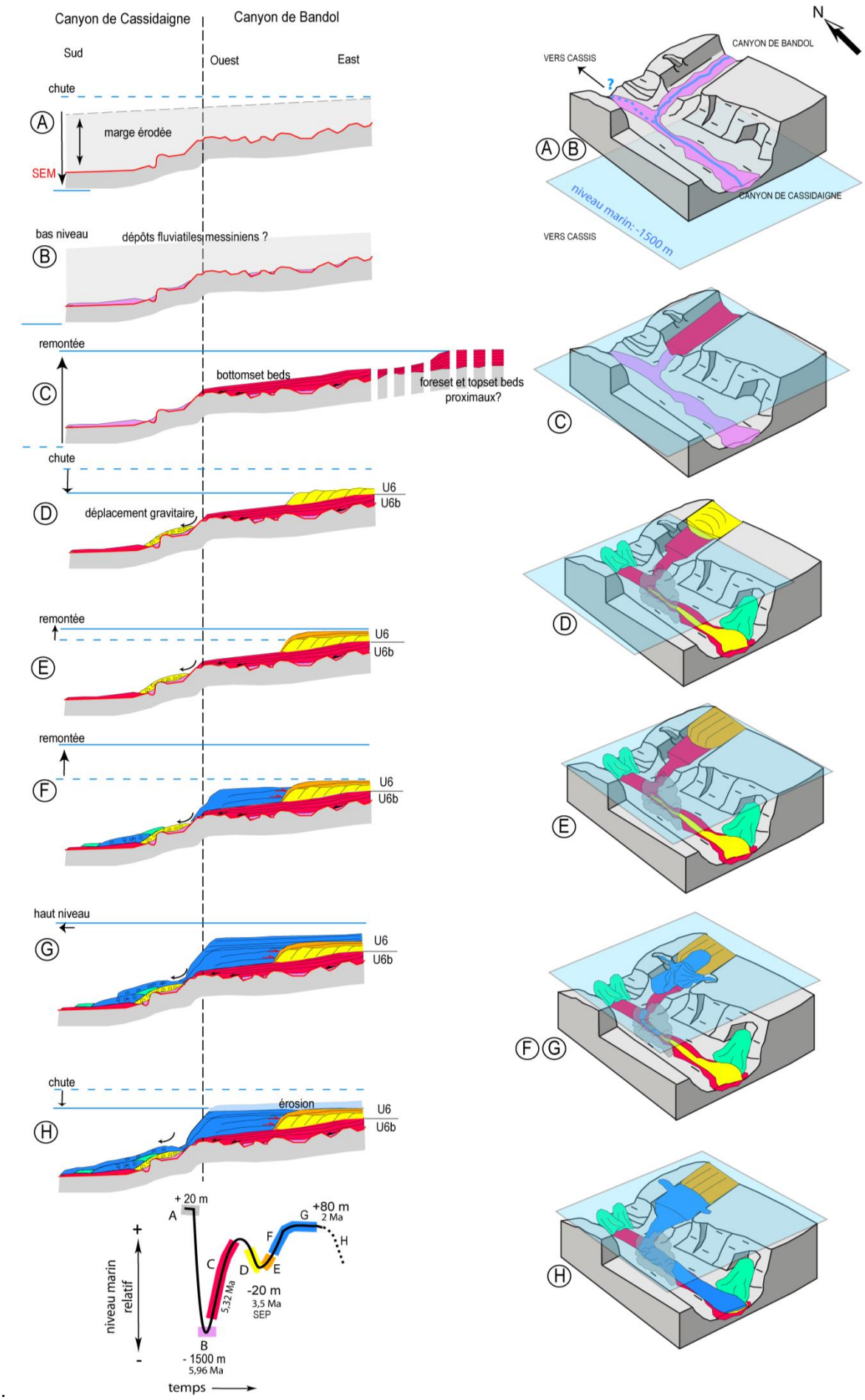

Canyon de Cassidaigne
Canyon de Bandol
Sud
Ouest
East
chute
A
marge érodée
SEM
bas niveau
dépôts fluviatiles messiniens ?
B
remontée
C
bottomset beds
foreset et topset beds proximaux?
chute
D
déplacement gravitaire
U6
U6b
remontée
E
U6
U6b
remontée
F
U6
U6b
haut niveau
G
U6
U6b
chute
érosion
H
U6
U6b
+ 20 m
A
B
- 1500 m
5,96 Ma
C
5,32 Ma
D
E
-20 m
3,5 Ma
SEP
F
G
+80 m
2 Ma
H
niveau marin relatif
+
-
temps
N
VERS CASSIS
?
CANYON DE BANDOL
A B
CANYON DE CASSIDAIGNE
niveau marin: -1500 m
VERS CASSIS
C
D
E
F G
H

Figure 6- 14 : Profil le long du canyon de Bandol (plate-forme) au canyon de Cassidaigne (pente continentale) représentant le développement de séquences sédimentaires en fonction de l'oscillation du niveau marin durant le cycle eustatique messino-pliocène, et bloc diagramme illustrant les différents stades d'évolution des canyons (modifié d'après Di Celma, 2011). Ce scénario d'évolution est réalisé d'après l'hypothèse 2. La courbe d'évolution relative du niveau marin méditerranéen durant la période messino-pliocène d'après la sismostratigraphie enregistrée dans le canyon de Bandol et selon l'hypothèse 2 est également représentée. SEM : Surface d'Erosion Messinienne ; Courbe eustatique et valeurs de niveau marin d'après Haq *et al.,* 1987.

6.2.2.2 Estimation paléoaltimétrique :

Le maximum de bas-niveau pliocène responsable de la formation du prisme de régression forcée peut être mis en relation avec la chute eustatique globale à 3,8 Ma (-20 m NGF, cycle TB 3.4-3.5, Haq *et al.,* 1987).

L'altitude actuelle de l'offlap break du prisme de régression forcée (0,21s TWTT sur les profils CAS09-gi46, LM101, CAS2011-21 et 23) et son niveau eustatique correspondant (-20 m NGF) permettent de quantifier le taux de subsidence du canyon de Bandol depuis 3,8 Ma :

Si l'on prend 2000m/s et 1500m/s respectivement pour les vitesses des ondes acoustiques dans les sédiments plio-quaternaires et dans l'eau, on obtient une profondeur sous le niveau marin actuel de : 2000*0,11/2 + 1500*0,10/2= 185 m. pour. En considérant un paléo-niveau eustatique à -20m NGF, nous pouvons affirmer que la marge provençale a subsidé de 165 m depuis 3,8 Ma, soit un taux de subsidence de 43 m/Ma. Cette valeur est du même ordre de grandeur que celles obtenues dans le Golfe du Lion par Rabineau *et al.* (2006) qui ont montré que la marge bascule depuis le Pliocène et que le taux de subsidence augmente linéairement vers le large pour atteindre 250±10 m/Ma à 70km des côtes, ce qui correspond à un taux de 35±10 m/Ma à 10km des côtes.

6.2.2.3 Comparaison avec les séries sédimentaires du Golfe du Lion :

Les séries sédimentaires du Golfe du Lion mises en place à la suite de la crise de salinité ont fait l'objet d'études récentes (Lofi *et al.,* 2003, Rabineau *et al.,* 2005, Bache *et al.,* 2011…). Ces études montrent que durant le Plio-Quaternaire, la série sédimentaire est préservée sous la forme de prismes progradants en downlaps sur la surface d'érosion messinienne. Plusieurs auteurs (Clauzon et Cravatte, 1985, Suc et Drivaliari, 1991, Lofi, 2002) mettent en évidence l'absence de cortège transgressif en onlap sur la surface d'érosion, qui devrait être synchrone de la remise en eau du bassin et interprète cette observation en faveur d'une remise en eau rapide à la fin de la crise.

Cette interprétation est importante car ce cortège transgressif en onlap sur la SEM est également absent dans le canyon de Bandol. Selon l'hypothèse 1, nous interprétons le cortège transgressif (TST2) situé au-dessus de la SEM comme résultant de la deuxième remontée du niveau marin après 3,8Ma car ce cortège est postérieur au prisme de régression forcée.

Selon l'hypothèse 2, la série sédimentaire préservée au-dessus de la SEM correspond à des prismes progradants en downlaps sur la surface d'érosion interprétés comme les bottomset beds distaux de la ria pliocène. Cette hypothèse valide plutôt une remise en eau rapide à la fin de la crise, en accord avec les résultats des travaux précédents (Clauzon et Cravatte, 1985 ; Suc et Drivaliari, 1991 ; Lofi, 2002).

Pour Bache *et al.* (2011), la remise en eau s'effectue en deux étapes, d'abord lente et caractérisée par une surface d'érosion plane sur la pente, puis très rapide, et caractérisée par la préservation d'une surface d'érosion fluviatile incisive sur la plate-forme.

Cette interprétation aurait tendance à favoriser l'hypothèse 1 qui montre une SEM assez lisse dans la pente du canyon de Bandol.

6.2.2.4 Comparaison avec la courbe d'évolution du niveau de base obtenue dans la vallée du Rhône par l'étude du karst :

L'étagement des niveaux horizontaux de grottes a été étudié sur la rive ouest de la vallée du Rhône, dans les gorges de l'Ardèche (Mocochain *et al.,* 2006a,b,c, 2009, 2011). Des études géomorphologiques ont permis d'interpréter l'étagement du karst comme résultant du cycle eustatique messino-pliocène et de proposer une courbe d'évolution relative du niveau de base. Récemment, à la suite de ces études, les sédiments fluviatiles préservés dans ces grottes ont été datés de manière relative par paléomagnétisme et absolue par les cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al (Tassy *et al.,* accepté), et la courbe d'évolution relative du niveau de base de Mocochain (2006) a pu être datée et améliorée (Fig. 6-15). Cette courbe enregistre bien le lowstand global à 3,8 Ma. La tendance de cette courbe est similaire à la courbe d'oscillation du niveau marin obtenue sur la marge provençale d'après l'étude sismostratigraphique.

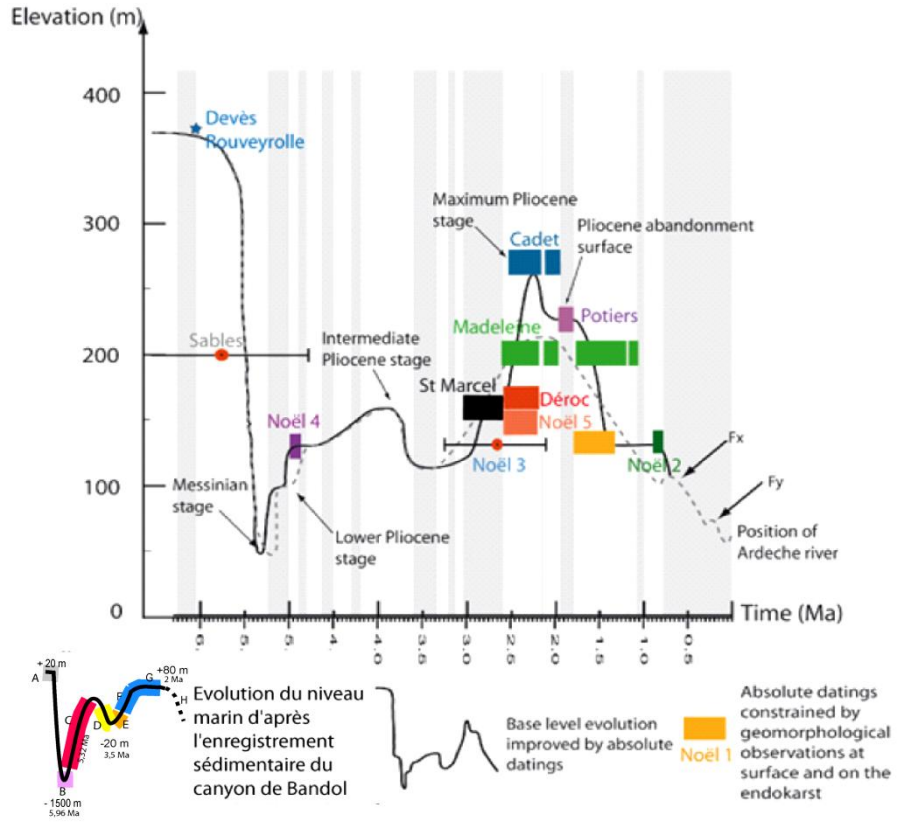


Figure 6- 15 : Courbe d'évolution du niveau de base restituée d'après la datation relative (paléomagnétisme) et absolue (^{10}Be/^{26}Al) des niveaux de grottes dans les gorges de l'Ardèche et comparaison avec la courbe issue du remplissage sédimentaire du canyon de Bandol (modifié d'après Tassy *et al.,* accepté).

6.2.2.5 Conclusion :

En conclusion, bien qu'il existe des arguments favorables pour les deux hypothèses, en accord avec les deux alternatives des travaux de thèse de Bache (2008) et de Lofi (2002), c'est l'hypothèse 2 qui semble être la plus cohérente avec les reconstitutions eustatiques du Messinien établies à l'échelle de la Méditerranée et plus localement dans la vallée du Rhône. L'hypothèse 2 permet de rendre compte à la fois de la première remise en eau du début du Pliocène, le bas-niveau intra-Pliocène et la deuxième remontée du niveau marin.

Les travaux sur l'évolution des niveaux de grottes dans la vallée du Rhône (Mocochain *et al.,* 2009, Tassy *et al,* accepté) proposent une courbe d'évolution du niveau de base qui valide notre interprétation sismostratigraphique.

Cependant seul un forage dans le canyon de Bandol pourrait permettre de dater avec certitude les séquences sédimentaires et de valider l'hypothèse 2 de façon définitive.

6.3 Modélisation des niveaux marins sur la topographie terre-mer

6.3.1 Rappel sur les indices géomorphologiques à terre

Les niveaux repères géomorphologiques et sédimentaires de la Marge provençale (surfaces d'abrasion marine, réseaux karstiques horizontaux, remplissages marins préservés dans des paléokarsts, affleurements tortoniens marins) ont été décrits en détail dans le chapitre 3. Ils permettent la restitution de niveaux marins du Miocène à l'Actuel. Une des principales conclusions du chapitre 3 est que « l'altitude élevée de ces niveaux repères ne peut pas s'expliquer sans un soulèvement graduel tectonique post-tortonien ayant conduit à une surrection des reliefs et à l'élévation des surfaces marines à plusieurs centaines de mètres d'altitude ».

Pour cette raison, je conserverai lorsqu'il est possible de les discriminer, pour les parties 6.3 et 6.4 suivantes, les niveaux repères sédimentaires d'âge Tortonien et postérieurs. Les surfaces d'abrasion marine qui ne peuvent pas être datées (Surface du Camp, Surface de Pourrières, Surface de la Couronne de Charlemagne) seront considérées comme appartenant au Miocène post-rift indifférencié (Burdigalien à Tortonien). La figure suivante 6-16 rappelle la localisation de tous ces niveaux repères. Ils seront intégrés aux modélisations 3D des parties suivantes.

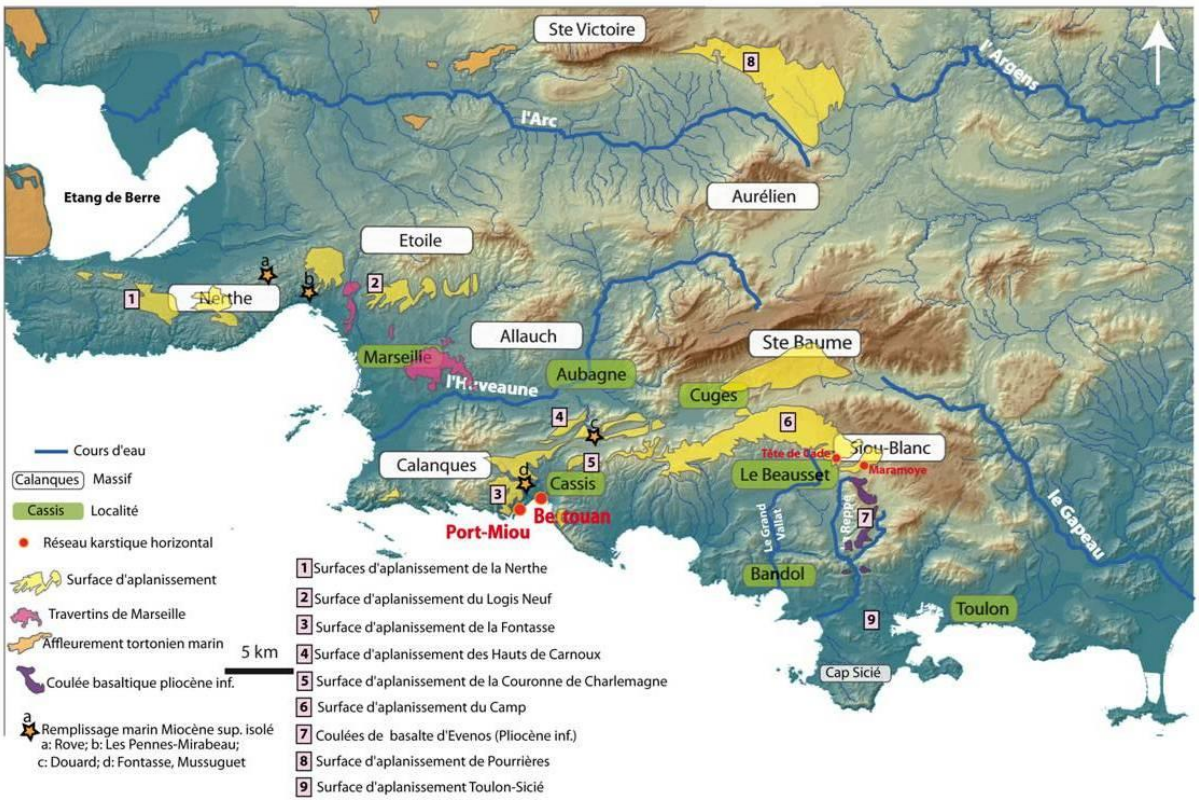


Figure 6- 16 : Localisation de tous les niveaux repères géomorphologiques et sédimentaires permettant la restitution du niveau marin au Miocène supérieur sur le MNT de la partie à terre de la Marge provençale.

6.3.2 Construction des surfaces terre-mer 3D dans le logiciel gOcad

Deux surfaces terre-mer ont été construites dans le logiciel gOcad à partir des données IGN à terre et des horizons sismiques en mer (Fig. 6-17 à 6-19), la surface topographique terre-mer

actuelle, et la surface topographique terre-mer messinienne. La surface terre-mer actuelle intègre la topographie à terre et la bathymétrie en mer (Fig. 6-20 et 6-21). La surface terre-mer messinienne théorique correspond à l'addition de la topographie actuelle et de la surface d'érosion messinienne en mer. Etant donné qu'aucune incision messinienne n'a été reconnue à terre sur la zone d'étude, il est possible de postuler que les topographies terrestres quaternaire et messinienne sont confondues.

Les données à terre intégrées dans le modèle proviennent de la BD-Alti au pas de 50 m de l'IGN au format ASCII et dans le système de projection Lambert II. Compte tenu des dimensions du modèle (80 x 80 km) et de la densité trop importante du nuage de points pour le logiciel gOcad, le nuage de points a été réduit de moitié pour obtenir une résolution de 100 m, ce qui reste satisfaisant à l'échelle ce travail (fig. 6-17).

Les données en mer (fig. 6-18 et 6-19) sont extraites des horizons sismiques exportés sous forme de nuage de points depuis le logiciel Kingdom Suite™ où l'ensemble de l'interprétation sismique a été réalisée. Une partie des données (au sud et à l'ouest) provient des horizons sismiques interprétés par Oudet (2008) et mis à disposition au laboratoire afin de faire le lien entre nos différents travaux sur la Marge provençale. Les données exportées de Kingdom Suite™ étant dans un autre système de coordonnées (UTM31N), elles ont dû être converties en coordonnées Lambert II afin d'avoir un modèle géoréférencé homogène. La conversion temps-profondeur a été réalisée dans gOcad à partir des données provenant de l'interprétation sismique.

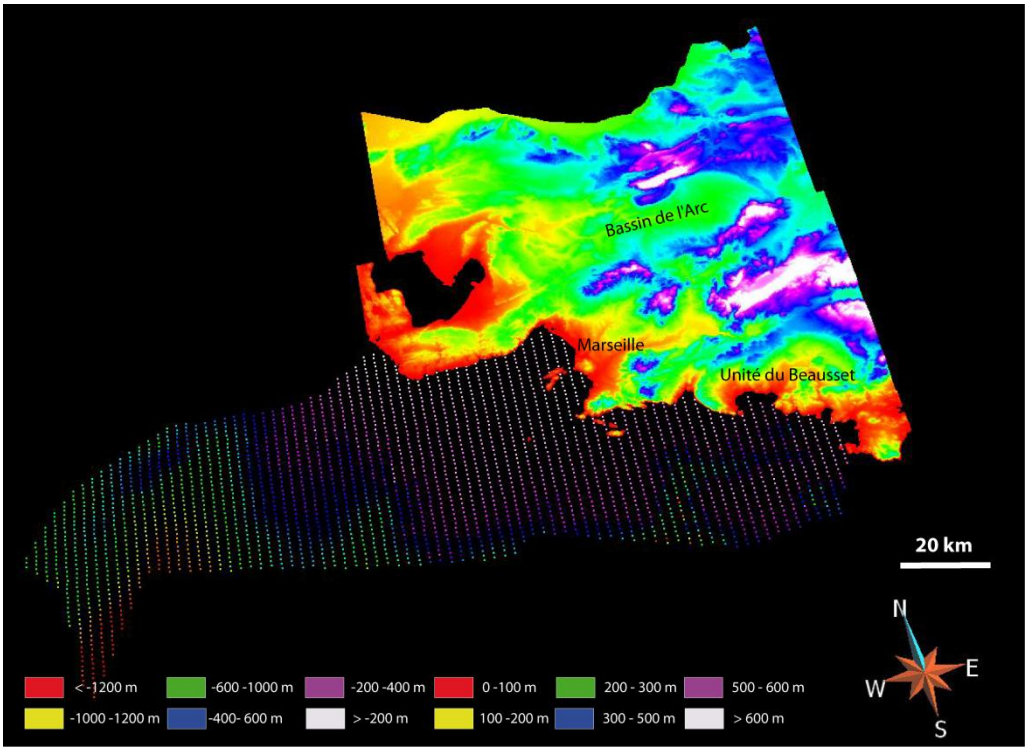


Figure 6- 17 : Comparaison entre la densité du nuage de points à terre d'après la BD Alti de l'IGN et en mer d'après l'interprétation sismique.

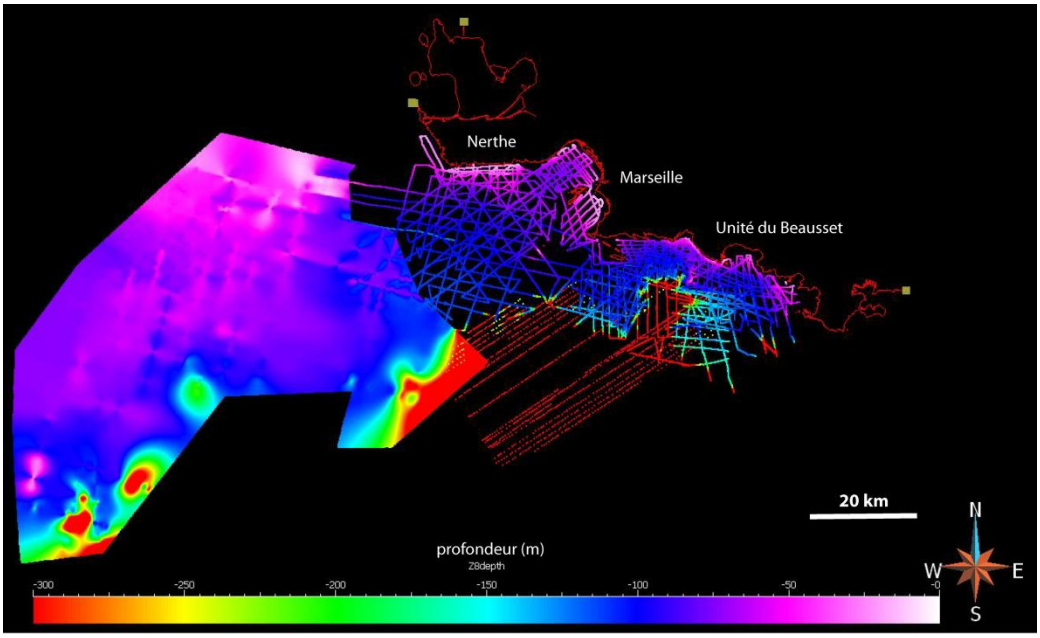


Figure 6- 18 : nuage de points de la bathymétrie d'après les données au format ASCII xyz d'Oudet (2008) à l'ouest du chaînon de la Nerthe et les profils sismiques au sud et à l'est (converti en m).

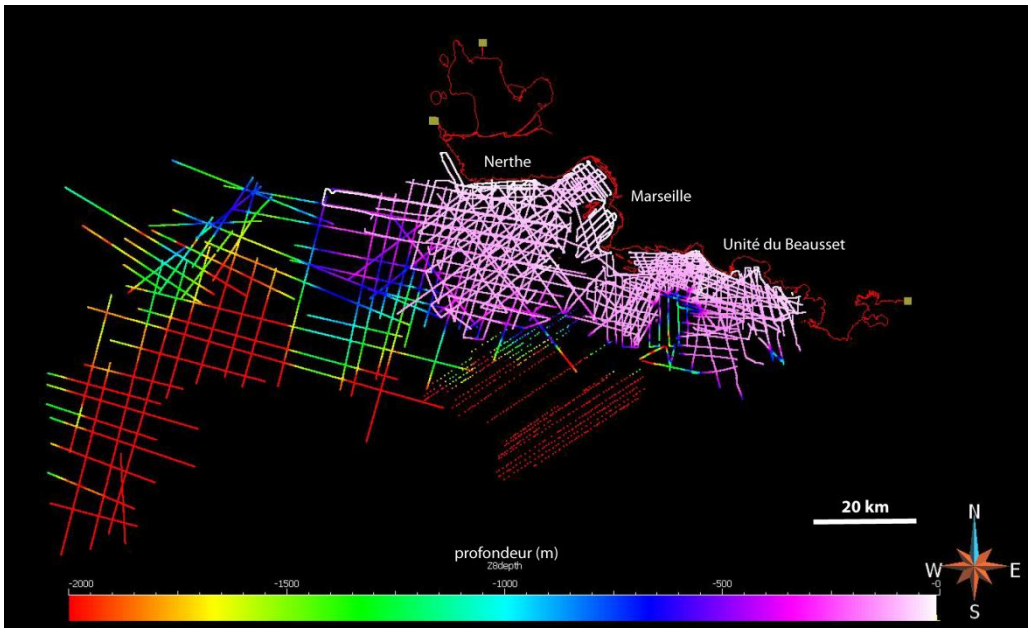


Figure 6- 19 : nuage de points de la surface messinienne en mer (converti en m, pointé selon hypothèse 1).

Deux surfaces ont été réalisées à partir de ces nuages de points (fig. 6-20 et 6-21). L'approche consiste à créer une surface triangulée plane couvrant exactement toute la zone d'étude et de l'interpoler ensuite à l'aide des données existantes (nuage de points). Elle permet d'avoir un maillage homogène et de prendre en compte plusieurs contraintes. Cette méthode a été décrite en détail dans plusieurs travaux récents du laboratoire CEREGE (Gari, 2008 ; Oudet, 2008 ; Richet, 2011).

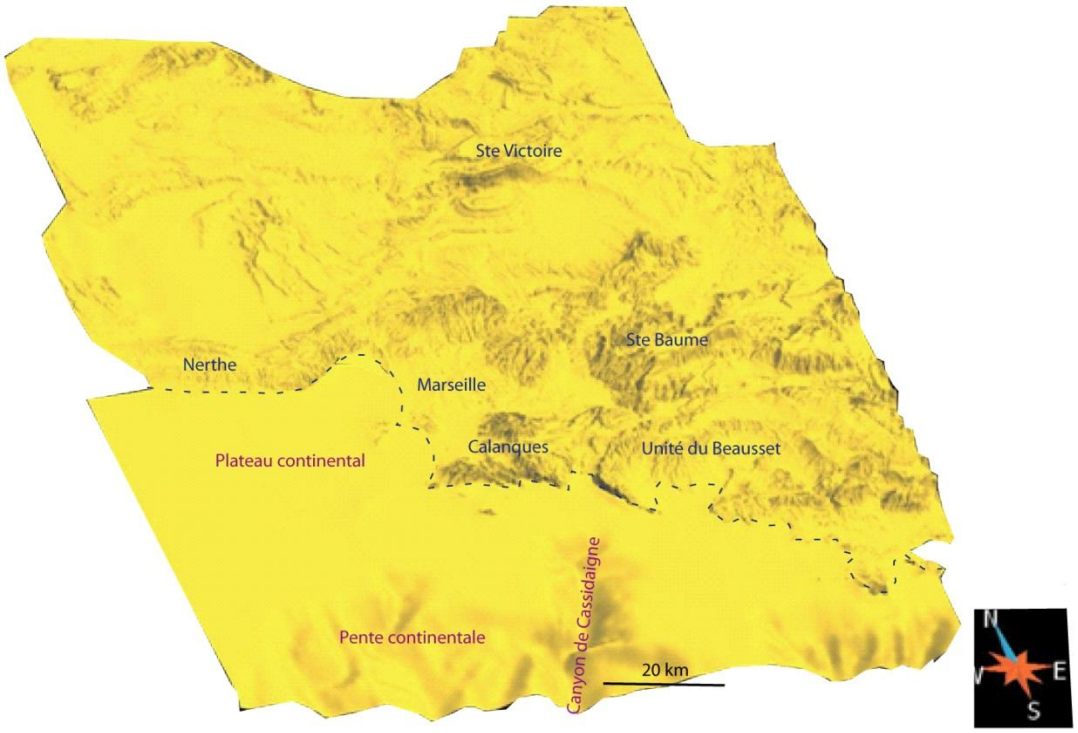


Figure 6- 20 : Surface topographique terre-mer actuelle. MNT à terre réalisé d'après les données IGN. La partie marine de la surface se remarque bien car elle est beaucoup plus lisse que la partie terrestre.

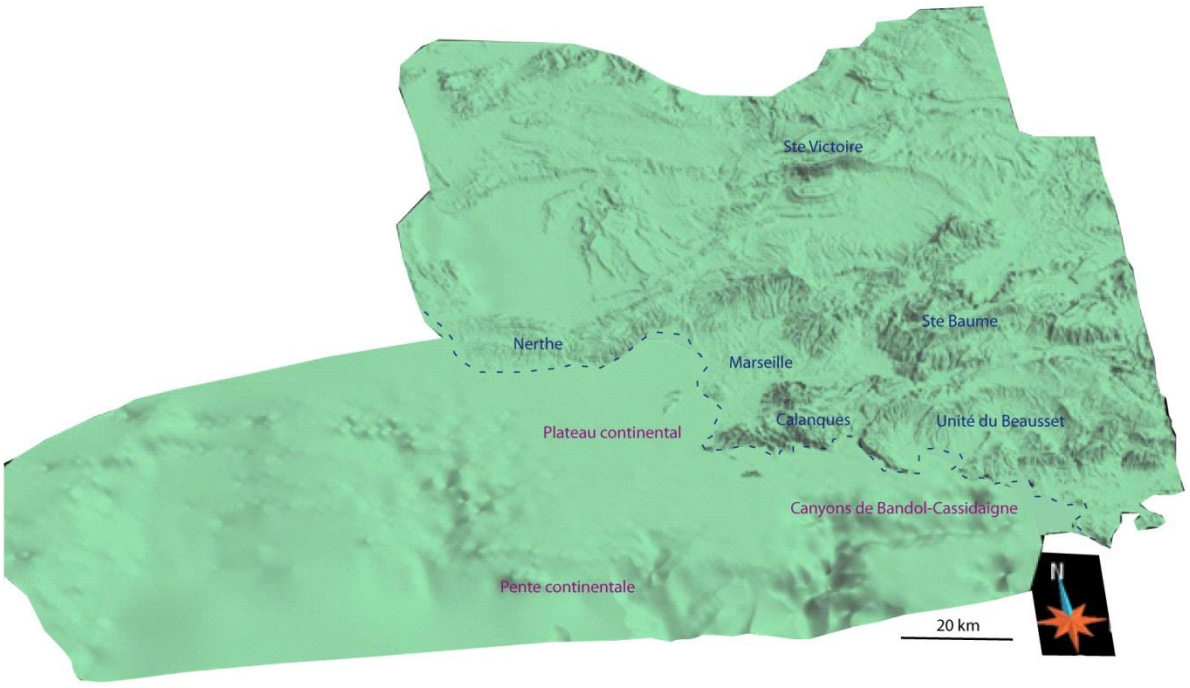


Figure 6- 21 : Surface terre-mer messinienne théorique (MNT actuel à terre et SEM en mer).

6.3.3 Modélisation des fluctuations eustatiques sur les surfaces topographiques terre-mer 3D

Cette partie présente l'utilisation des surfaces 3D combinée à l'étude géomorphologique. Dans un premier temps, les surfaces terre-mer réalisées ont été « habillées » avec les niveaux repères du Miocène et du Pliocène relevés à terre et en mer. Ensuite, différents niveaux eustatiques issus de la courbe de Haq *et al.,*(1987) ont été choisis (Fig. 6-22) en fonction de leur intérêt par rapport à l'âge ou l'altitude des niveaux repères. Ils ont été modélisés comme des surfaces planes recoupant les contours de la surface théorique terre-mer à l'altitude des différents niveaux eustatiques. Pour chaque période modélisée, la localisation des paléo-traits de côte et des zones immergées peut être comparée à celle des niveaux repères. Ces cartes sont comparées aux cartes paléogéographiques publiées afin de mettre en évidence des anomalies ou au contraire des secteurs qui montrent des cohérences.

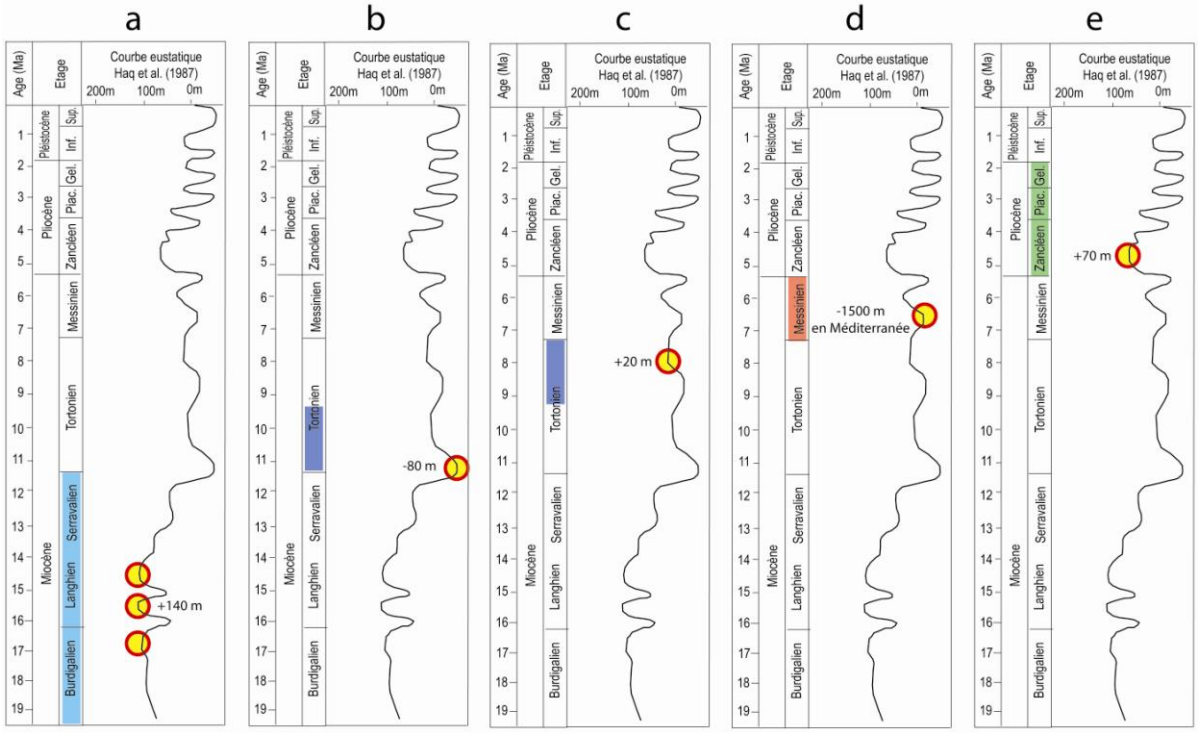


Figure 6- 22 : Niveaux eustatiques choisis pour les modélisations sur la courbe de Haq *et al.,* 1987. a : haut niveau marin à +140 m au Burdigalien-Langhien-Serravalien ; b : Bas niveau marin à -80 m du Tortonien inférieur ; c : haut niveau marin (+20 m) du Tortonien supérieur ; d : bas niveau (-1500 m) messinien ; e : haut niveau pliocène (+70 m).

6.3.3.1 Niveau marin Burdigalien (+140 m NGF)

Trois hauts niveaux marins à +140 m NGF sont répertoriés depuis le Burdigalien sur la courbe de Haq *et al.,* (1987). Ils correspondent au Burdigalien, au Langhien et au Serravalien. Ce sont les plus hauts niveaux eustatiques enregistrés depuis le Miocène, et ils sont à l'origine de surfaces de transgression et d'abrasion marine dans le massif de la Nerthe (Fig. 6-4). Nous supposons que les surfaces d'abrasion marines localisées autour de l'Unité du Beausset et du Bassin de Marseille sont héritées de ces hauts niveaux eustatiques. Pour simplifier, nous confondrons les trois hauts niveaux marins du Burdigalien, Langhien et Serravalien sous la désignation de haut niveau marin

Burdigalien. La modélisation de ce haut niveau eustatique sur la surface terre-mer 3D actuelle (Fig. 6-23) met en évidence plusieurs anomalies :

1) Au large de nos côtes actuelles, sur la bordure sud-ouest de la Nerthe, et dans le secteur de l'étang de Berre, les sédiments burdigaliens présents aujourd'hui à l'affleurement ou interprétés en sismique offshore sont bien localisés sous le plan d'eau de la mer burdigalienne.

2) Au contraire, la vallée de l'Huveaune est largement immergée, pourtant aucun sédiment marin de cet âge n'y est préservé.

3) De même, la région Sud de l'Unité du Beausset et le Cap Sicié sont transgressés sans qu'il n'y ait aujourd'hui de témoins sédimentaires ou morphologiques de cette transgression qui ne soit préservés.

4) Dans la région de Cassis, la transgression atteint l'altitude de sédiments marins d'âge miocène préservés dans un paléokarst (secteur de la Gineste).

5) Les vastes surfaces d'aplanissement ne sont pas transgressées. Par exemple, la surface du Camp reste à environ 300 m au-dessus de la mer burdigalienne. Les surfaces de la Nerthe et du Logis Neuf sont proches du littoral burdigalien mais ne sont pas transgressées. Cependant, d'après le chapitre 3, plusieurs indices tendent à donner un âge tortonien à ces surfaces.

6) La surface d'aplanissement à l'est de la Ste Victoire reste éloignée de la côte, malgré une incursion de la mer dans la vallée actuelle de l'Arc (à prendre avec précaution car l'Arc est une rivière incisée au quaternaire).

7) La vallée de la Durance est transgressée, conformément au remplissage sédimentaire burdigalien préservé.

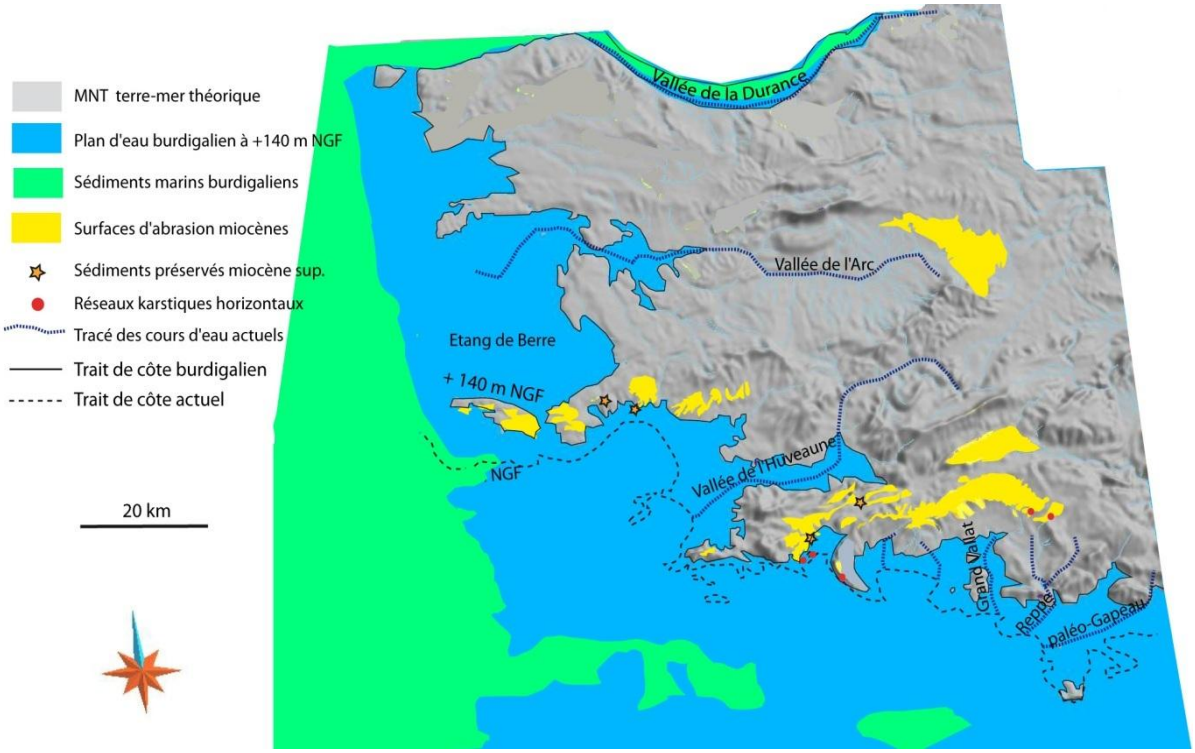


Figure 6- 23: Haut niveau marin burdigalien à + 140 m NGF.

D'après la carte paléogéographique réalisée à partir des remplissages sédimentaires de la vallée du Rhône et de la Durance (Besson, 2005), la transgression burdigalienne a envahi la partie ouest du massif de la Nerthe, le secteur ouest de l'étang de Berre, et la vallée de la Durance (Fig. 6-24). En revanche, cette carte paléogéographique ne met pas en évidence de transgression au-delà des côtes actuelles de la Provence à l'est de la Nerthe. Cela s'explique par l'absence d'étude géomorphologique de la Marge provençale à l'est de la Nerthe par l'auteur.

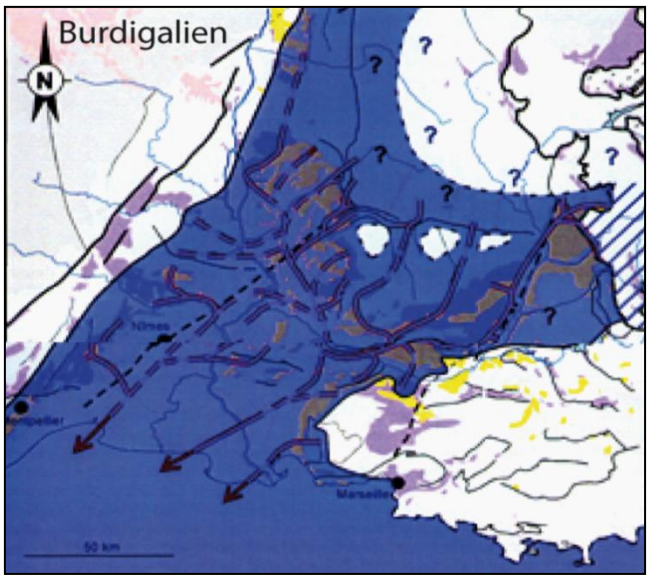


Figure 6- 24 : Carte paléogéographique de la transgression burdigalienne sur la Marge provençale (Besson, 2005). A l'est de Marseille c'est le trait de côte actuel qui constitue une limite.

6.3.3.2 Niveau marin Tortonien inférieur (- 80 m NGF)

Un bas niveau eustatique à -80 m NGF caractérise le Tortonien inférieur (Fig. 6-25). Il est à l'origine de vallées incisées dans le bassin molassique rhodano-provençal (Besson, 2005). Une large partie de la marge provençale est alors exondée.

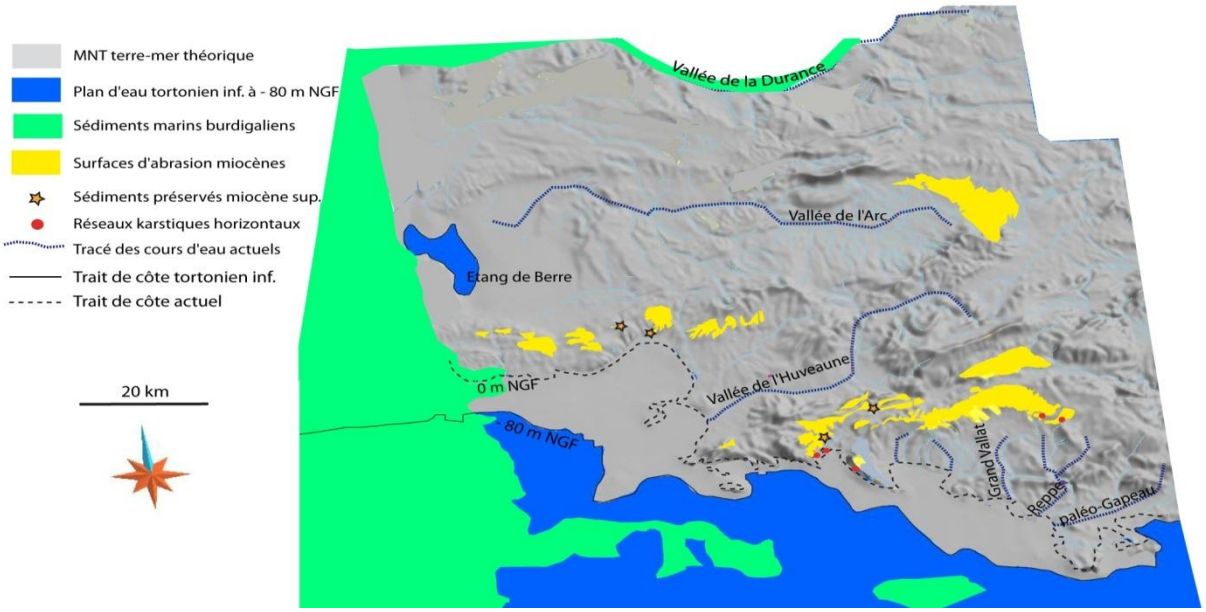


Figure 6- 25: Bas niveau marin du Tortonien inférieur à -80 m NGF.

6.3.3.3 Niveau marin Tortonien supérieur (+20 m NGF)

Le haut niveau eustatique Tortonien se situe aux alentours de +20 m NGF (Haq *et al.,* 1987). La modélisation (Fig. 6-26) met en évidence de nombreuses anomalies entre l'altitude des niveaux repères à terre et l'altitude du niveau de la mer au Tortonien supérieur :

1) Sur la bordure ouest de l'étang de Berre, la mer tortonienne n'atteint pas l'altitude des séries sédimentaires qu'elle a déposées et qui affleurent aujourd'hui à Istres, Miramas ou St Chamas.

2) Le secteur situé entre la vallée de la Durance et la vallée de l'Arc est caractérisé par un grand nombre d'affleurements de molasse tortonienne, situés parfois à plus de 400 m d'altitude. Le haut niveau eustatique tortonien (+ 20 m) n'est pas suffisant pour atteindre ces altitudes, ce qui est clairement visible sur le modèle.

3) La surface d'aplanissement située à l'est de la Ste Victoire, à environ 500 m d'altitude est la plus proche des affleurements tortoniens. Il est possible d'émettre l'hypothèse que cette surface se soit élaborée sous l'action de l'abrasion marine tortonienne. Dans ce cas, la position théorique du littoral Tortonien est très éloignée de cette surface, ce qui constitue une anomalie forte au même titre que pour les points 1 et 2.

4) Dans la région est de la Nerthe et au sud de la vallée de l'Huveaune, des sédiments marins en trace dans des paléokarsts (Pennes-Mirabeau et Douard) ou sous une surface

d'aplanissement au sommet de la Nerthe (Rove) sont datés de cette période du Tortonien (cf. chapitre 3). D'après la modélisation, ils ne sont pas immergés ce qui montre ici encore une anomalie.

5) Il en va de même pour les lambeaux de surface du sommet de la Nerthe et du Logis Neuf au nord de Marseille qui pourraient être tortoniens et ne sont pas immergés.

6) En mer cependant, la transgression reconnue en sismique est bien située sous le niveau marin tortonien, à environ 200 m de profondeur.

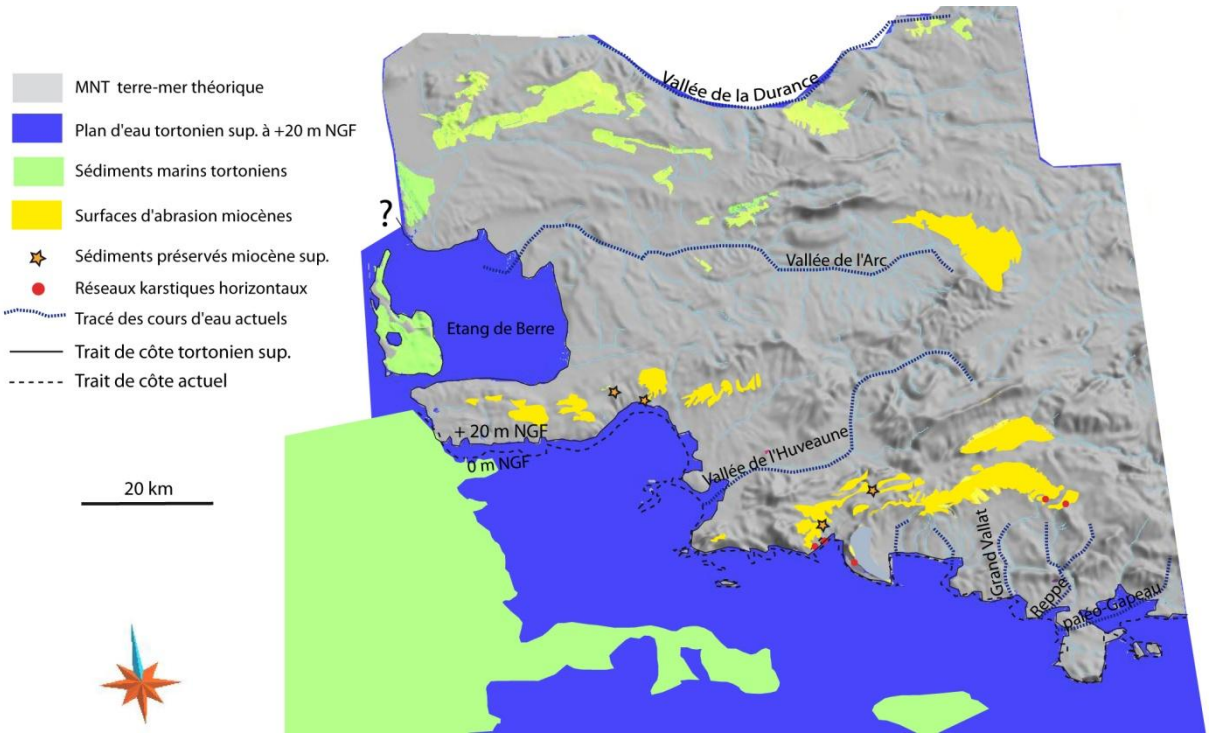


Figure 6- 26: niveau marin Tortonien sup (+20m). Il convient de noter qu'il y a probablement des dépôts tortoniens dans le bassin au pied du talus continental, au sud, mais situés en dehors de notre base de données.

La carte paléogéographique (Fig. 6-27 ; Besson, 2005) montre que le massif de la Nerthe est totalement transgressé au Tortonien jusqu'à la surface du Logis Neuf, ce qui est cohérent avec un âge tortonien pour l'élaboration de ces surfaces et les remplissages sédimentaires ponctuels décrits dans le secteur (cf. chapitre 3). La carte montre également que la transgression est généralisée sur l'ensemble du secteur de l'étang de Berre, sur la partie ouest de la Ste Victoire et dans la vallée de la Durance. En revanche, le secteur des Calanques et de l'unité du Beausset est exondé, malgré un indice de remplissage marin daté au sud de l'Huveaune (Douard ; cf. chapitre 3).

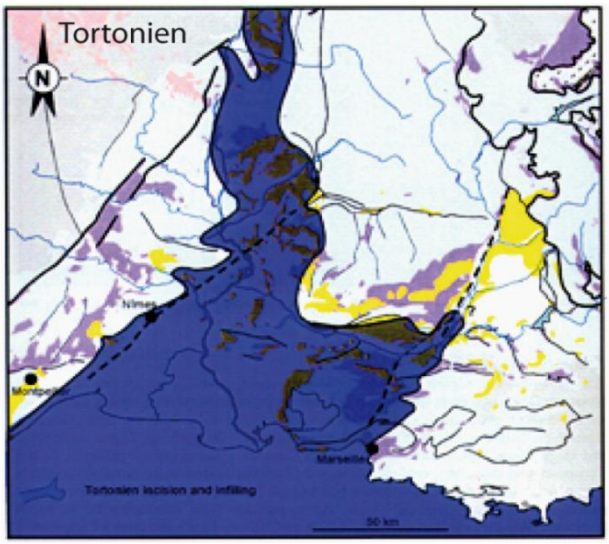


Figure 6- 27 : Carte paléogéographique de la Marge provençale lors de la transgression tortonienne (Besson, 2005). Ici également, c'est le trait de côte actuel qui constitue une limite à l'est de Marseille.

6.3.3.4 Niveau marin Messinien (- 1500 m NGF)

Au Messinien, le niveau marin méditerranéen est descendu à un niveau estimé entre -1500 et -2000 m NGF. Les marges du bassin méditerranéen sont exondées et soumises à l'érosion fluviatile intense. Le modèle montre la morphologie de la marge provençale lors de cette période, avec ses canyons au large des côtes actuelles, et un plan d'eau situé beaucoup plus en aval. Plusieurs points sont à remarquer (Fig. 6-28):

1) La morphologie particulière en angle droit de l'ensemble canyon de Cassidaigne-canyon de Bandol

2) L'absence de réseau fluviatile notable en amont du canyon de Cassidaigne

3) Le nombre important de réseaux fluviatiles qui convergent vers le canyon de Bandol

4) L'absence de canyon dans le bassin de Marseille au large de l'Huveaune

5) L'absence de canyon messinien à terre au sud de la Ste Victoire, dans la vallée de l'Arc.

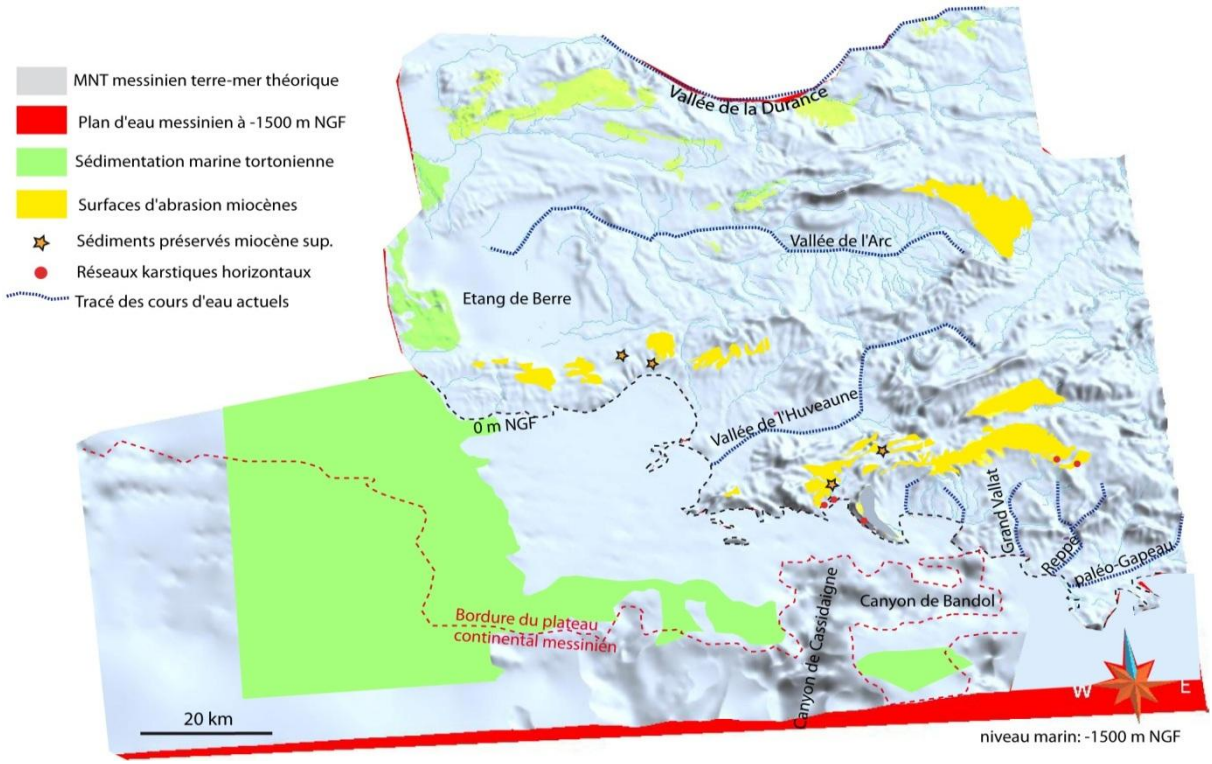


Figure 6- 28: Niveau marin messinien à -1500 m.

6.3.3.5 Niveau marin Pliocène (+70 m NGF)

Le maximum de transgression pliocène se situe aux alentours de +70 m (Haq *et al.,* 1987). Le modèle prévoit que la mer envahit la marge au-delà des côtes actuelles, les canyons sont submergés et transformés en rias où une sédimentation particulière en *Gilbert-type-fan-deltas* se met en place (Clauzon, 1978, 1982, 1996). Plusieurs points sont à remarquer sur la Marge provençale (Fig. 6-29) :

1) Les canyons de Bandol et de Cassidaigne sont entièrement transgressés et situés loin de la côte pliocène.

2) La vallée de l'Huveaune est transgressée bien qu'aucun canyon ne s'y soit formé au Messinien

3) Aucun indice de sédimentation pliocène n'est connu dans la vallée de l'Huveaune

4) Le sud de l'Unité du Beausset est partiellement transgressé, ainsi que la surface plane du cap Sicié, mais aucun sédiment pliocène n'y a été relevé

5) Du volcanisme basaltique se met en place dans la partie orientale de l'Unité du Beausset

6) La Durance est transformée en ria, et le secteur de l'étang de Berre est transgressé

7) Entre la fin du Pliocène et le début du Quaternaire, des travertins lacustres se mettent en place dans le Bassin de Marseille. Ils sont aujourd'hui basculés d'est en ouest.

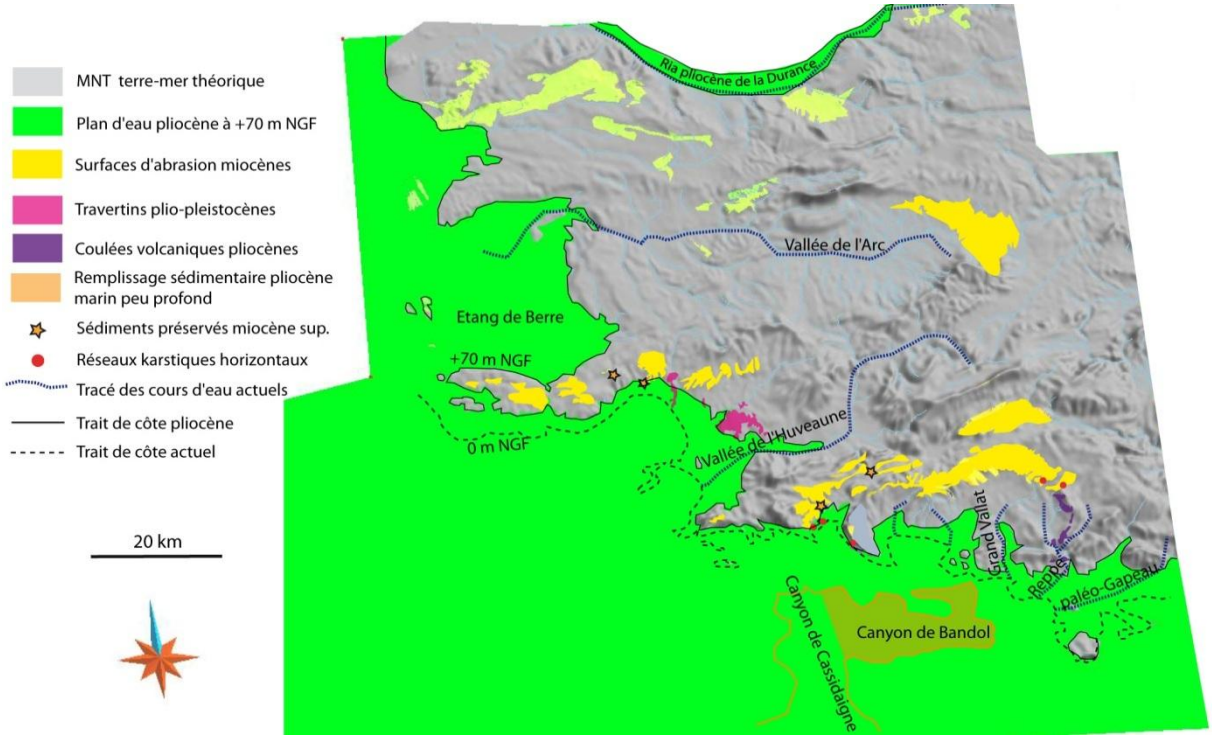


Figure 6- 29: Haut niveau marin pliocene (+70 m)

La carte paléogéographique (Fig. 6-30A ; Debrand-Passard et Courbouleix, 1984) durant le maximum de transgression pliocène montre que la mer n'atteint pas les côtes actuelles de la Marge provençale. La transgression ne concerne ni le secteur de l'étang de Berre, ni le Bassin de Marseille ou l'Unité du Beausset. Elle envahit seulement les canyons messiniens de la Durance et de Cassidaigne. Cette carte sous-entend que les zones basses transgressées au Pliocène d'après la modélisation ne l'était vraisemblablement pas. En revanche, l'étude sismostratigraphique du remplissage pliocène du canyon de Bandol a montré que le dernier offlap-break du prisme de régression forcé intra-pliocène, se situe 165m sous le plus bas niveau marin pliocène, ce qui indique que le plateau continental subside depuis le Pliocène à un taux de 47m/Ma (cf. section 6.2).

L'absence probable de transgression Pliocène dans l'actuel domaine émergé de la Basse Provence et la subsidence du plateau continental suggèrent un basculement vers le Sud de la marge depuis le Pliocène avec un axe de basculement situé au voisinage des côtes actuelles. Ce résultat est en accord avec le modèle de subsidence proposé par Rabineau *et al.* (2006) pour la marge du Golfe du Lion.

Les résultats de cette étude permettent d'établir une nouvelle carte du maximum de transgression Pliocène (Fig. 6-30B) qui affecte la ria de Cassidaigne-Bandol, mais pas le plateau continental au marseillais qui depuis a subsidé.

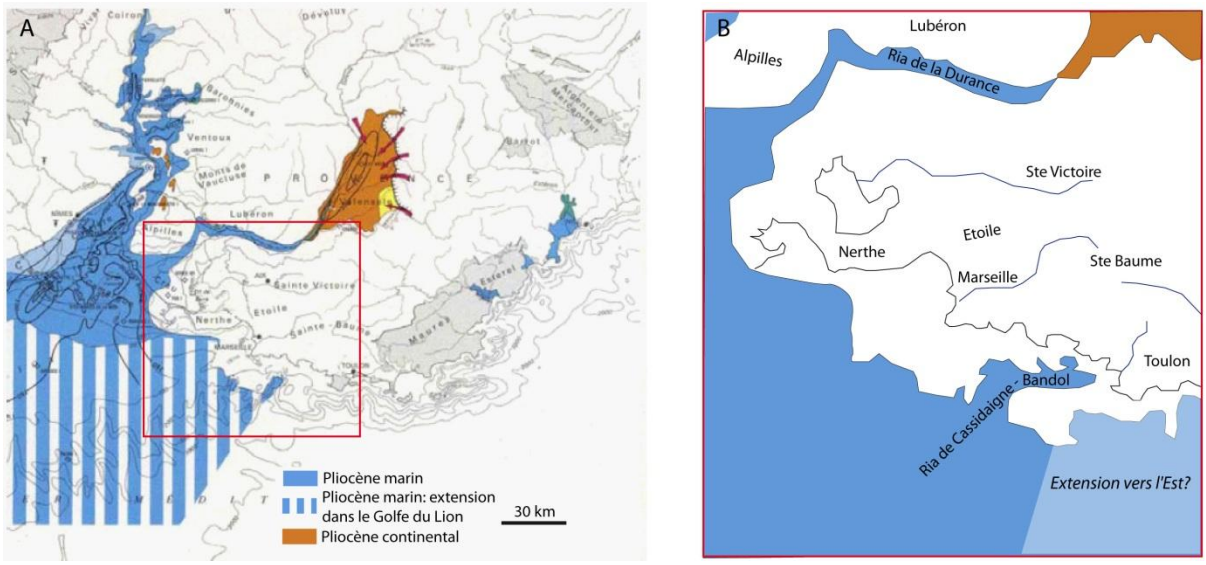


Figure 6- 30 : A : Carte paléogéographique du Pliocène de la Marge du Golfe du Lion à la Marge Ligure. Le rectangle rouge indique la localisation de la zone située entre la vallée de la Durance et le canyon de Cassidaigne. Modifié d'après Debrand-Passard et Courbouleix, 1984. B : Nouvelle carte paléogéographique du maximum de transgression pliocène d'après les nouveaux résultats de cette étude dans le secteur Marseille-Toulon.

6.3.4 Conclusion

Les modélisations des différents niveaux eustatiques relativement à la topographie actuelle révèlent des anomalies importantes et suggèrent que d'autres processus que l'eustatisme ont contrôlé la géodynamique de la Marge provençale depuis la fin du Miocène.

Ces modélisations s'appuient sur des niveaux repères géomorphologiques (surfaces) rarement datées mais également sur des séries sédimentaires très bien datées (molasse miocène), reconnues à terre et en mer et déformées à l'échelle régionale.

C'est le cas par exemple du Tortonien, situé à plus de 400 m d'altitude près de la Ste Victoire, et à environ -200 m au large de la Nerthe, à une soixantaine de kilomètres de distance.

La même tendance est observée sur la topographie de la base du Burdigalien des Alpes occidentales à la Marge provençale (Fig. 6-31A ; Le Pichon *et al.,* 2010). Cette carte montre un basculement de la surface de la base du Burdigalien du NE au SO influencé par la poussée de l'Arc alpin. La base du Burdigalien, située entre 0 et 200 m dans le massif de la Nerthe s'élève entre 200 et 400 m dans le secteur de la Ste Victoire à plus de 1000 m dans l'Arc de Digne-Castellane. Les contours de la carte de Le Pichon *et al.* (2010) s'interrompent de manière abrupte vers le sud sans évidence géologique. Ce travail permet de compléter cette carte en prolongeant la même tendance (un plongement vers le sud-ouest ; Fig. 6-31B) indiquant que la topographie de la Marge provençale subit les effets d'une déformation à grande longueur d'onde depuis le Burdigalien.

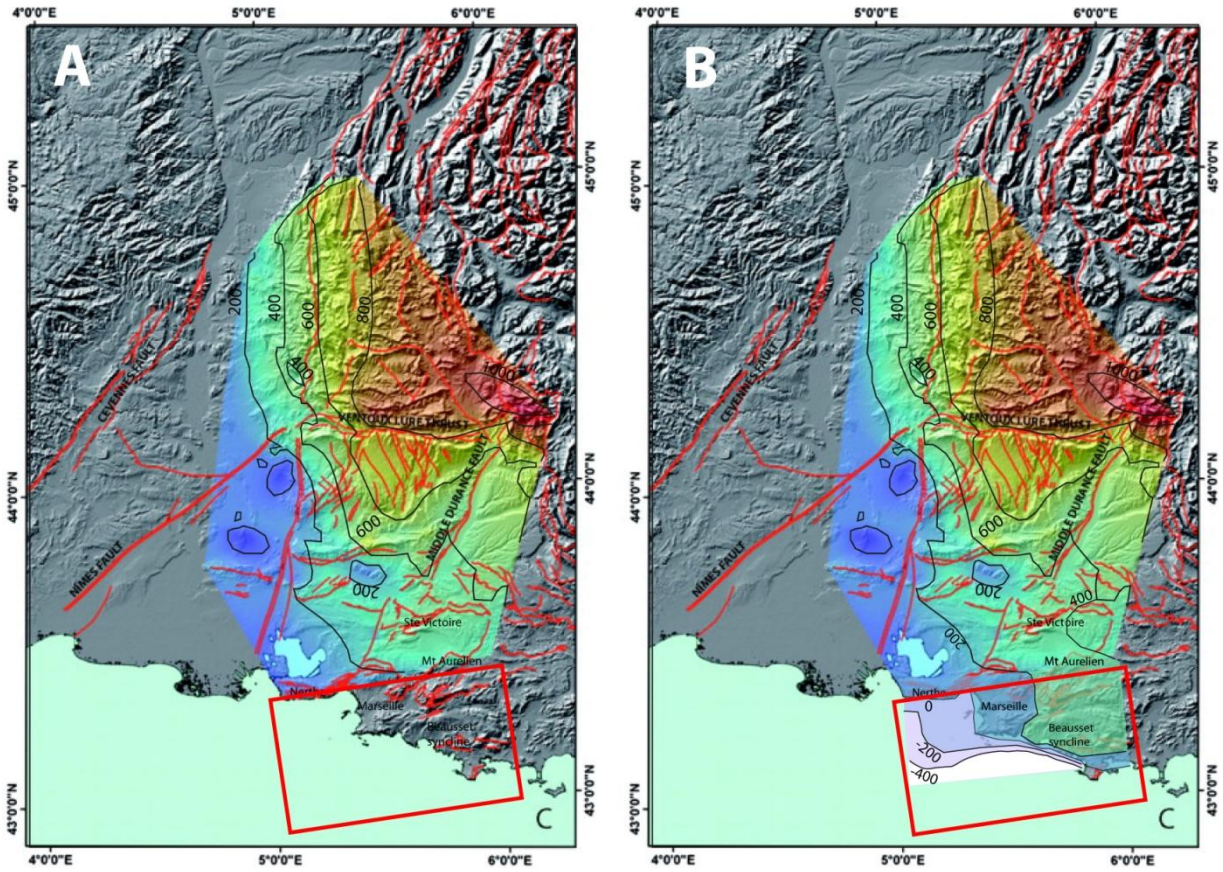


Figure 6- 31 : A : Topographie de la base du Burdigalien des Alpes occidentales à la Marge provençale. Modifié d'après Le Pichon *et al.*, 2010. B : Même carte complétée au sud dans le rectangle rouge.

Au Messinien, la carte paléogéographique de la Marge provençale permet de compléter celle du Golfe du Lion (Fig. 6-32 ; Guennoc *et al.*, 2006). A l'échelle de la marge provençale, elle montre certaines incohérences avec le réseau fluviatile actuel (Huveaune). A l'échelle du Golfe du Lion, la zone située au large de l'Huveaune est aussi anomalique car il s'agit du seul secteur de tout le Golfe du Lion qui ne montre aucune érosion messinienne.

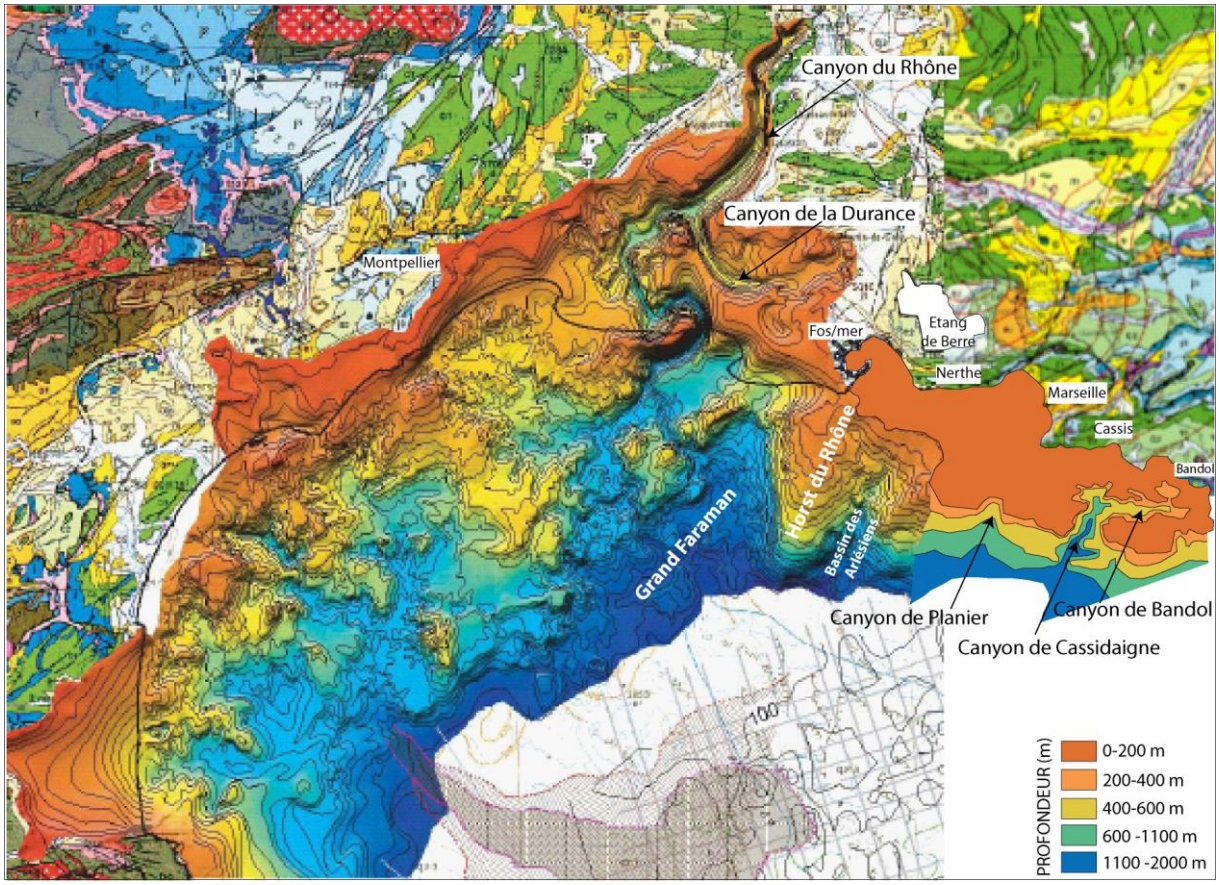


Figure 6- 32 : Carte paléogéographique de la Marge de Golfe du Lion (Guennoc *et al.*, 2006) complétée à l'est par la carte paléogéographique de la Marge provençale (cette étude) au Messinien.

6.4 Restaurations des paléo-topographies superficielles

Dans cette partie, des restaurations de paléotopographies depuis le Miocène supérieur vont être réalisées dans le modèle 3D à partir des déformations tectoniques mises en évidence dans les parties 6-2 et 6-3 précédentes (uplift à terre vers le NE, subsidence de la marge vers le SW).

6.4.1 Topographie dynamique de la Marge Provençale

La topographie observée à la surface de la terre est expliquée par les effets combinés de processus superficiels, comme l'érosion ou la sédimentation, ou profonds, comme la compensation isostatique et les mouvements verticaux (poussée ou traction) associés à des flux convectifs dans le manteau (Gumis, 2001). Ce dernier effet, connu sous le terme de topographie dynamique a été évalué dans de nombreux cas d'études, où les modèles de densité du manteau ont été définis sur la base de la tomographie sismique et utilisés pour prévoir les flux mantelliques associés (Forte, 2007).

En Europe, les données de sismicité combinées aux observations géodésiques et géomorphologiques indiquent une déformation active de la lithosphère (Cloetingh *et al.,* 2005, 2007). Depuis le Cénozoïque, la lithosphère de la plateforme européenne a subit une évolution polyphasée avec le développement du système de rift européen, la subsidence du bassin de la Mer du Nord et le « doming » thermique du Massif Central et du Massif Rhénan (Dèzes *et al.,* 2004). Ces déformations ont eu de fortes répercussions sur le développement de la topographie (Fig. 6-33) et du système de drainage depuis les derniers 20 Ma (Cloetingh *et al.,* 2007).

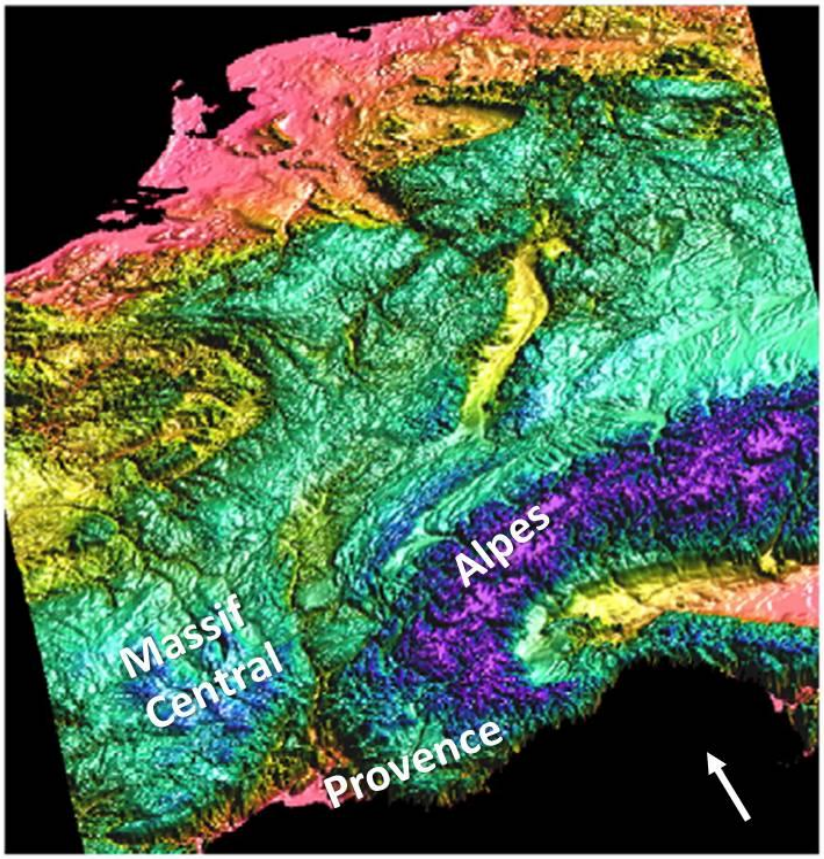


Figure 6- 33 : Topographie en 3D de l'Europe de l'Ouest (EUCOR-URGENT in Cloetingh *et al.,* 2007).

A une échelle plus locale, les anomalies de topographie/bathymétrie de la Marge provençale (cf. section 6.2) depuis le Miocène peuvent être considérées comme une réponse dynamique de surface à des flux mantelliques d'ampleur régionale en profondeur (Fig. 6-34, Bosci *et al.,* 2010). Les cartes de topographie dynamique en Méditerranée (Bosci *et al.,* 2010) réalisées d'après des modèles de densité mantelliques obtenus par tomographie sismique indiquent les zones présentant des anomalies positives ou négatives de topographie. Une anomalie positive de topographie va être associée à un uplift dû à un plume mantellique, parfois traduit par du volcanisme, tandis qu'une anomalie négative correspondra à une zone subsidente (Fig. 6-34). Les cartes suivantes (Fig. 6-35) sont réalisées d'après deux modèles de densité mantelliques distincts. Les deux modèles montrent que la Marge provençale se situe dans une zone de topographie dynamique positive, qui comprend le Massif Central, les Alpes et les Apennins. Pour le Bassin liguro-provençal et le Golfe du Lion, les deux modèles diffèrent. Le premier (Fig. 6-35E) indique une topographie dynamique nulle à négative, tandis que le second (Fig. 6-35G) signale une topographie dynamique positive.

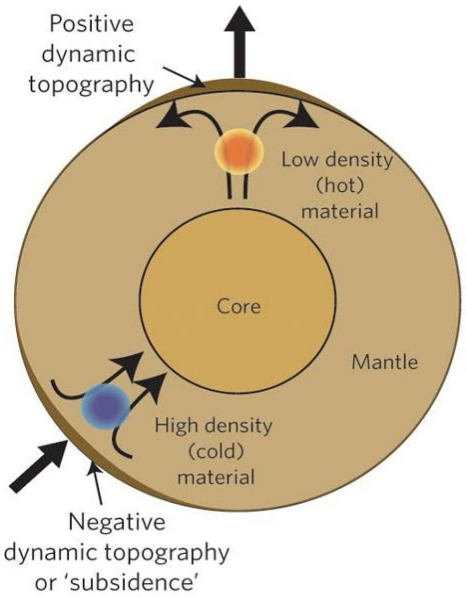


Figure 6- 34 : Schéma explicatif du concept de la topographie dynamique (Braun, 2010).

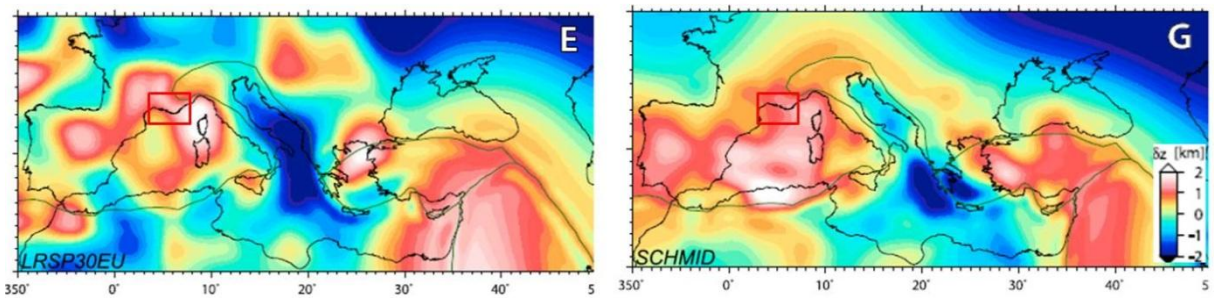


Figure 6- 35 : Cartes de topographie dynamique en Méditerranée réalisée d'après deux modèles de densité mantellique obtenus par la tomographie sismique. La marge provençale (rectangle rouge) est caractérisée sur les deux modèles par une topographie dynamique positive qui peut être liée à des flux mantelliques régionaux (Bosci *et al.*, 2010).

L'objectif de ce travail est de considérer la variation de topographie/bathymétrie à grande longueur d'onde de la marge continentale provençale à l'aide des différents outils disponibles dans ce travail (géomorphologie, sédimentologie, géologie structurale), afin de quantifier le taux de déformation et d'établir une chronologie dans l'évolution du paysage (Fig. 6-1 et 6-2).

6.4.2 Transects topographiques terre-mer

Plusieurs profils de la topographie/bathymétrie de la Marge provençale ont été réalisés sur les surfaces 3D terre-mer modélisées (la surface terre-mer actuelle et la surface terre-mer messinienne). Ces profils ont été construits dans les deux directions nord-sud (Fig. 6-36) et ouest-est (Fig. 6-37) associés aux niveaux repères altimétriques (chapitre 3) recoupés par chaque section permettant ainsi une estimation de l'amplitude des déformations verticales (Fig. 6-38 à 6-41).

Les profils topographiques-bathymétriques nord-sud (Fig. 6-38 et 6-39) ont étés compilés et projetés sur un même axe latitudinal (N43°20). Les profils topographiques-bathymétriques ouest-est (Fig. 6-40 et 6-41) ont étés compilés et projetés sur un même axe longitudinal (E5°30). A terre, la topographie correspond à la topographie actuelle. En mer, la bathymétrie actuelle (traits pleins) et la bathymétrie messinienne (pointillés) sont représentées pour chaque profil. La différence de ces deux dernières courbes correspond au remplissage plio-quaternaire. Pour plus de lisibilité, une couleur différente a été donnée pour chaque profil. Les niveaux repères sédimentaires (affleurements tortoniens) et géomorphologiques (karsts et surfaces) considérés d'âge fini-Miocène sont reportés sur l'ensemble des profils (en haut des figures) et sur un profil moyen (en bas des figures) pour s'affranchir du signal des massifs pyrénéo-provençaux dont la formation remonte au Maastrichien-Eocène sup. Ils rendent compte de la déformation de surface depuis leur mise en place et deux grandes tendances sont mises en évidence sur les deux types de profils : les profils nord-sud mettent en évidence le relèvement moyen de la topographie vers le nord, tandis que les profils ouest-est mettent en évidence le relèvement moyen topographique vers l'est. La Marge provençale est caractérisée par une anomalie de topographie positive générale vers le NE.

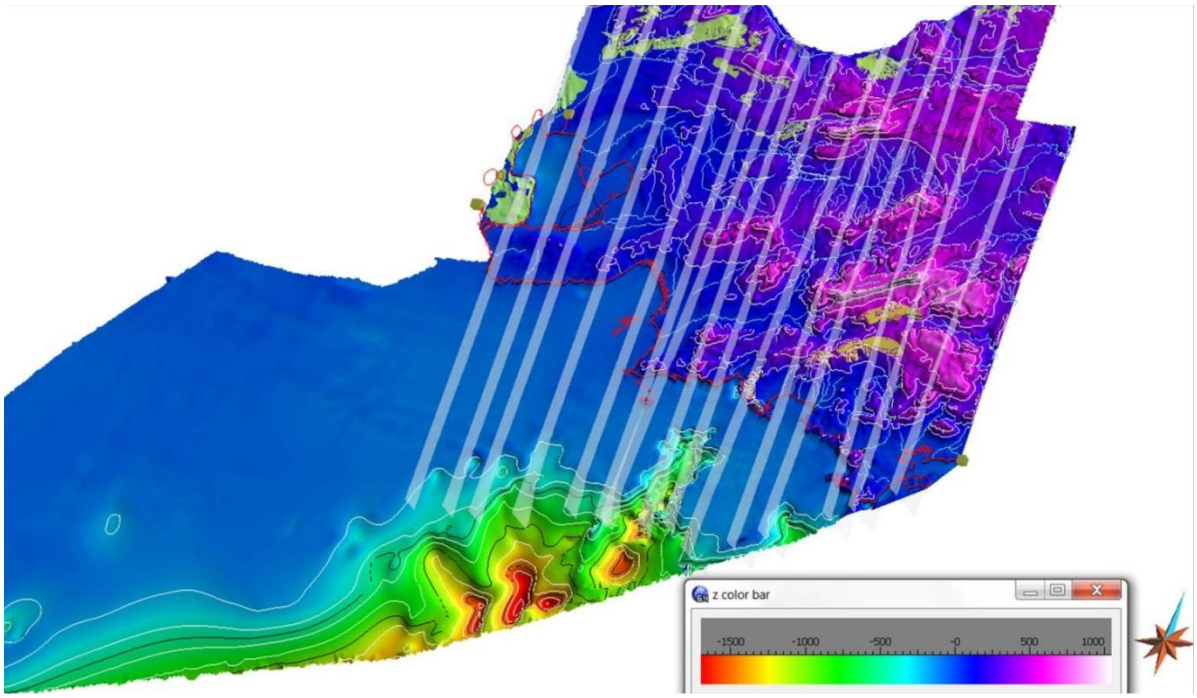


Figure 6- 36 : Localisation des transects topographiques nord-sud réalisés sur la surface terre-mer 3D. L'échelle de couleurs est en mètres. Les profils nord-sud sont numérotés de 1 (à l'ouest) à 15 (à l'est).

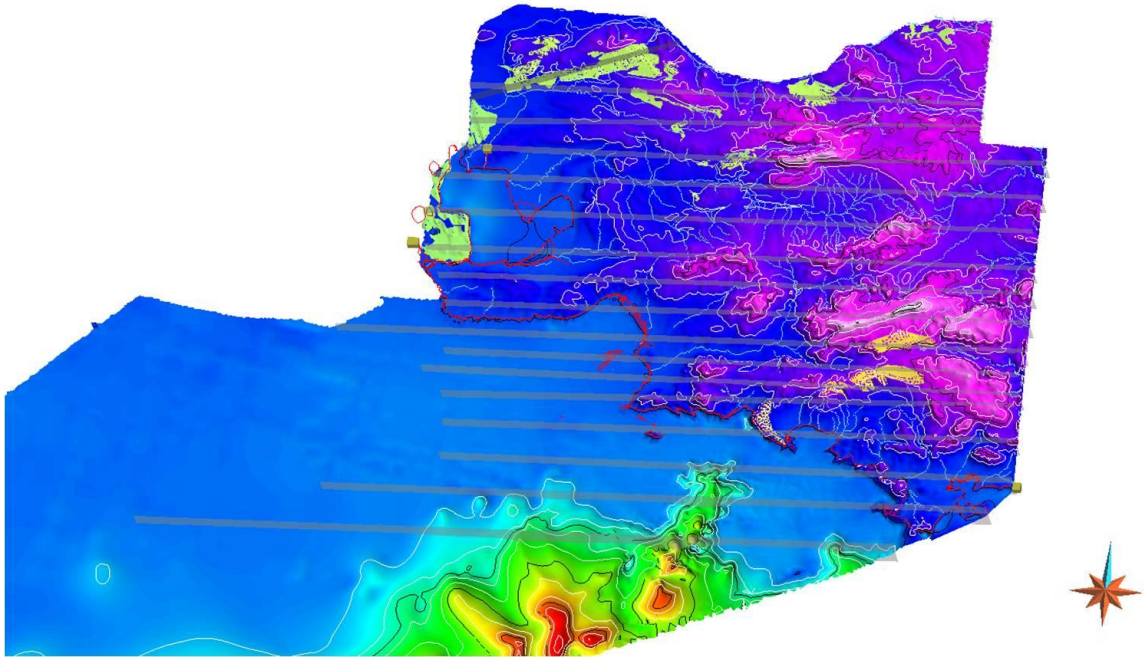


Figure 6- 37 : Localisation des transects topographiques ouest-est réalisés sur la surface terre-mer 3D. L'échelle de couleurs est en fig. 6-36. Les profils ouest-est sont numérotés de 16 (au nord) à 32 (au sud).

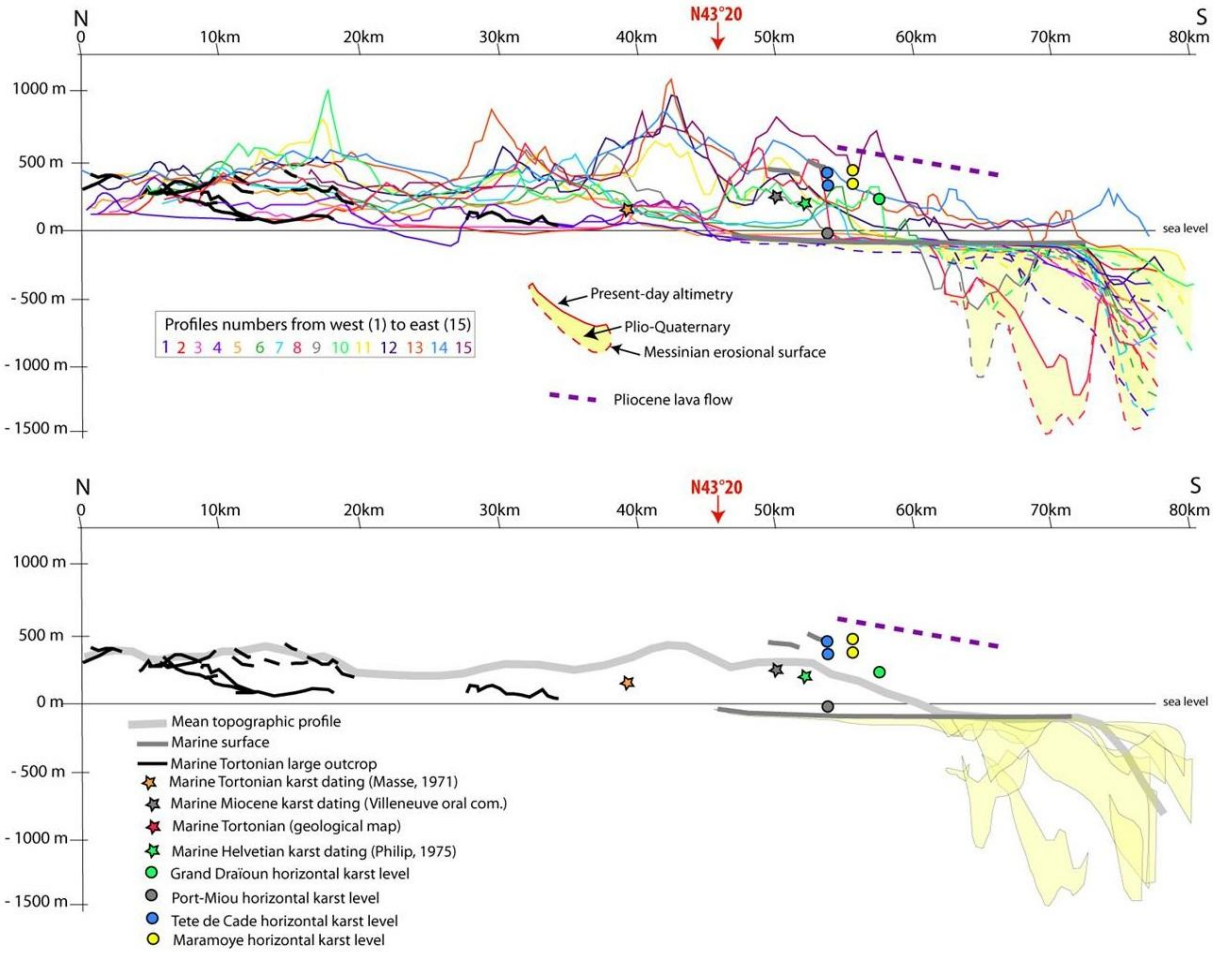


Figure 6- 38 : Profils de topographie-bathymétrie nord-sud compilés avec les niveaux repères traversés. Haut : tous les profils et niveaux repères. Bas : profil moyen et niveaux repères. Localisation des profils en fig. 6-36.

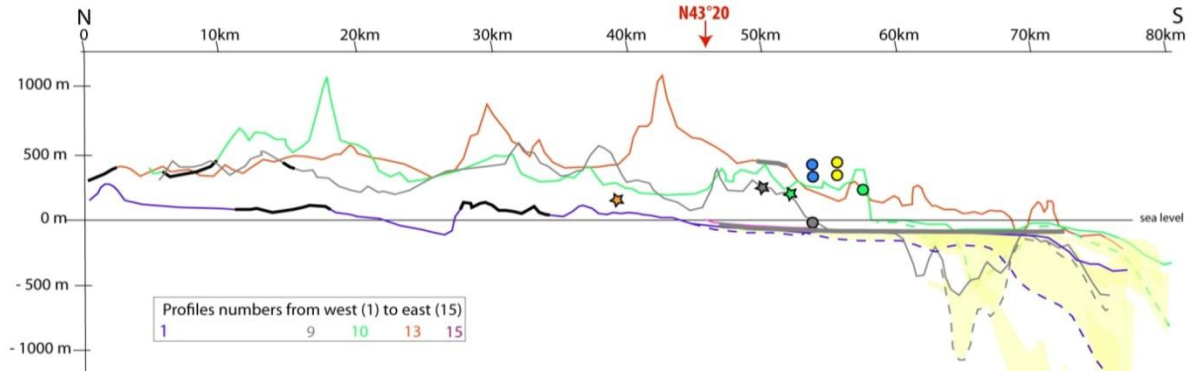


Figure 6- 39 : Quatre profils types de topographie-bathymétrie nord-sud compilés avec les niveaux repères traversés. Localisation des profils en fig. 6-36.

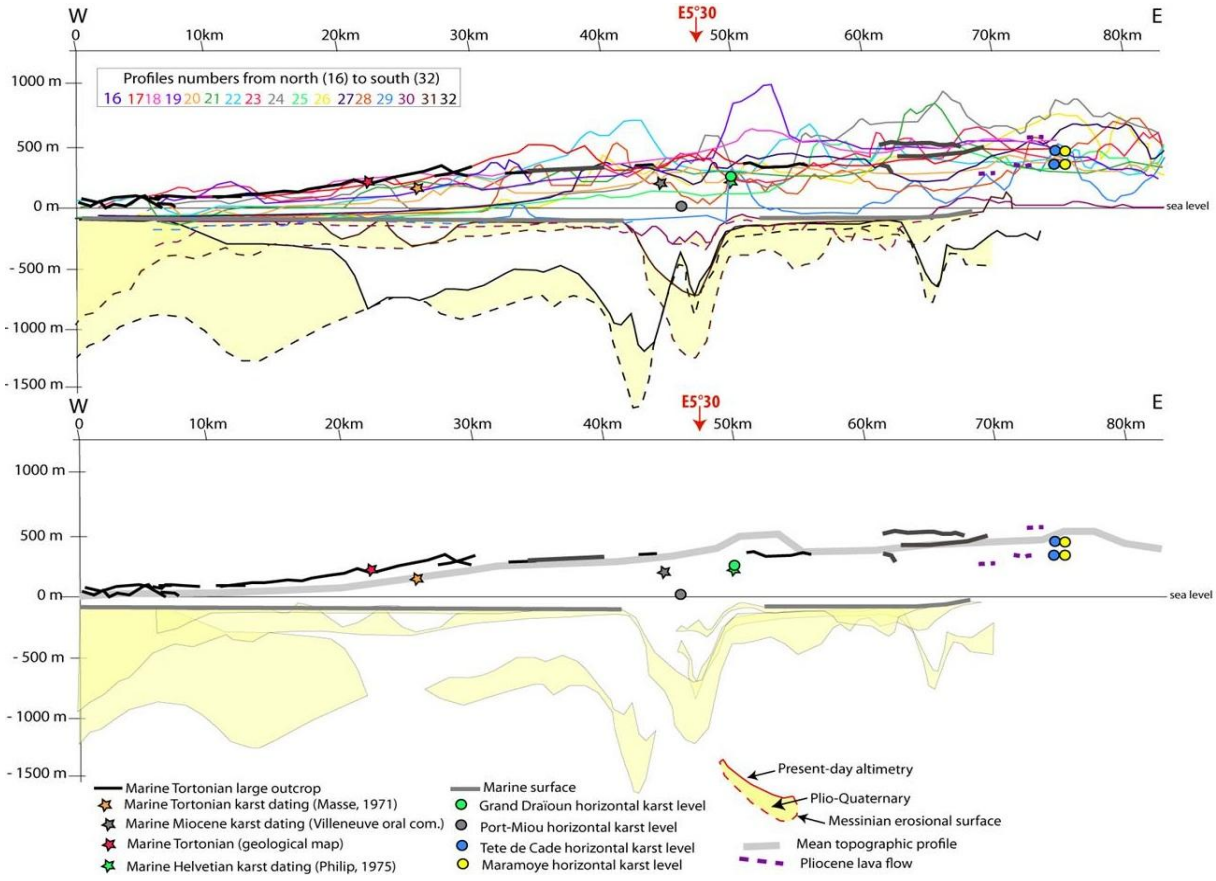


Figure 6- 40 : Profils de topographie-bathymétrie ouest-est compilés avec les niveaux repères traversés. Haut : tous les profils et niveaux repères. Bas : profil moyen et niveaux repères. Localisation des profils en fig. 6-37.



Figure 6- 41 : Trois profils types de topographie-bathymétrie ouest-est compilés avec les niveaux repères traversés. Localisation des profils en fig. 6-37.

En conclusion, les tendances générales montrent un relèvement graduel conforme aux niveaux repères. Ces observations vont permettre de conduire aux restaurations, qui correspondent dans les faits à l'annulation de ces tendances.

6.4.3 Restaurations 3D et restitution des paléo-topographies terre-mer

Des restaurations topographiques du modèle 3D ont été réalisées à partir des anomalies de topographies mises en évidence dans ce chapitre. La méthode utilisée pour restaurer la paléo-topographie du Tortonien est expliquée sur un profil 2D (Fig. 6-42) :

Sur chaque profil topographique terre-mer (Fig. 6-38 à 6-41), un profil moyen reliant chaque niveau repère burdigalien-tortonien est tracé. Ce profil recoupe les massifs pyrénéens et ne tient pas compte des incisions postérieures au Tortonien (Fig. 6-42). Une surface D0 est créée à partir de l'ensemble de ces profils (correspondant à des courbes dans le logiciel gOcad). Cette surface exprime le gradient de déformation de la Marge provençale depuis le Tortonien (Fig. 6-42 et 6-43). Elle peut être comparée à une surface de topographie dynamique, avec une anomalie positive vers le NE et une anomalie négative vers le SO (Fig. 6-43). Ensuite, une deuxième surface (T1) est créée à partir des profils terre-mer (Fig. 6-38 à 6-41) pour s'affranchir des phénomènes d'érosion récents. Cette surface T1 correspond à la topographie-bathymétrie actuelle sans les incisions post-tortoniennes (Fig. 6-42 et 6-44). La restauration de la paléo-topographie tortonienne consiste à mettre à plat la surface D0 tracée le long des niveaux repères en entraînant la surface T1 par translation verticale (Fig. 6-42). La surface restaurée T0 (paléo-topographie tortonienne) correspond à la soustraction du gradient D0 à T1 (Fig. 6-42 et 6-50). Des étapes intermédiaires permettent de retracer l'évolution dans le temps de la paléo-topographie tortonienne à la topographie actuelle à différents moments de la déformation (T1-1/4D0 ; T1-1/3D0 ; T1-1/2D0 ; T1-2/3D0 ; T1-3/4D0 ; Fig. 6-42 et 6-45 à 6-50).

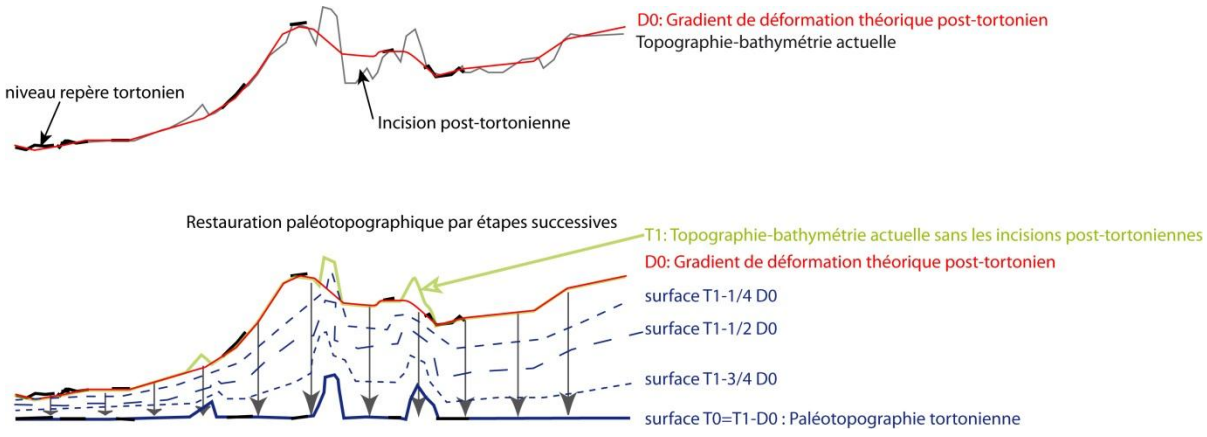


Figure 6- 42 : Méthodologie des restaurations topographique développée en 2D.

Les surfaces restaurées de l'Actuel au Tortonien (Fig. 6-44 à 6-50) mettent en évidence un basculement progressif de la Marge provençale avec une zone charnière au niveau du trait de côte actuel : en remontant dans le temps, la région située au nord-est du trait de côte s'affaisse progressivement tandis que la région située au sud-ouest s'élève. La surface tortonienne restaurée (Fig. 6-50 et 6-51) montre que les reliefs pyrénéo-provençaux de la Ste Victoire, Ste Baume, Massifs de l'Etoile, d'Allauch et des Calanques sont présents mais à des altitudes inférieures à l'actuel, sans prendre en compte l'érosion (entre 300 et 600 m d'altitude au Tortonien contre 500

à 1100 m aujourd'hui). Ils constituent des ilôts émergés au milieu d'une mer tortonienne qui immerge le Massif de la Nerthe, l'Unité du Beausset, ou encore la région de l'Etang de Berre. Sur le plateau continental actuel, des ilôts à faible altitude (entre 0 et 100 m) apparaissent sur la surface restaurée T0. Les niveaux repères reportés sur la surface T0 (Fig. 6-51) sont situés en cohérence avec leur milieu de dépôt (marin peu profond pour la molasse et les surface d'abrasion).

Les modèles de transgressions marines obtenus sont cohérents avec l'ensemble des observations réalisées sur toute la Marge provençale, à terre et en mer.

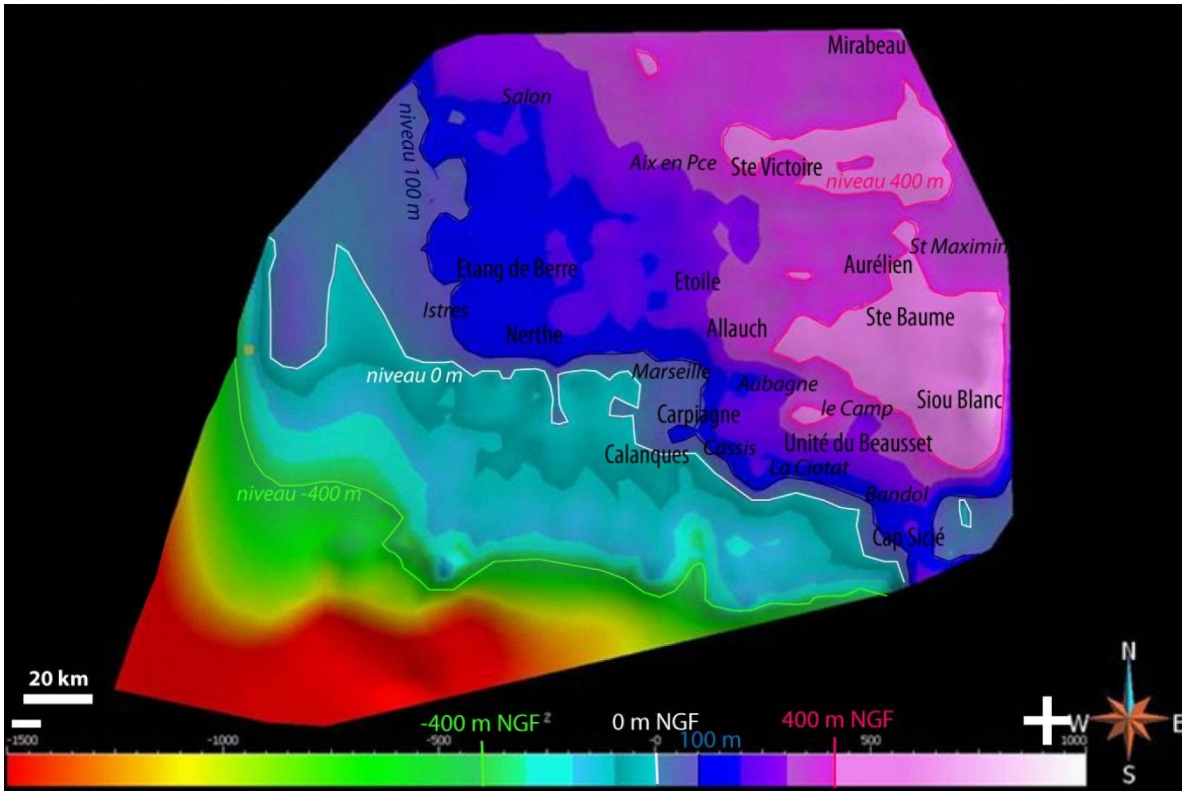


Figure 6- 43: gradient de déformation assimilable à la topographie dynamique (valeurs de déformation positive en violet « + » et négative en rouge «- ») D0.

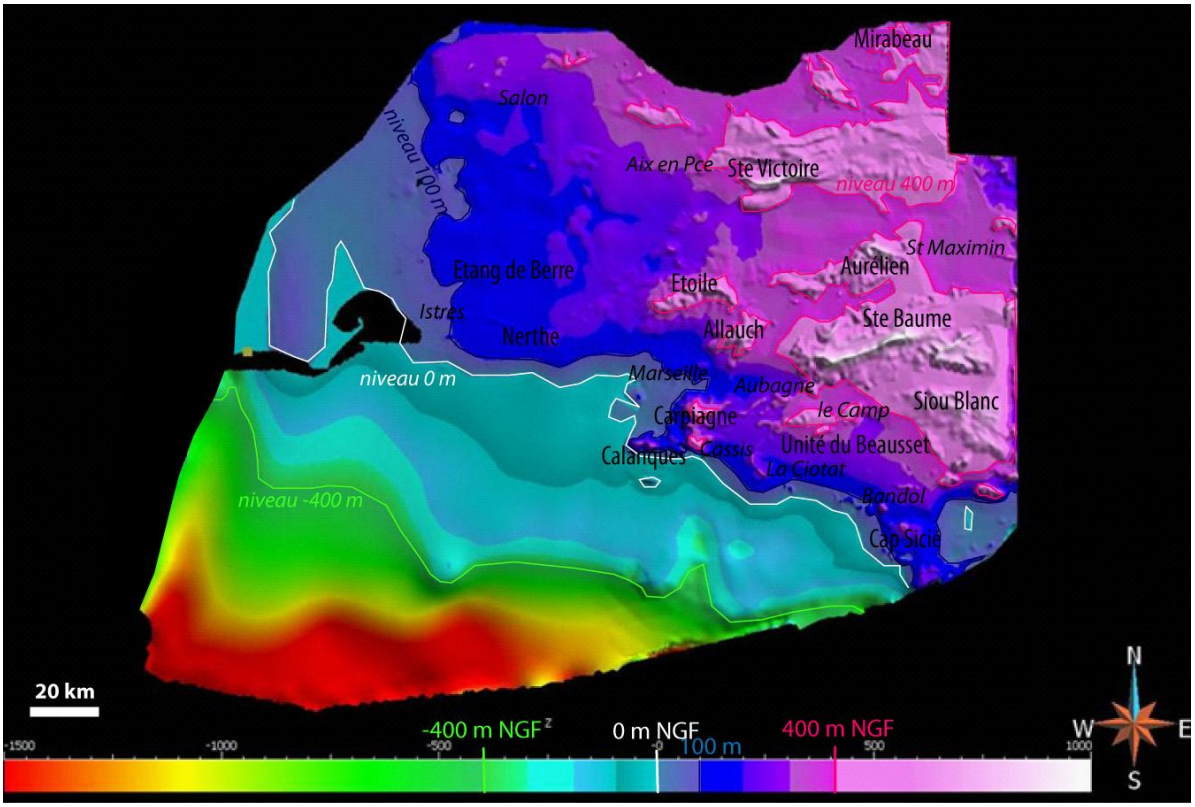


Figure 6- 44: surface T1= surface actuelle sans les incisions post-tortoniennes.

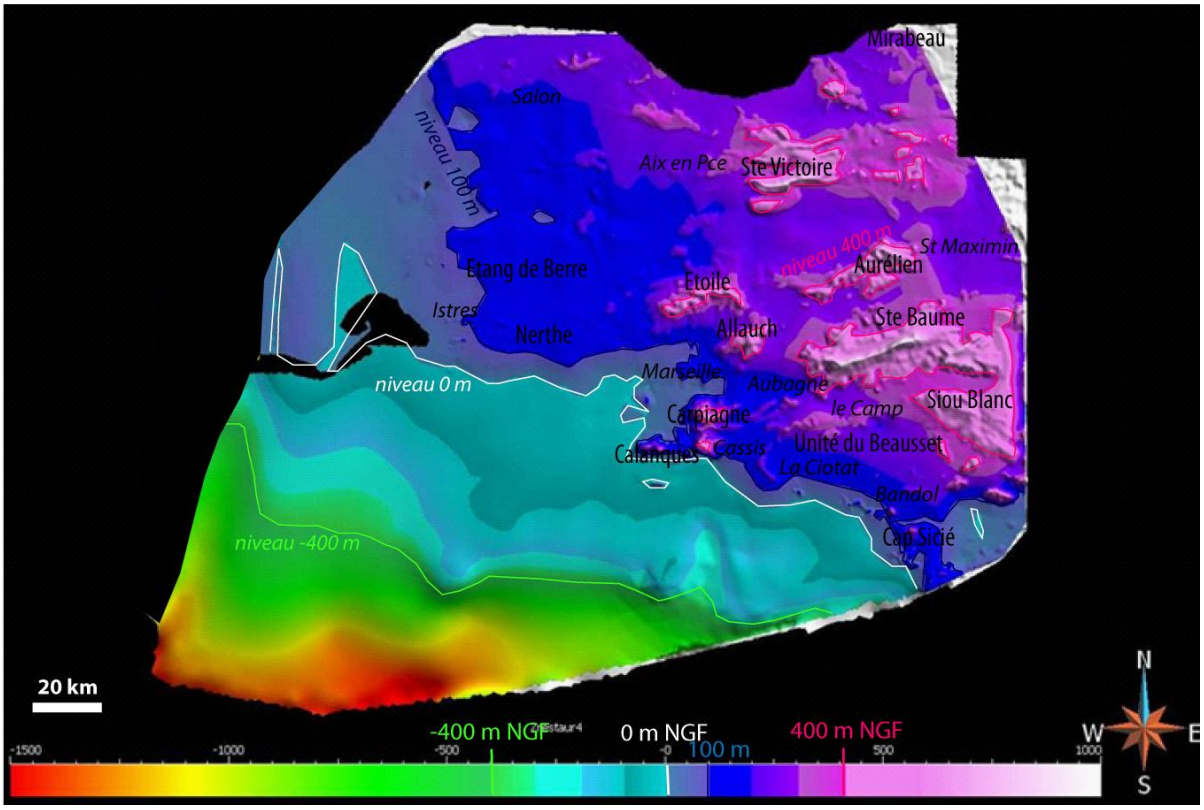


Figure 6- 45: Surface intermédiaire T1- 1/4 D0

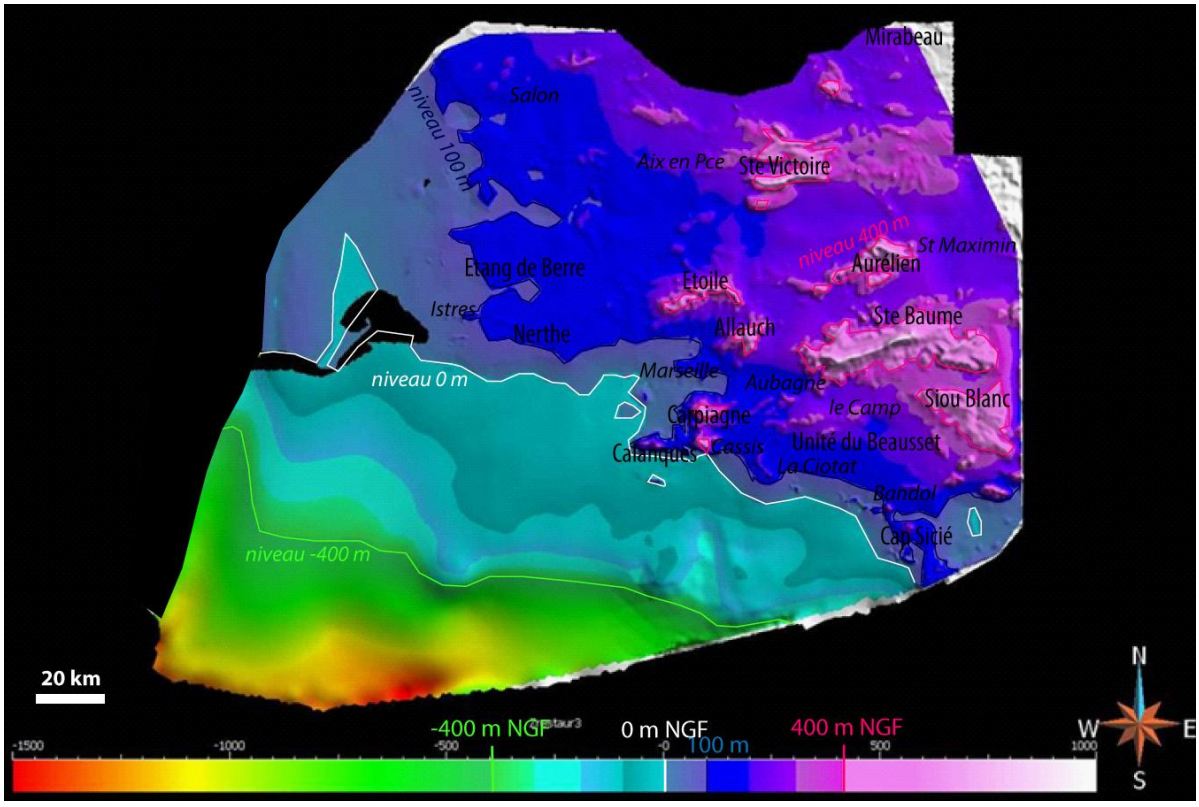


Figure 6- 46: Surface intermédiaire T1 -1/3 D0

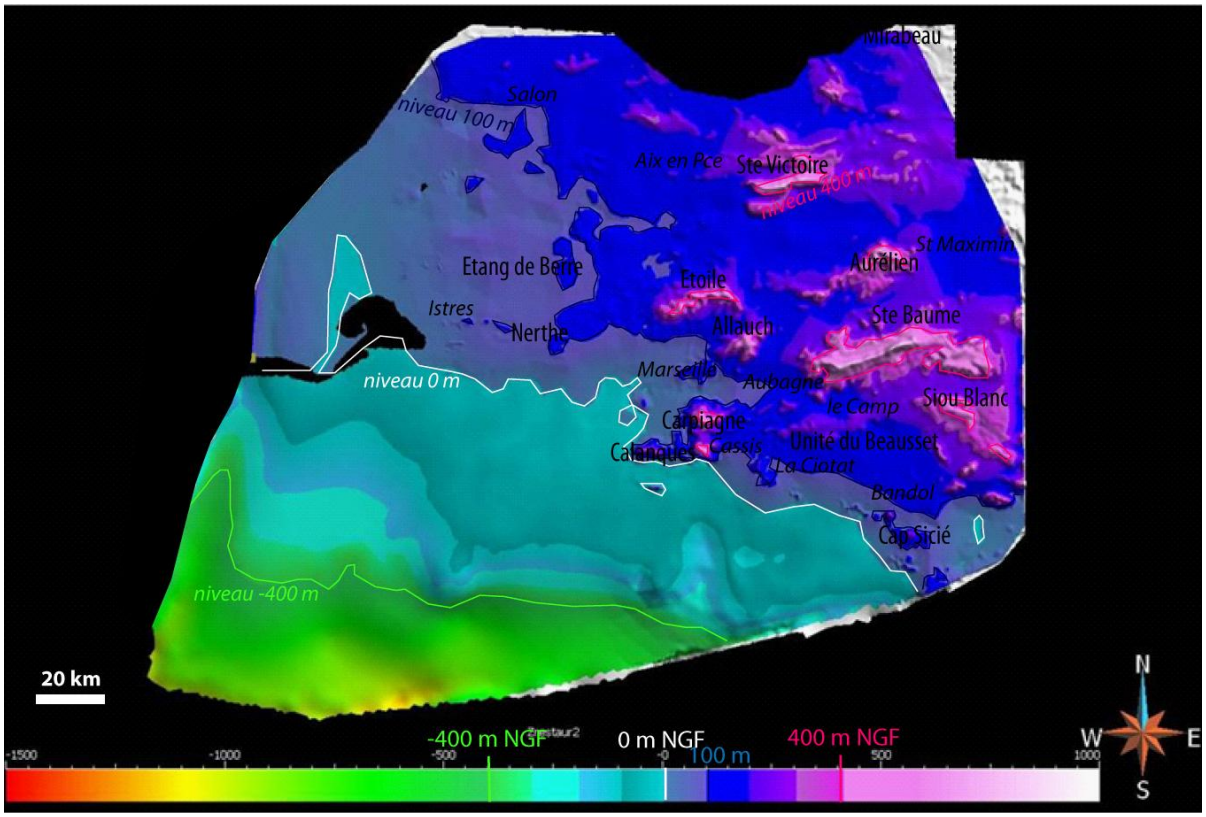


Figure 6- 47 : Surface intermédiaire T1 -1/2 D0

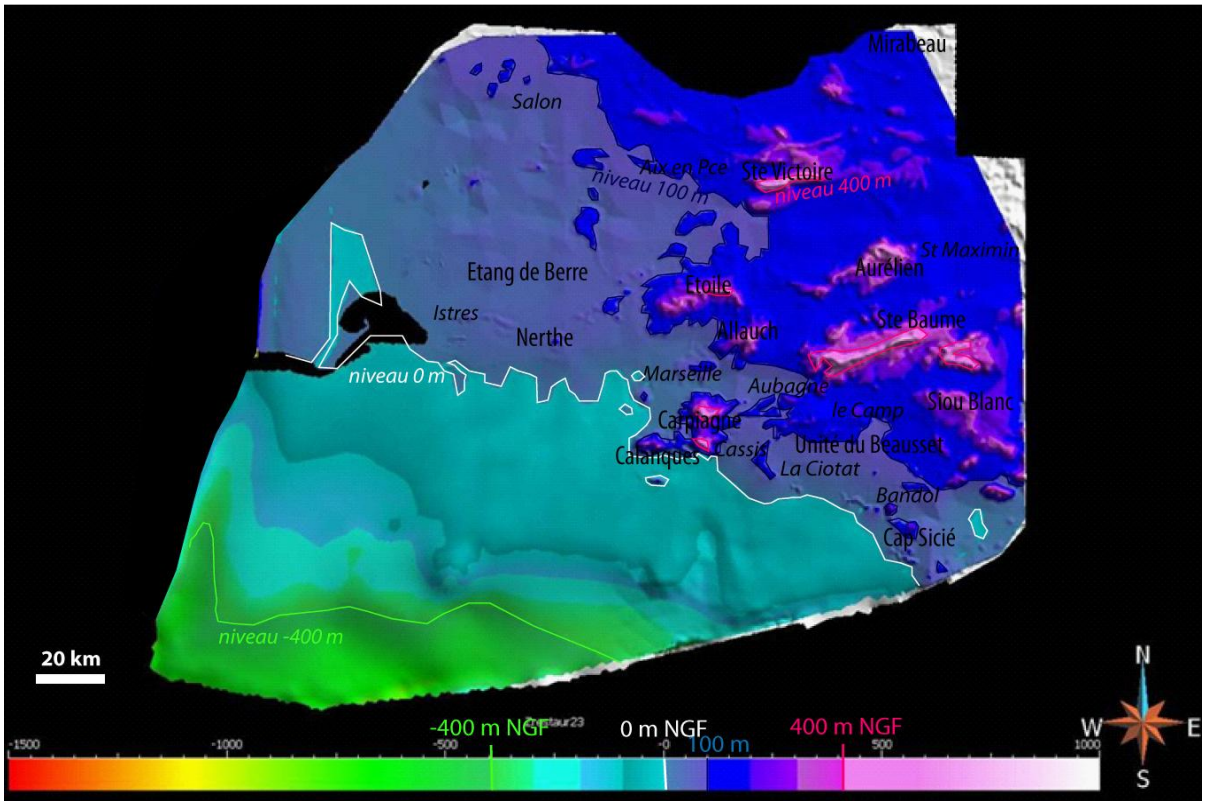


Figure 6- 48 : Surface intermédiaire T1 -2/3 D0

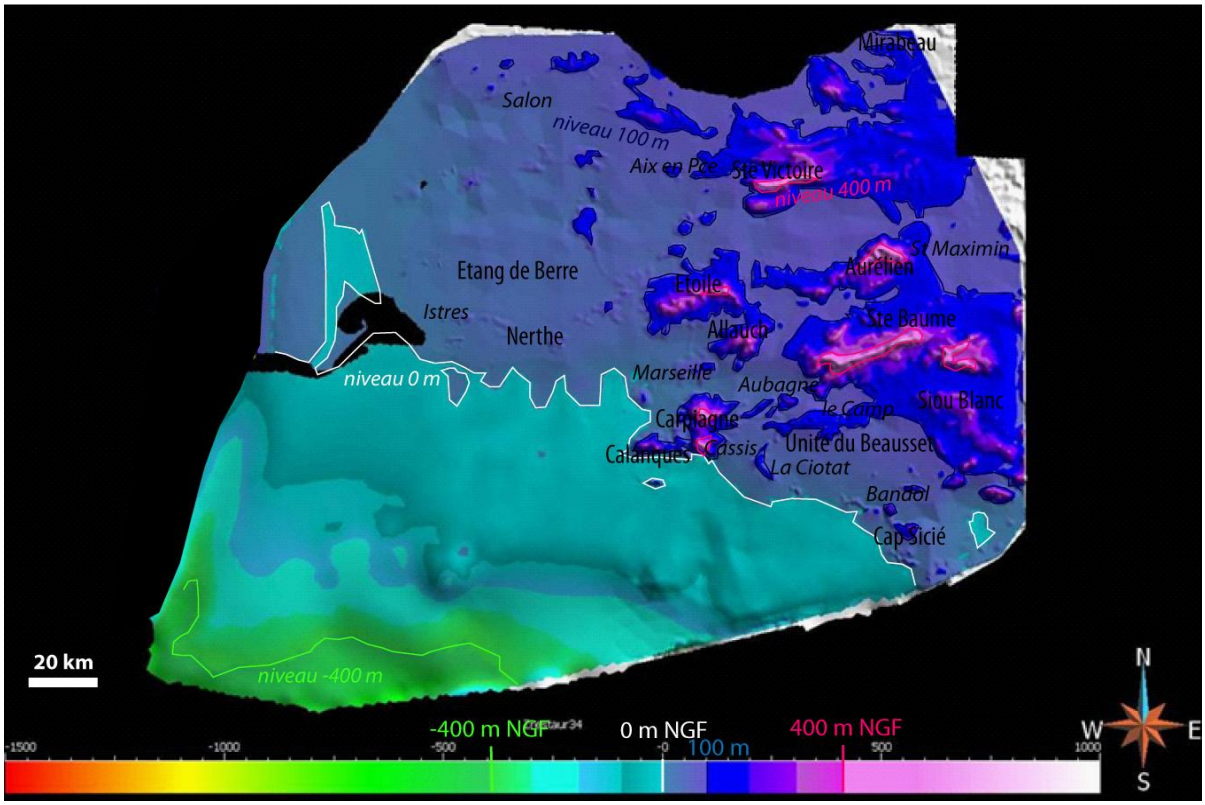


Figure 6- 49 : Surface intermédiaire T1 -3/4 D0

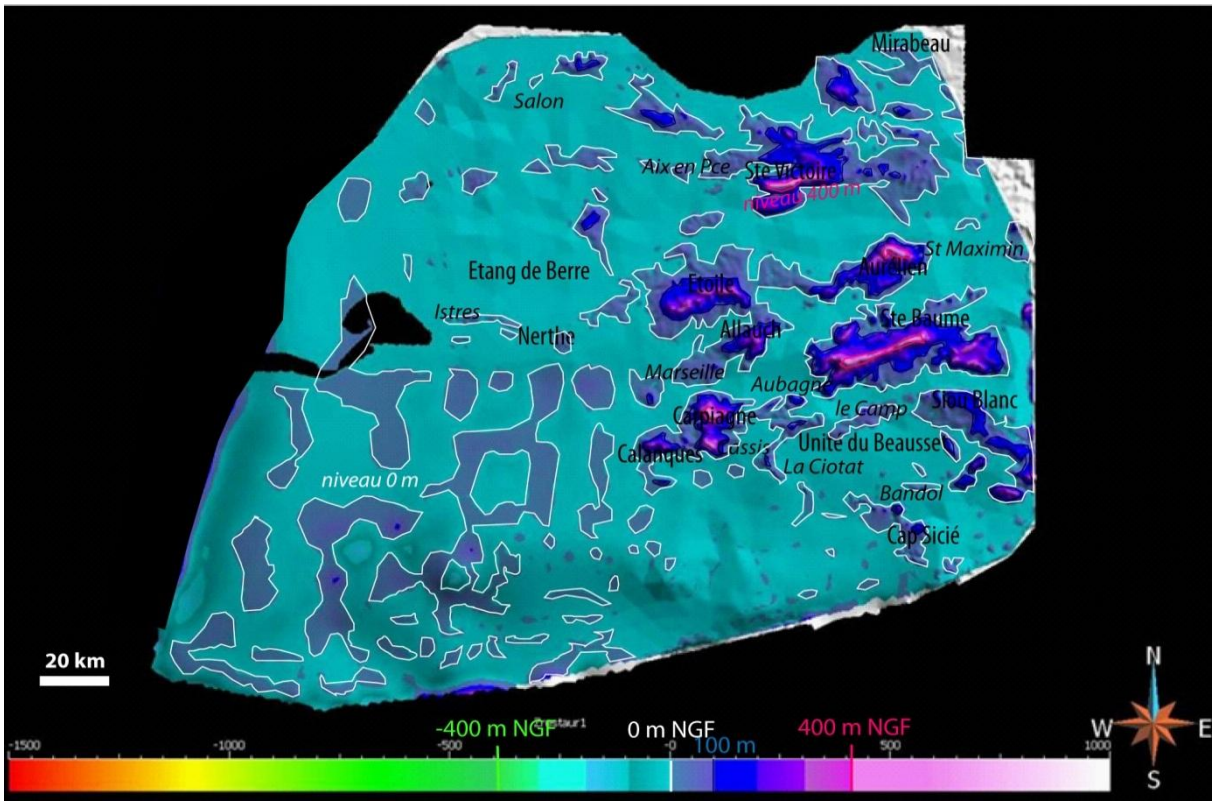


Figure 6- 50 : Surface restaurée T0= T1-D0 (topographie-bathymétrie au Tortonien)

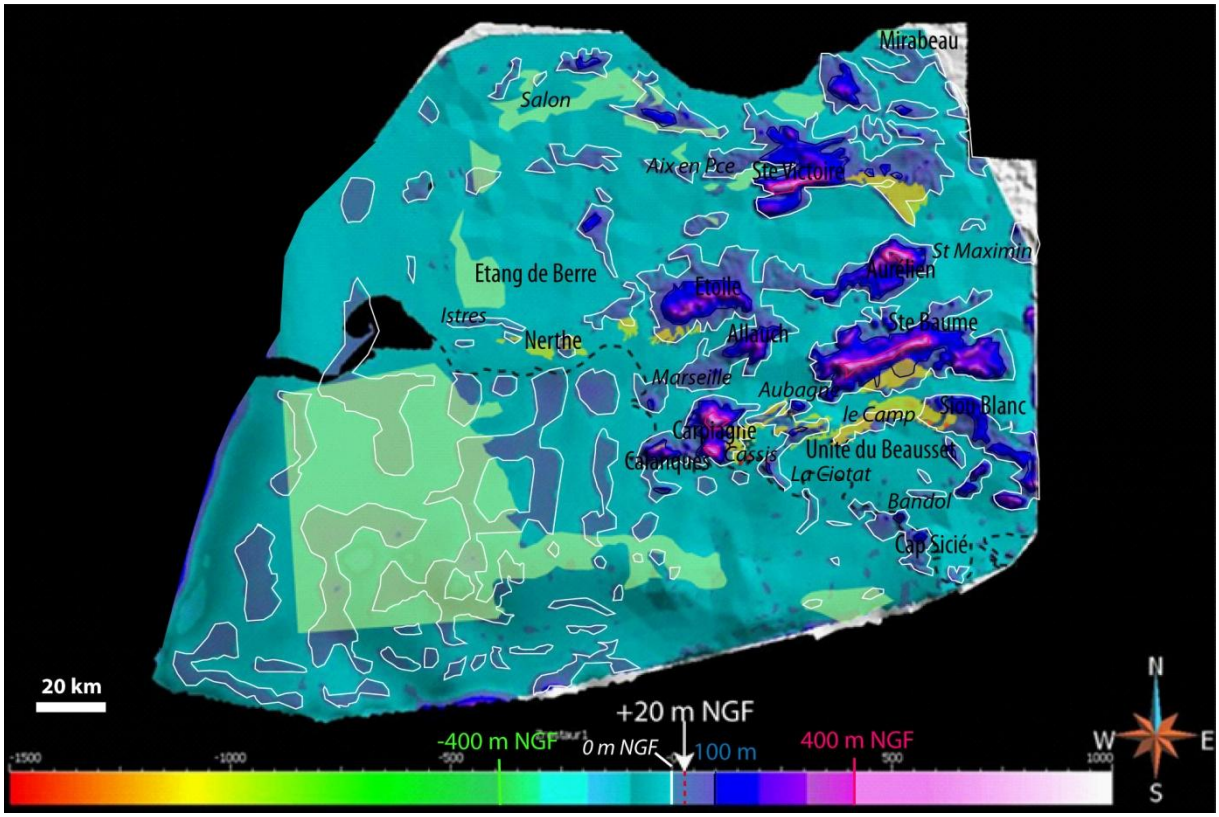


Figure 6- 51 : Surface restaurée T0 avec les niveaux repères du Tortonien et le trait de côte actuel reportés au-dessus. La mer tortonienne (+ 20 m NGF) est en bleu clair.

6.4.4 Discussion : La bascule de la Marge Provençale dans le cadre géodynamique global et méditerranéen

L'intérêt croissant pour la quantification des mouvements verticaux à la surface de la Terre provient de la nécessité des scientifiques de comprendre en détail le comportement de la croûte terrestre. Une étude des paléo-rivages du Quaternaire à l'échelle globale (Pedoja *et al.,* 2011) a mis en évidence que la plupart des marges côtières sont surélevées par rapport au niveau marin actuel (Fig. 6-52), avec un taux moyen d'uplift supérieur à 0,2 mm/a depuis 122 ka, soit quatre fois plus rapide que la dernière chute du niveau eustatique.
La bascule de la Marge Provençale s'inscrit dans cette dynamique globale, et différents moteurs peuvent être mis en cause pour l'expliquer dans le cadre de la géodynamique particulière du bassin méditerranéen ou à l'échelle globale de la tectonique des plaques.

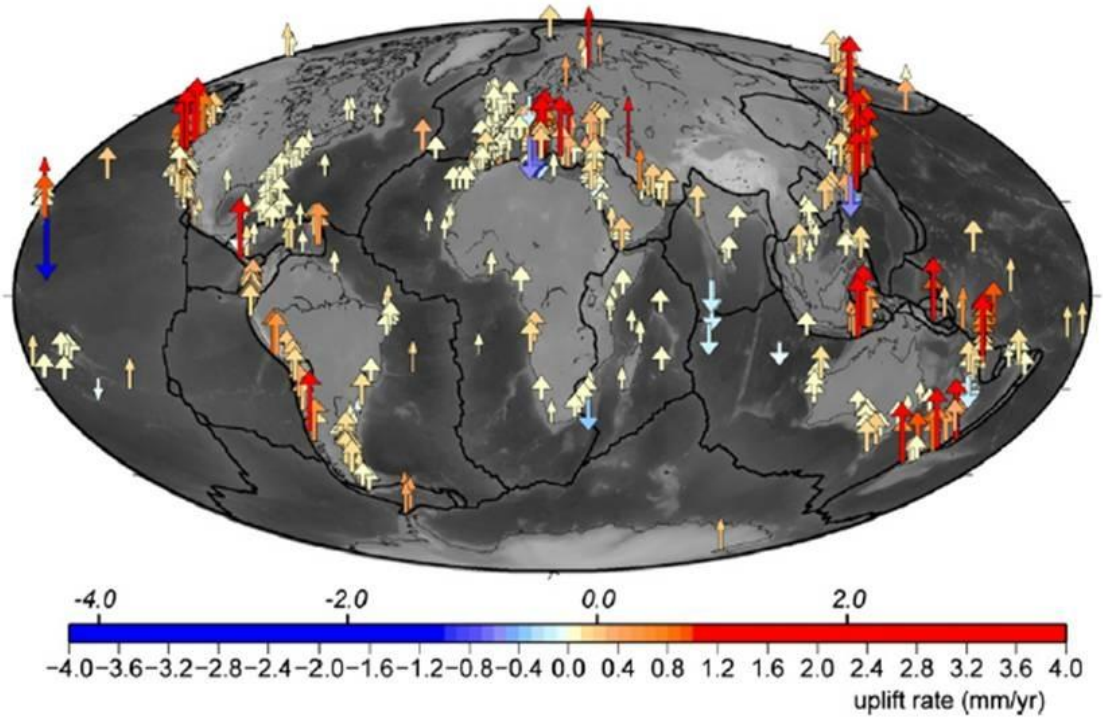


Figure 6- 52 : Mouvements verticaux apparents des zones côtières d'après l'altitude des paléo-rivages formés durant le dernier maximum interglaciaire (~122 ka) (Pedoja *et al.*, 2011).

6.4.4.1 Contexte tectonique plio-quaternaire des Apennins au Golfe du Lion

La Marge provençale se situe dans un contexte tectonique particulier, à l'ouest des Apennins et de la marge ligure et à l'est du Golfe du Lion. Depuis le Pliocène, les Apennins et la marge Ligure ont subit d'importantes déformations verticales. Les Apennins ont été surélevés de plus de 1900 m (Ascione *et al.,* 2008), tandis que la marge nord-ligure est en contexte tectonique compressif (Ritz *et al.,* 1990) et subit l'expulsion latérale des Alpes du sud (Béthoux *et al.,* 1992). L'altitude du Gilbert-delta pliocène de la vallée du Var implique une surrection de la marge de l'ordre de 1000 m (Clauzon, 1996) depuis 2 Ma.

A l'ouest au contraire, la marge du Golfe du Lion (en mer) a subsidé depuis le Pliocène sous le poids des sédiments plio-quaternaires consécutifs à l'assèchement messinien.

La marge provençale, située à la charnière entre une région où la topographie dynamique est positive à l'est (domaine émergé de la Marge ligure et nord des Apennins) et une région où la topographie dynamique est négative à l'ouest (Golfe du Lion) enregistre ce vaste mouvement de bascule à l'échelle de la marge : la partie nord-est est soulevée et la partie sud-ouest affaissée (cf. sections 6.3 et 6.4).

6.4.4.2 Retrait et détachement du slab

La Marge provençale est située sur la bordure nord du bassin liguro-provençal. Celui-ci est interprété comme une zone d'extension arrière arc d'une zone de subduction plongeant vers l'ouest (Jolivet *et al.,* 2008). Les modèles de tomographie du domaine occidental de la Méditerranée (Wortel et Spakman, 2000 ; Faccenna, 2001) illustrent la géométrie du panneau plongeant africain sous la Calabre, la Sardaigne et jusqu'au Golfe du Lion, tandis que des expériences en laboratoire sur des modèles analogiques reproduisent l'évolution du slab (fig 6-53 B) et permettent de réaliser des coupes structurales à l'échelle mantellique sous le Golfe du Lion (fig 6-53 A).

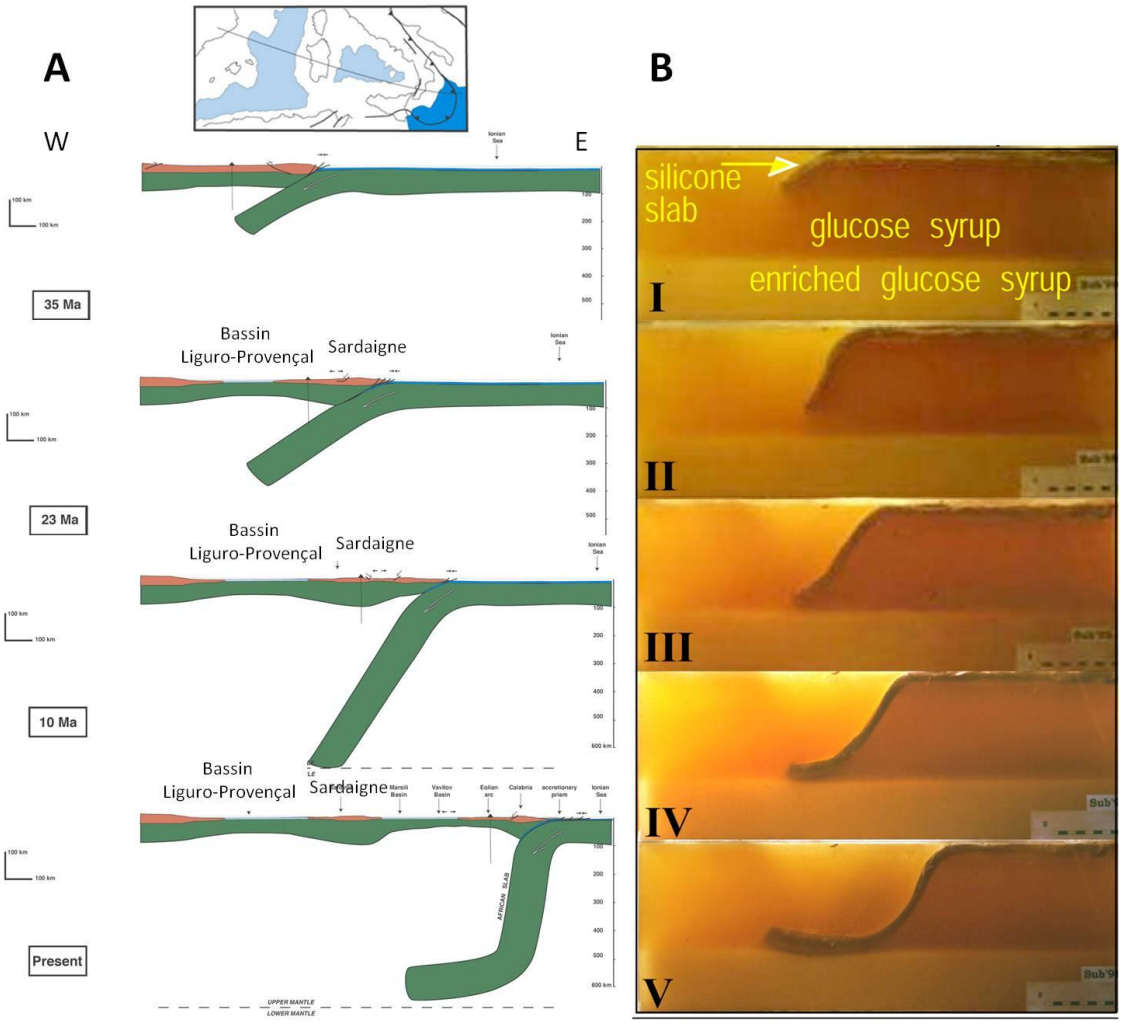


Figure 6- 53 : A : Reconstitution tectonique de l'évolution de la subduction et de l'extension arrière-arc de la Calabre au Golfe du Lion à quatre périodes de temps clefs de la formation du bassin liguro-provençal (modifié d'après Jolivet, 2008). B : Modèle analogique en silicone et sirop de glucose reproduisant le comportement du slab dans une zone de subduction (Faccenna *et al.,* 2001).

Le détachement du slab a pour conséquence les effets de la topographie dynamique : des mouvements verticaux en surface (uplifts et subsidence), d'importants stress tectoniques et des épisodes magmatiques en surface (Wortel et Spakman, 2011). Il se produit généralement le long d'un segment particulier de la lithosphère (Wong *et al.,* 1997), lorsque le stress mécanique dû aux forces de traction du slab s'est suffisamment accumulé pour atteindre le point de rupture (Fig. 6-54). Les mouvements verticaux à la limite des plaques se produisent suivant un schéma spécifique : les forces de traction du slab engendrent une forte subsidence de la lithosphère sus-jacente (avec mise en place d'un dépôt-centre sédimentaire), suivie d'un rebond (uplift) lorsque la déchirure passe sous le segment de plaque invoqué (Wortel et Spakman, 2000 ; Fig. 6-54). Des modélisations numériques du rebond lithosphérique estiment son ordre de grandeur entre 2 et 6 km (Buiter, 2000). Une étude sédimentologique de la distribution des dépôts centres dans l'avant-pays de l'arc des Apennins à la Calabre confirme les modélisations en mettant en évidence une migration du dépôt-centre du nord des Apennins vers le Sud-Est et un rebond de plus de 500 m mis en place rapidement une fois que la région a cessé d'être un dépôt-centre (Van der Meulen *et al.,* 1998).

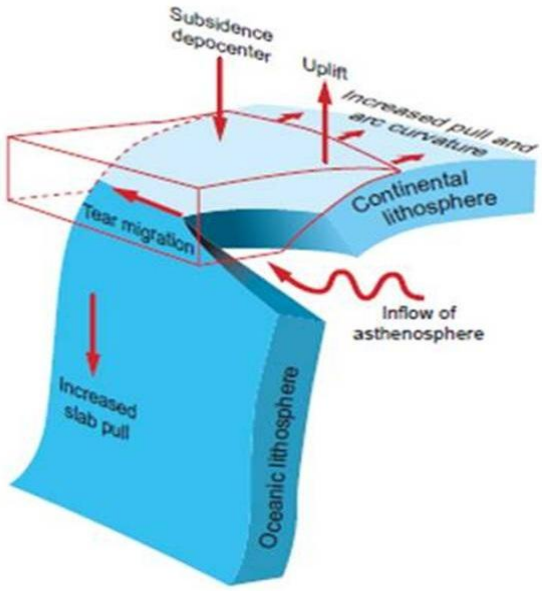


Figure 6- 54 : Processus géodynamiques en limite de plaques prédits pour accompagner la migration latérale du détachement du slab. La concentration des forces de traction entraînent une subsidence (et le développement d'un dépôt-centre) et un uplift dû au rebond de la lithosphère le long de la déchirure. Du matériel chaud asthénosphérique s'insère dans la déchirure et provoque du magmatisme de composition variable (Wortel et Spakman, 2000).

6.4.4.3 Upwelling mantellique

Le volcanisme alcalin mio-pliocène de la région toulonnaise témoigne des répercussions importantes des phénomènes tectoniques qui ont affecté la région. Il paraît être contrôlé par deux paramètres : l'existence d'une zone crustale amincie (Weber *et al.,* 1980) sous laquelle la partie supérieure du manteau remonterait jusqu'à moins 24 km, et la présence de fractures profondes guidant les éruptions. Ce volcanisme dont la localisation sur la marge passive d'un bassin arrière-arc paraît anomalique peut être mis en relation avec d'autres régions volcaniques dont les caractéristiques en surface (volcanisme alcalin arrière-arc, bombement topographique, anomalies négatives de vitesse des ondes sismiques) et en profondeur (extrémité du slab) sont semblables : Yellowstone, Massif Central, Etna (Faccenna *et al.,* 2010). Il serait dû à des upwellings dans le

manteau supérieur causés par la fusion par décompression de l'extrémité du slab dans les zones de subduction arrière-arc, à environ 600-700 km de la zone de subduction (Fig. 6-55). En surface, le processus est accompagné d'un signal de topographie dynamique avec un uplift, un flux de chaleur élevé, et des failles normales.

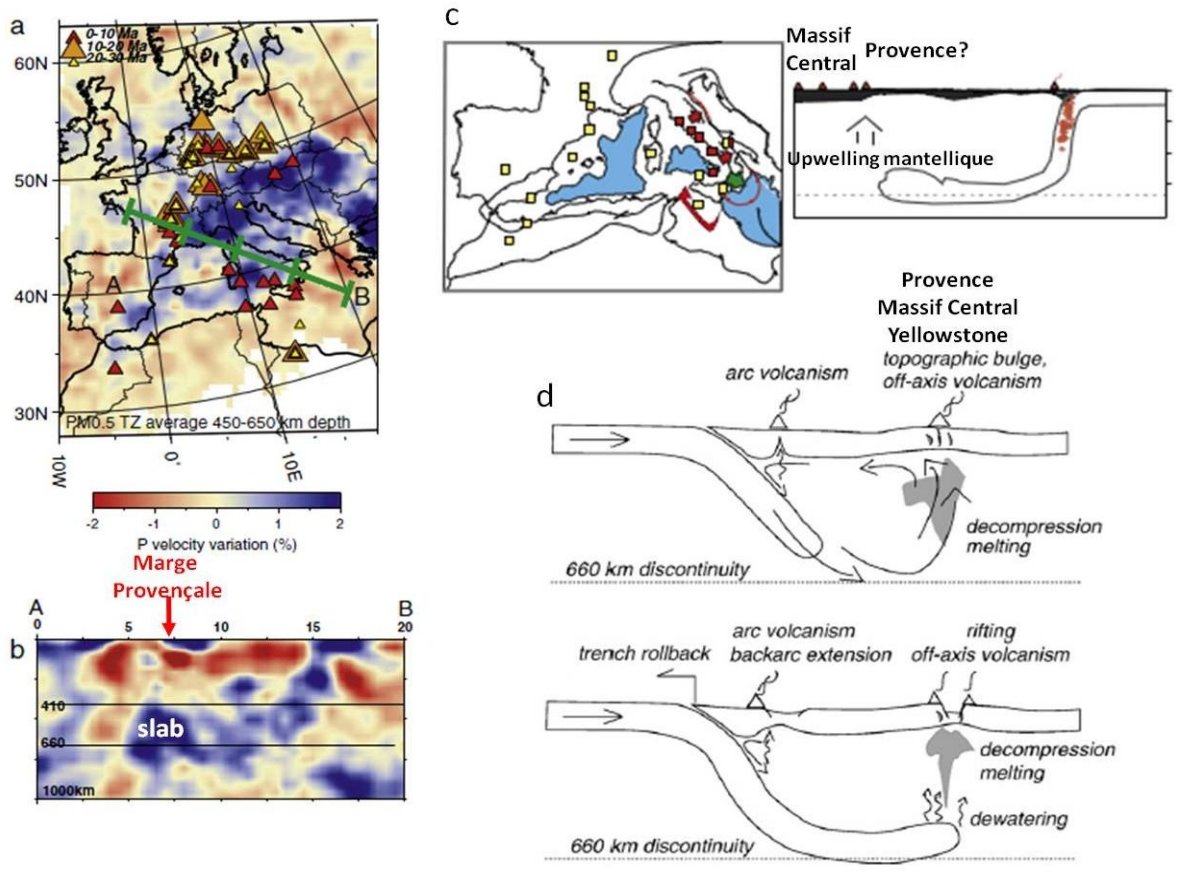


Figure 6- 55 : a : Carte des anomalies de vitesse des ondes P en Europe occidentale à 450-650 km et volcanisme alcalin des derniers 30 Ma. B : coupe de tomographie sismique à travers la section A-B montrant la lithosphère froide du panneau plongeant africain sous la marge provençale. C : carte et coupe schématique de la zone de subduction mettant en évidence l'établissement du volvanisme intraplaque par upwelling mantellique à la bordure du slab. D : schémas montrant la fusion du slab dans le manteau à l'origine de ce volcanisme intraplaque. Modifié d'après Faccenna *et al.*, 2010.

6.4.4.4 Rebond hydro-isostatique

L'assèchement du bassin méditerranéen lors de l'évènement messinien a généré des mouvements verticaux importants sous l'effet du rebond isostatique de la lithosphère suite à la disparition de la charge en eau et l'érosion intense des marges (Norman et Chase, 1986 ; Gargani, 2004 ; Gargani *et al.*, 2010).

Norman et Chase (1986) ont modélisé sous la forme de profils de paléo-topographie la réponse flexurale de la lithosphère à une vidange du bassin méditerranéen d'une colonne d'eau de 2600 m (densité de 1000 kg/m^3), puis à la vidange de l'eau et des évaporites (1600 m d'épaisseur, densité de 2200 kg/m^3). Les profils paléo-topographiques sont surimposés au profil actuel (Fig. 6-56C). Sur la côte, la valeur de la déformation dépend de la valeur de la rigidité flexurale. La valeur de la déformation diminue avec l'éloignement de la mer. Les résultats, associés à un coefficient de rigidité flexurale de 10^{23} N.m mettent en évidence une surrection de la lithosphère, de 800 (vidange de l'eau) à 1900 m (vidange de l'eau et du sel) au centre du bassin et de 180 (vidange de

l'eau) à 450 m (vidange de l'eau et du sel) sur les marges. Dans le bassin, les résultats de Norman et Chase (1986) ne tiennent compte ni de la subsidence plio-quaternaire du bassin ni de celle provoquée par la phase de rifting.

Gargani (2004) a modélisé une diminution du chargement en eau de la Méditerranée de 1500 m sur le tronçon séparant la marge africaine de la marge européenne (700 km de long, 2,5 km de profondeur). Il obtient une surrection de plus de 500 m du Bassin méditerranéen, quelle que soit la rigidité flexurale, et entre 30 et 300 m théoriques de bombement sur la marge, dus à la flexure au niveau de la rupture de pente la plus en aval (au niveau du Golfe du Lion). Dans le centre du bassin, il met en évidence une subsidence comprise entre 700 et 1400 m due à la charge des sédiments. Le même modèle appliqué dans la vallée du Nil (Gargani *et al.* 2010) prévoit en plus une inversion du sens de drainage des rivières aux débits les plus faibles tandis que les grands fleuves creusent leur canyon (Fig. 6-56 A et B).

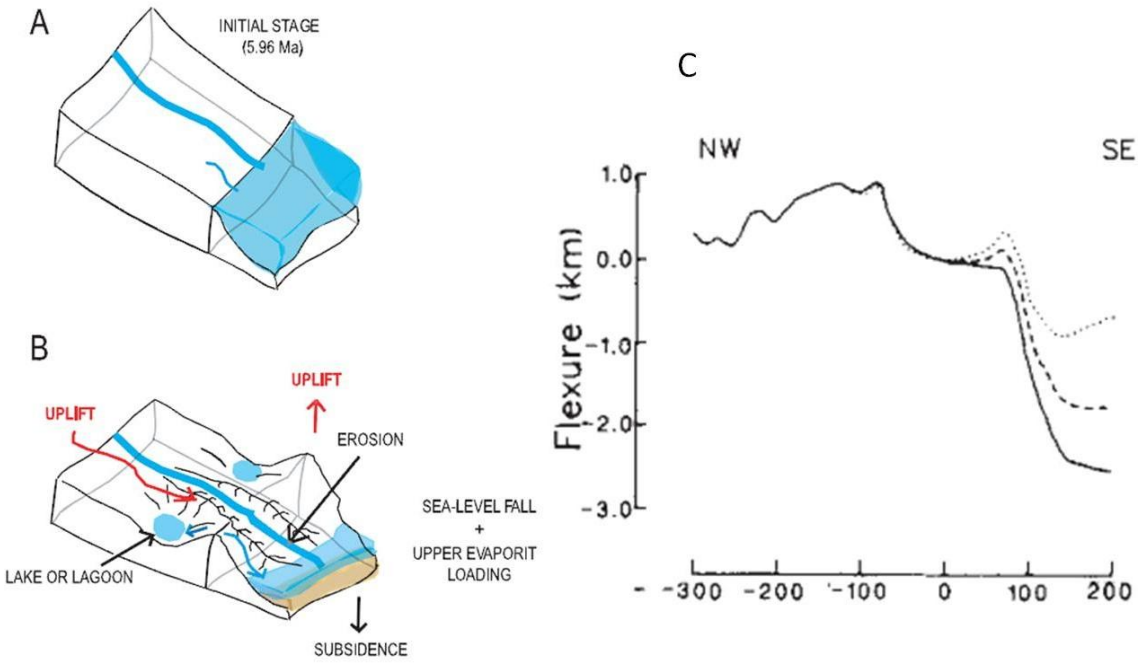


Figure 6- 56 : A et B : Schéma d'évolution géomorphologique du Nil durant la crise messinienne. La baisse du niveau marin a permis une érosion importante. Un rebond isostasique se produit alors. Ce rebond est susceptible de créer des lacs ou des lagons dans la partie aval du Nil (Gargani *et al.*, 2010). C : Profils paléotopographique terre-mer le long du Golfe du Lion d'après une rigidité flexurale de 10^{23} N.m. Traits pleins : profil actuel. Tirets : paléo-topographie du Messinien supérieur calculée après la seule vidange en eau du bassin. Pointillés : paléo-topographie du Messinien inférieur calculée après la vidange en eau et en évaporites.

6.4.4.5 Tectonique des plaques

A l'échelle globale, le fait que toutes les marges ou presque (incluant la marge provençale) aient subit un uplift au Quaternaire (Pedoja *et al.*, 2011 ; Fig. 6-52) ne peut pas s'expliquer par les seuls effets de l'isostasie (glacio ou hydro-isostasie) ou de la topographie dynamique (flux mantelliques). Pedoja *et al.*, (2011), proposent que l'accrétion continentale, à long terme, entraîne une compression horizontale des plaques lithosphériques et l'uplift de leurs marges (Fig. 6-57). Ce processus permettrait d'expliquer le fait que les uplifts impactent toutes les marges (actives et passives).

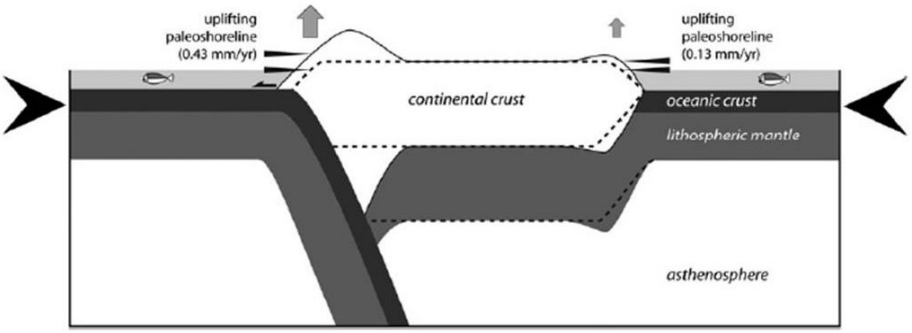


Figure 6- 57 : Schéma illustrant des uplifts sur les marges actives et passives dus à l'intensification de la compression des plaques lithosphériques (Pedoja *et al.*, 2011).

6.4.5 Conclusion

Qu'ils soient d'échelle globale ou régionale, différents moteurs pourraient expliquer la bascule de la marge provençale. A l'échelle méditerranéenne, le contexte de zone de subduction arrière-arc de l'océan liguro-provençal et la surrection des Apennins au Plio-Quaternaire sont les causes d'une topographie dynamique positive sur les marges nord ligure et provençale. L'assèchement de la Méditerrannée au Messinien a entraîné la surrection des marges du bassin par rebond élastique de la lithosphère, tandis que le centre du bassin et la marge du Golfe du Lion s'affaissent sous le poids des sédiments. A l'échelle globale, la lente accrétion continentale semble aussi être une des raisons des uplifts côtiers.

L'évolution de la topographie de la Marge Provençale depuis la fin du Miocène est donc associée à différents moteurs géodynamiques et au contrôle eustatique. Les figures suivantes illustrent l'évolution géodynamique de la topographie de la Marge (Fig. 6-58) et son contexte géodynamique actuel situé entre l'avant-pays alpin et la subduction de la plaque africaine, à l'échelle lithosphérique (Fig. 6-59). La Marge provençale est située à l'intersection d'une zone géodynamique qui s'affaisse (le bassin liguro-provençal) et d'une zone géodynamique qui s'élève (avant-pays alpin). A l'échelle de la marge (fig. 6-58) ou à l'échelle de la lithosphère (fig. 6-59), la région charnière entre ces deux zones se situe approximativement au niveau du trait de côte actuel.

Des méthodes de géochronologie (réflection de la vitrinite, traces de fission dans les apatites) pourraient servir de complément efficace à la quantification de la surrection dans les secteurs de la marge où l'absence de sédiments d'origine marine ne permet pas de contraindre la déformation dans le temps.

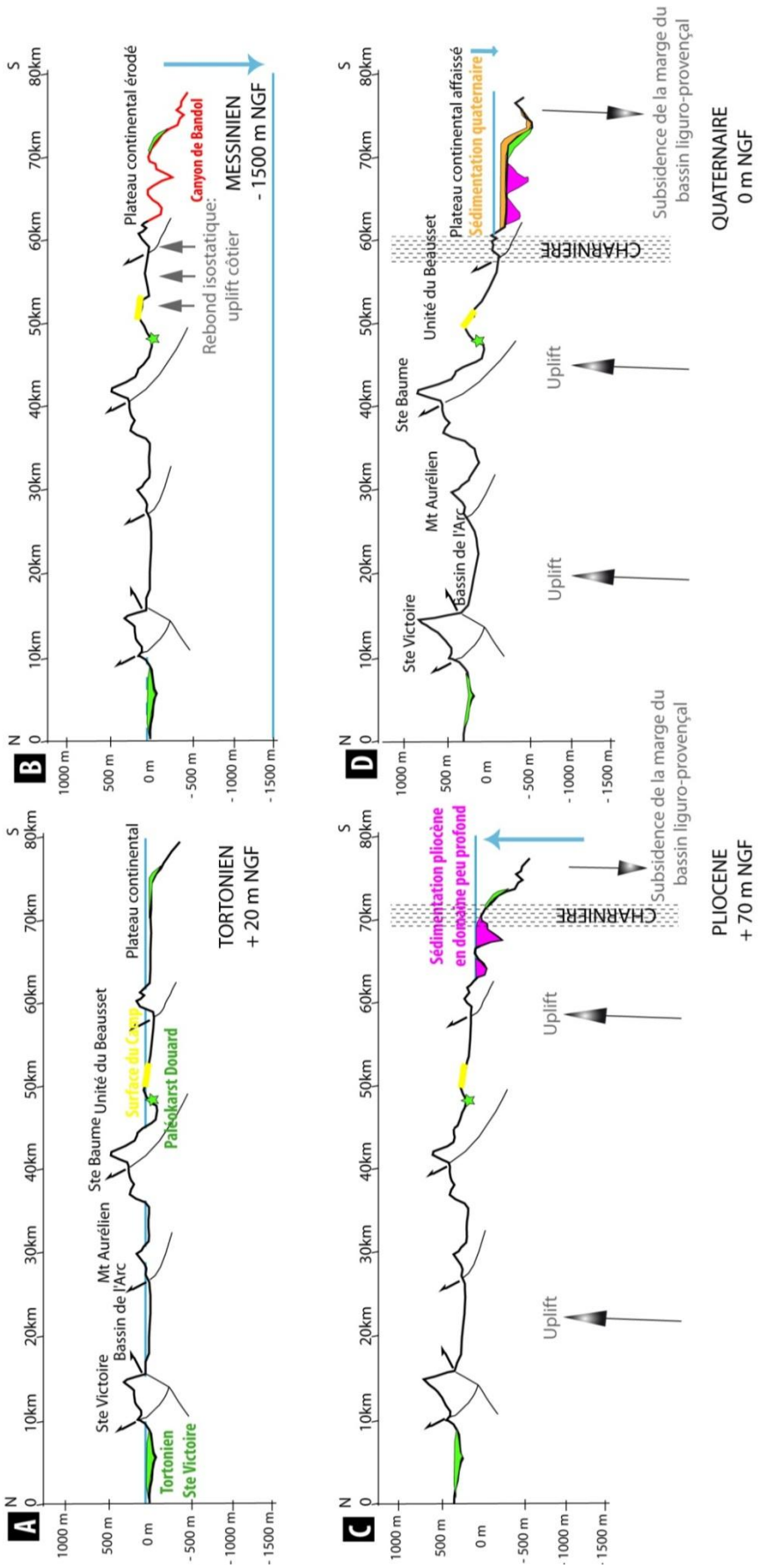


Figure 6- 58 : Evolution géodynamique de la topographie depuis le Tortonien de la Ste Victoire au plateau continental.

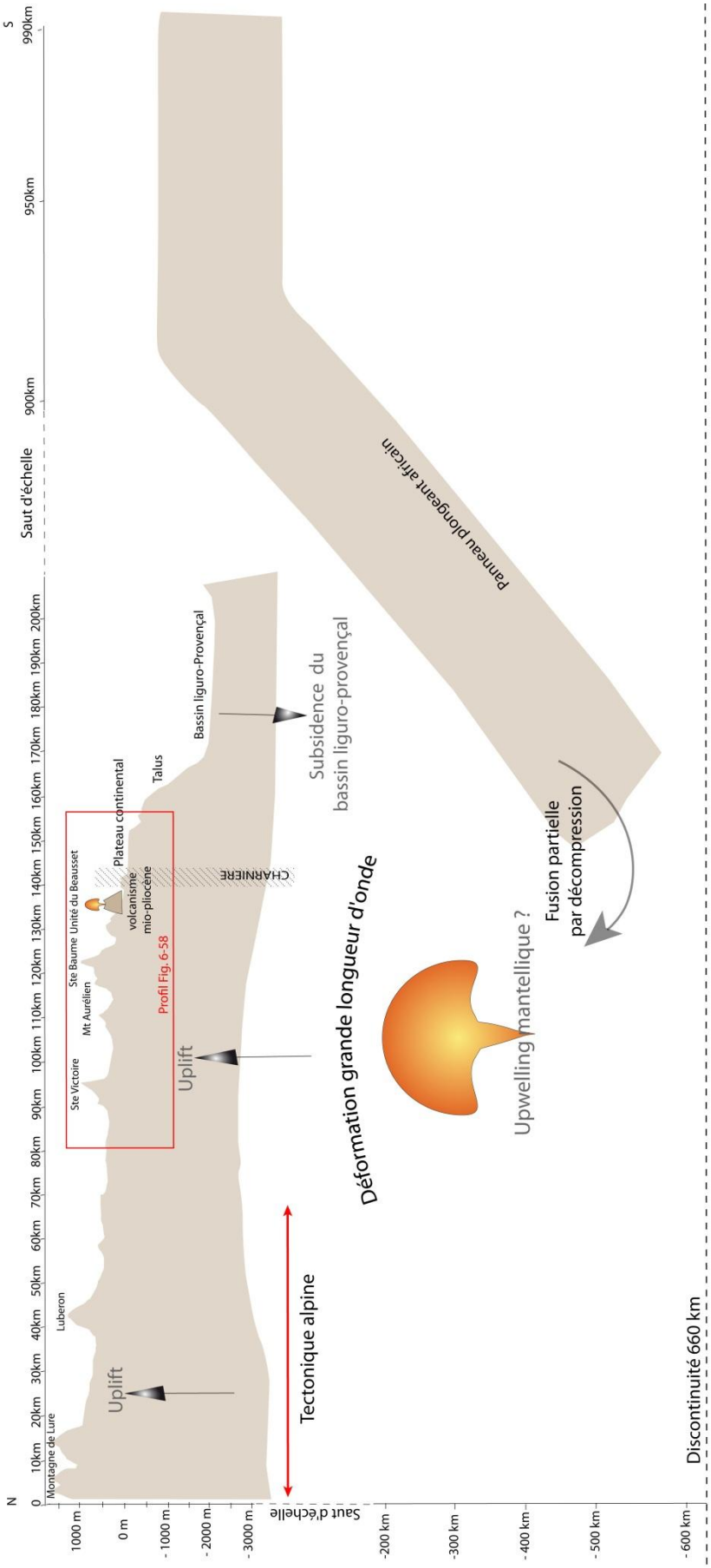


Figure 6- 59 : Contexte géodynamique actuel de la Marge provençale à l'échelle lithosphérique, de l'avant pays alpin (au nord) à la subduction de la plaque africaine (au sud).

Chapitre 7 -Géodynamique et Hydrogéologie de la Marge Provençale

Avant-propos :

Le chapitre 7 intègre les résultats principaux des chapitres précédents à l'échelle de l'Unité du Beausset, du bassin versant de l'Huveaune et de la zone côtière. L'objectif est de proposer un schéma d'évolution du réseau hydrogéologique (de surface et souterrain) de la marge, incluant les sources karstiques côtières de Port-Miou et Bestouan, couplé à l'évolution géomorphologique et sédimentaire du Canyon de Cassidaigne. Un scénario possible cohérent avec toutes les données est présenté, et s'appuie principalement sur les résultats de la sismique, les indices paléogéographiques et les restaurations topographiques.

Evolution hydrogéologique des sources de Port-Miou - Bestouan et du Canyon de Cassidaigne dans leur contexte géodynamique

Les figures suivantes (Fig. 7-1 à 7-8) sont issues des restaurations en 3D présentées dans le chapitre 6 (Fig. 6-43 à 6-49) du bassin-versant de l'Huveaune et de l'Unité du Beausset. Des indications paléogéographiques telles que paléo-rivages, canyons et cours d'eau sont proposées pour chaque étape géologique de la restauration, du Tortonien (Fig. 7-1) à l'Holocène (Fig. 7-8). L'échelle de couleur pour chaque figure indique des altitudes par rapport au zéro marin actuel (0 m NGF).

Lors de la transgression du Tortonien (+ 20 m NGF ; Fig. 7-1), la mer envahit profondément la marge sur une topographie plane, où les reliefs pyrénéens (Ste Baume, Mt Aurélien, Etoile, Siou-Blanc, Carpiagne) constituent des ilôts émergés, à 400-500 m d'altitude au maximum. Des terres émergées apparaissent également au sud des Calanques et du Cap Sicié (massif métamorphique, cf. chapitre 5). Toutes les zones émergées peuvent être drainées par des cours d'eau mineurs ou des réseaux karstiques dont l'altitude du niveau de base est à + 20 m NGF.

La Crise de Salinité Messinienne (Fig. 7-2) entraîne l'exhumation complète de la marge, la mise en place de cours d'eau qui permettent l'incision des canyons de Bandol et Cassidaigne, et le développement d'un karst profond contrôlé par le niveau de base abaissé. Le canyon de Cassidaigne, de direction nord-sud est incisé par l'Huveaune qui pourrait traverser des gorges situées au sud d'Aubagne (gorges du Douard). Un karst profond drainant la Ste Baume et la partie occidentale de l'Unité du Beausset, connecté à un réseau inférieur de la grotte de Port-Miou, émerge, 1000 m au-dessus de son niveau de base, dans la partie amont du canyon de Cassidaigne. Il est confiné par des structures géologiques défavorables à la karstification situées juste au sud (marnes aptiennes et chevauchement des écailles de Bandol, cf. chapitre 5). Des cours d'eau mineurs, provenant du Massif des Calanques ou du secteur vallonné du bassin de Riou façonnent la partie ouest de la tête du canyon de Cassidaigne. Le canyon de Bandol, de direction ouest-est, est incisé par les cours de la Reppe-Destel, du Gapeau, qui traverse le Cap Sicié à travers une zone affaissée, et par des cours d'eau mineurs drainant le cœur de l'Unité du Beausset au nord, et le massif métamorphique au sud.

Au début du Pliocène, consécutivement à l'assèchement messinien, un rebond isostatique a entraîné le soulèvement de la marge (Fig. 7-3), tandis que la transgression zancléenne envahit

progressivement les canyons messiniens. Les cours d'eau sont peu à peu refoulés vers l'amont et les canyons évoluent en rias.

Au Pliocène inférieur, (Fig. 7-4) le mouvement de bascule de la marge s'amorce, de direction NE-SW, de part et d'autre d'une charnière matérialisée par le niveau zéro actuel (ligne blanche). Les canyons de Bandol et Cassidaigne, envahis par la mer pliocène offrent un espace d'accommodation favorable à la sédimentation marine qui commence à se mettre en place (voir chapitre 6). Le niveau marin (à + 80 m NGF maximum) est limité approximativement par le contour des canyons de Bandol et Cassidaigne (à -200 m NGF aujourd'hui, en raison de la bascule de la marge). Du volcanisme alcalin se met en place dans le massif calcaire de Siou Blanc et la coulée volcanique se répand le long du cours d'eau Reppe-Destel, contraint de dévier en surface ou de s'infiltrer dans le karst. La résurgence du réseau inférieur de Port-Miou est située à l'altitude de son niveau de base, à proximité du littoral pliocène. L'Huveaune s'écoule toujours vers le sud, en direction du canyon de Cassidaigne.

Au Pliocène moyen, (Fig. 7-5), la bascule de la marge se poursuit. Le niveau marin global chute à -20m NGF (3,8Ma). A partir de cette période, la marge bascule de -165m au niveau du canyon de Bandol. La sédimentation se poursuit dans les canyons de Bandol et Cassidaigne. Le canyon de Bandol n'est plus que partiellement immergé par la mer pliocène (la ligne de rivage est donnée par la position de l'offlap-break du prisme de régression forcée du remplissage sédimentaire). Au nord de Cassis, le soulèvement des massifs entraîne un barrage sur le tracé de l'Huveaune, forcée de dévier son cours par un coude vers le nord-ouest pour rejoindre sa vallée actuelle

Au Plio-Pléistocène (Fig. 7-6), la bascule de la marge entraîne un barrage sur le cours aval du Gapeau, qui est dévié vers l'Est et sera capturé par le Réal Martin, fleuve côtier des environs d'Hyères. La sédimentation finit de combler le canyon de Bandol. Le réseau inférieur de Port-Miou continue de drainer les massifs en amont. Dans le bassin de Marseille, des tufs calcaires se mettent en place matérialisant un fond lacustre.

Durant le Dernier Maximum Glaciaire, (Fig. 7-7) le bas niveau eustatique (-110 m NGF) est enregistré sur une marge déjà fortement basculée. Une érosion continentale se met en place, avec l'incision des gorges de la Reppe et du Destel à travers la coulée volcanique. Le canyon de Bandol, comblé et définitivement immergé par le mouvement de bascule, n'est plus visible en bathymétrie. Le canyon de Cassidaigne, seulement partiellement comblé, incise toujours la marge. Le réseau inférieur de Port-Miou est toujours actif.

Durant le haut niveau holocène (Fig. 7-8), la transgression marine atteint les côtes actuelles et aplanit le relief sous-marin, notamment les terrains vallonnés du Bassin de Riou. Le mouvement de bascule se poursuit pour parvenir à la topographie actuelle. Forcés par la remontée du niveau marin, le réseau supérieur de Port-Miou et le réseau de Bestouan se mettent en place dans la baie de Cassis.

Il est possible de classer les incertitudes de ce scénario par ordre décroissant. L'incertitude la plus forte réside dans le contour du trait de côte du Pliocène inférieur, car la nature du remplissage inférieur du canyon de Bandol est inconnue. S'agit-il de dépôts marins peu profonds ? Ou

profonds ? Dans le cas de dépôts profonds, le trait de côte devrait déborder les limites du canyon de Bandol. La seconde incertitude réside dans le tracé du Gapeau messinien. Il est admis que son cours aval a été capturé vers l'Est depuis le Quaternaire. En revanche, il n'y a pas d'indice majeur prouvant un lien génétique avec le canyon de Bandol, si ce n'est une surface très aplanie dans le secteur toulonnais, qui a pu servir de by-bass vers l'ouest. Il a pu aussi bien inciser le canyon de Toulon. Des incertitudes plus faibles résident dans le parcours nord-sud de l'Huveaune (il y a bien les gorges du Douard et pas d'incision messinienne dans la baie de Marseille) et dans la localisation d'une source karstique dans la tête de Cassidaigne (fortement contrainte par la géologie).

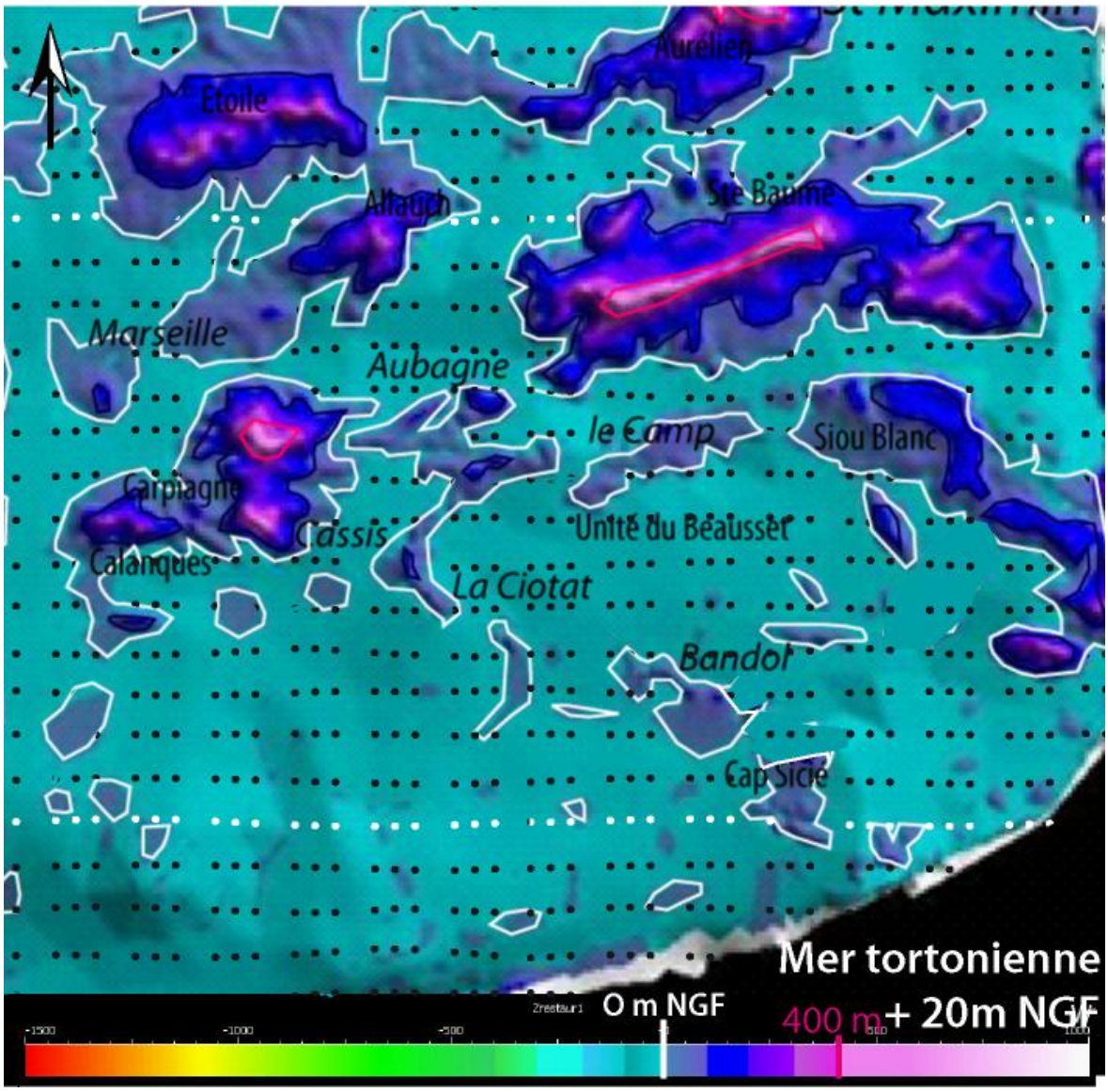


Figure 7- 1 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale lors de la transgression tortonienne à +20 m NGF. Les massifs pyrénéo-provençaux constituent des îlots au-dessus de la mer miocène (en pointillés), et dont l'altitude moyenne s'élève à 400 m. Les contours blancs correspondent à l'altitude 0 m NGF, permettant d'indiquer des altitudes relatives par rapport au référentiel actuel.

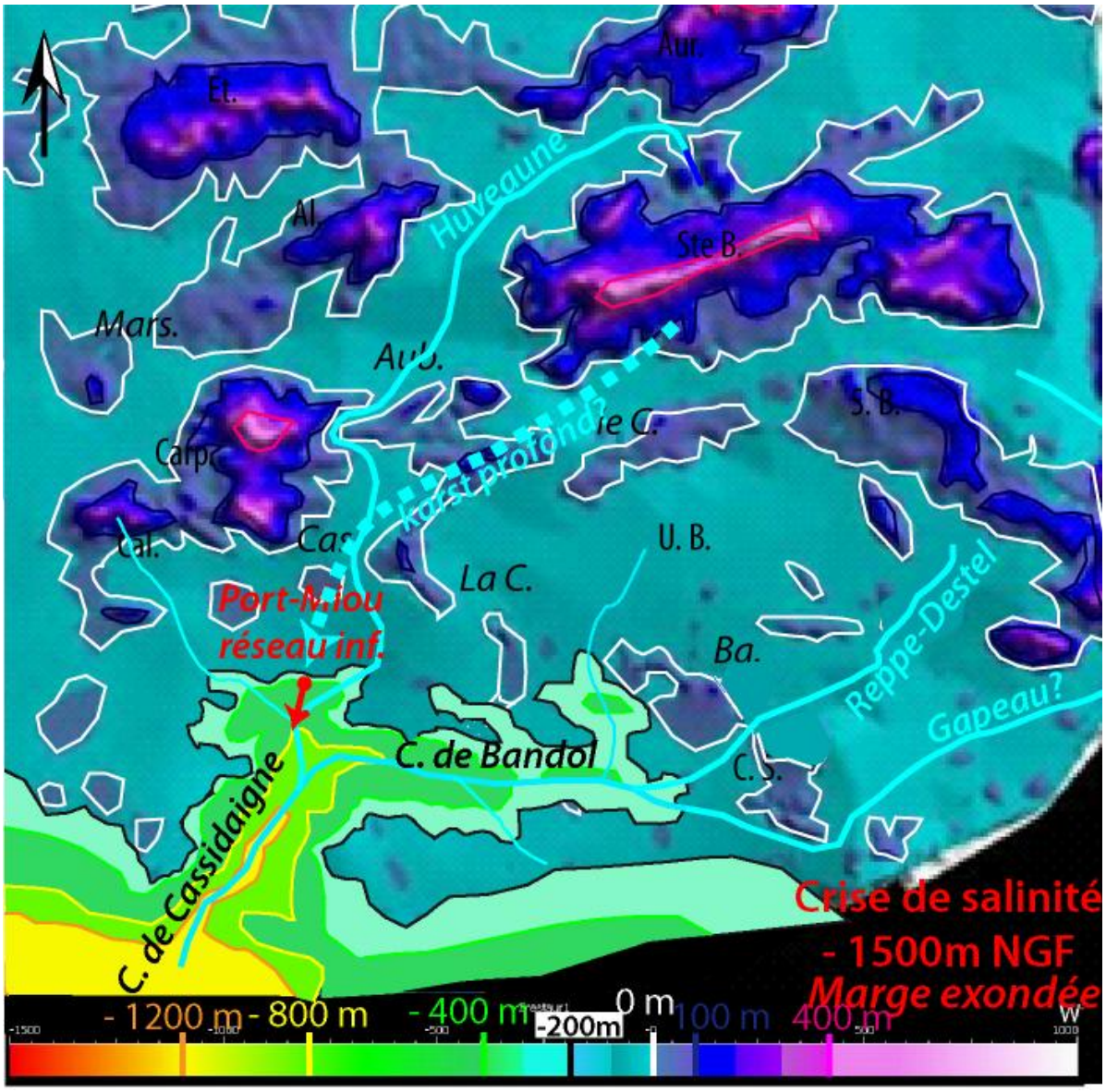


Figure 7- 2 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale lors de la crise de salinité messinienne. L'ensemble de la marge est exondée. Un réseau hydrographique messinien de surface et karstique se met en place et incise des canyons en relation avec le bas niveau marin. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille.

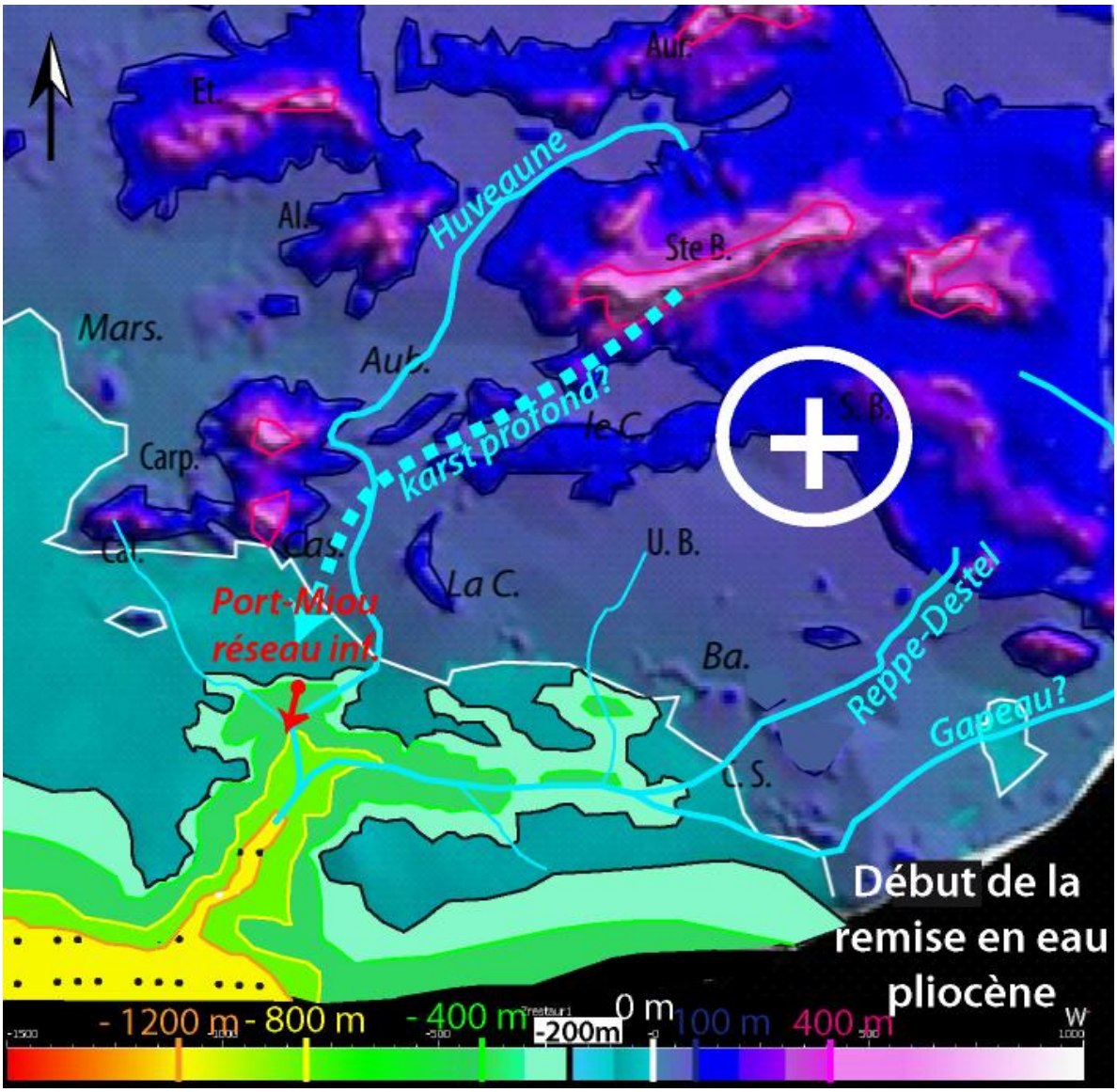


Figure 7- 3 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale montrant un instantané de la remise en eau pliocène. Les cours d'eau messiniens sont peu à peu refoulés vers l'amont, tandis que le rebond hydro-isostatique postérieur à la crise a entraîné un soulèvement des côtes. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel. La mer pliocène est indiquée par le figuré à pointillées. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille.

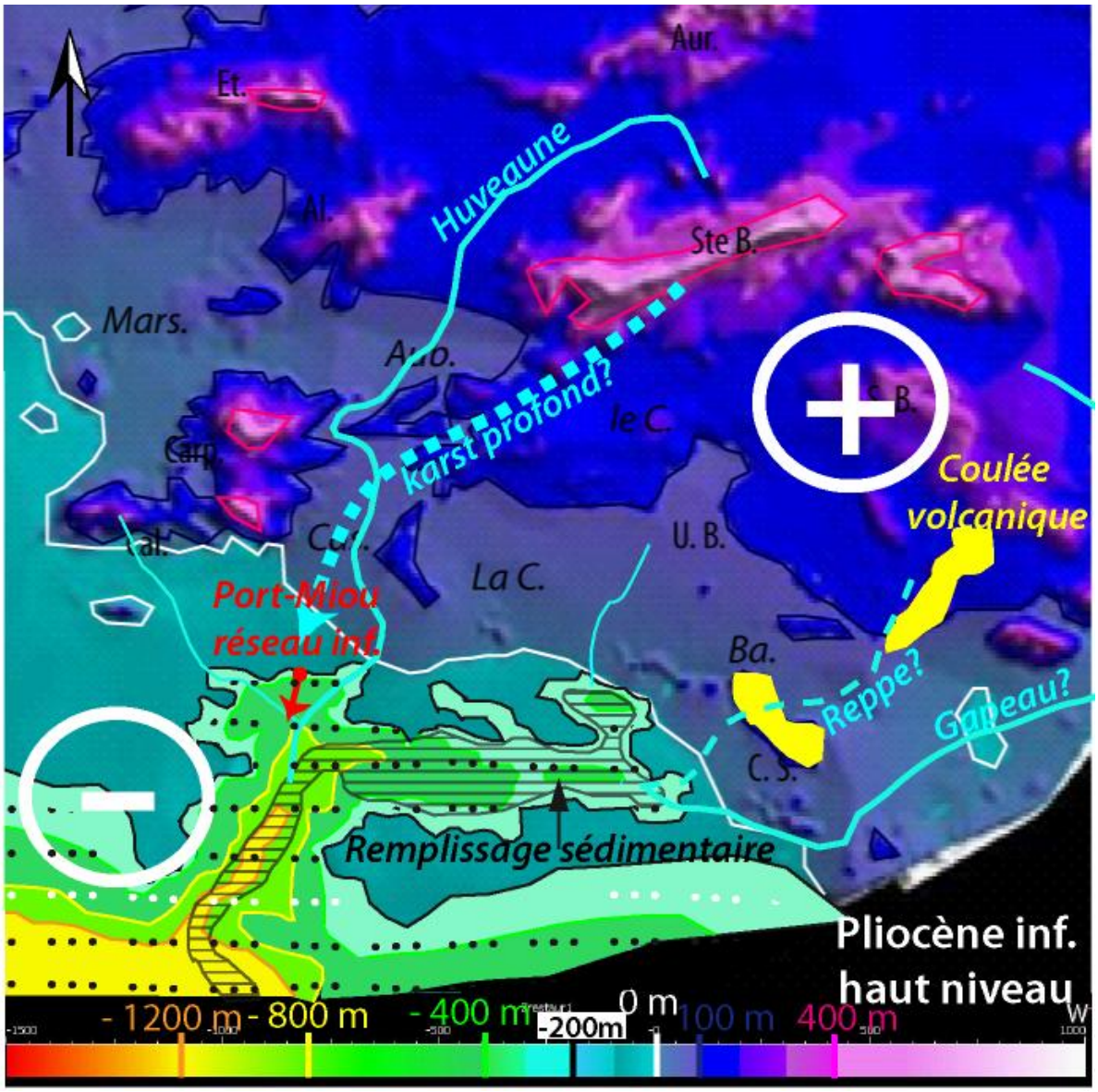


Figure 7- 4 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale au Pliocène inférieur. Du remplissage sédimentaire se met en place dans les canyons de Bandol et Cassidaigne, et du volcanisme apparaît à l'est de l'unité du Beausset et les coulées de lave se mettent en place dans la vallée de la Reppe. Le mouvement de bascule NE-SW s'amorce. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et la mer au pliocène inférieur est donnée par le figuré en pointillés. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille.

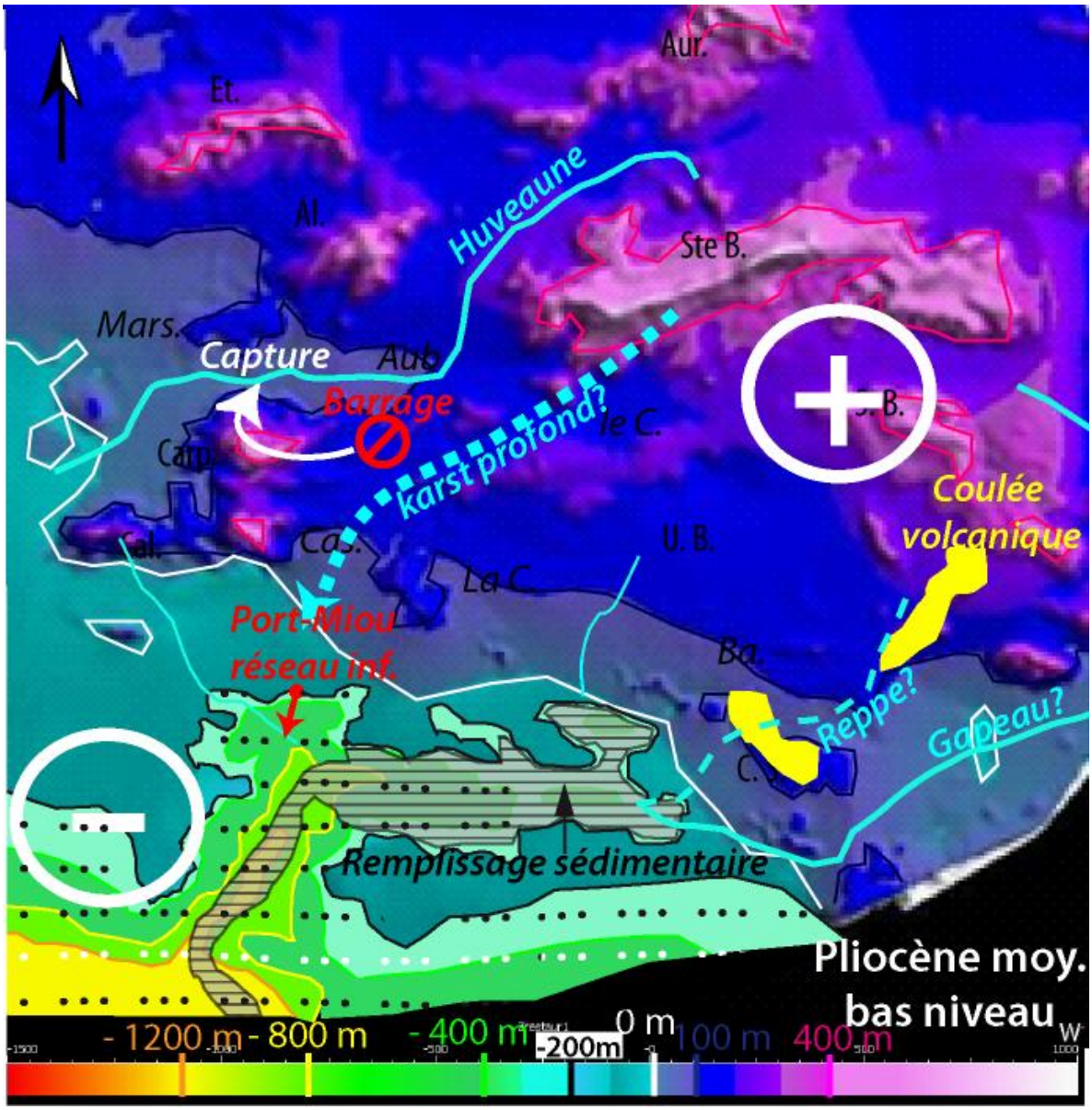


Figure 7- 5 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale au Pliocène moyen. La sédimentation se poursuit dans les canyons de Bandol et Cassidaigne. La bascule NE-SW de la Marge se poursuit. Le réseau hydrographique de surface est perturbé, le cours aval de l'Huveaune est capturé vers le NW. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et la mer au pliocène moyen est donnée par le figuré en pointillés. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille.

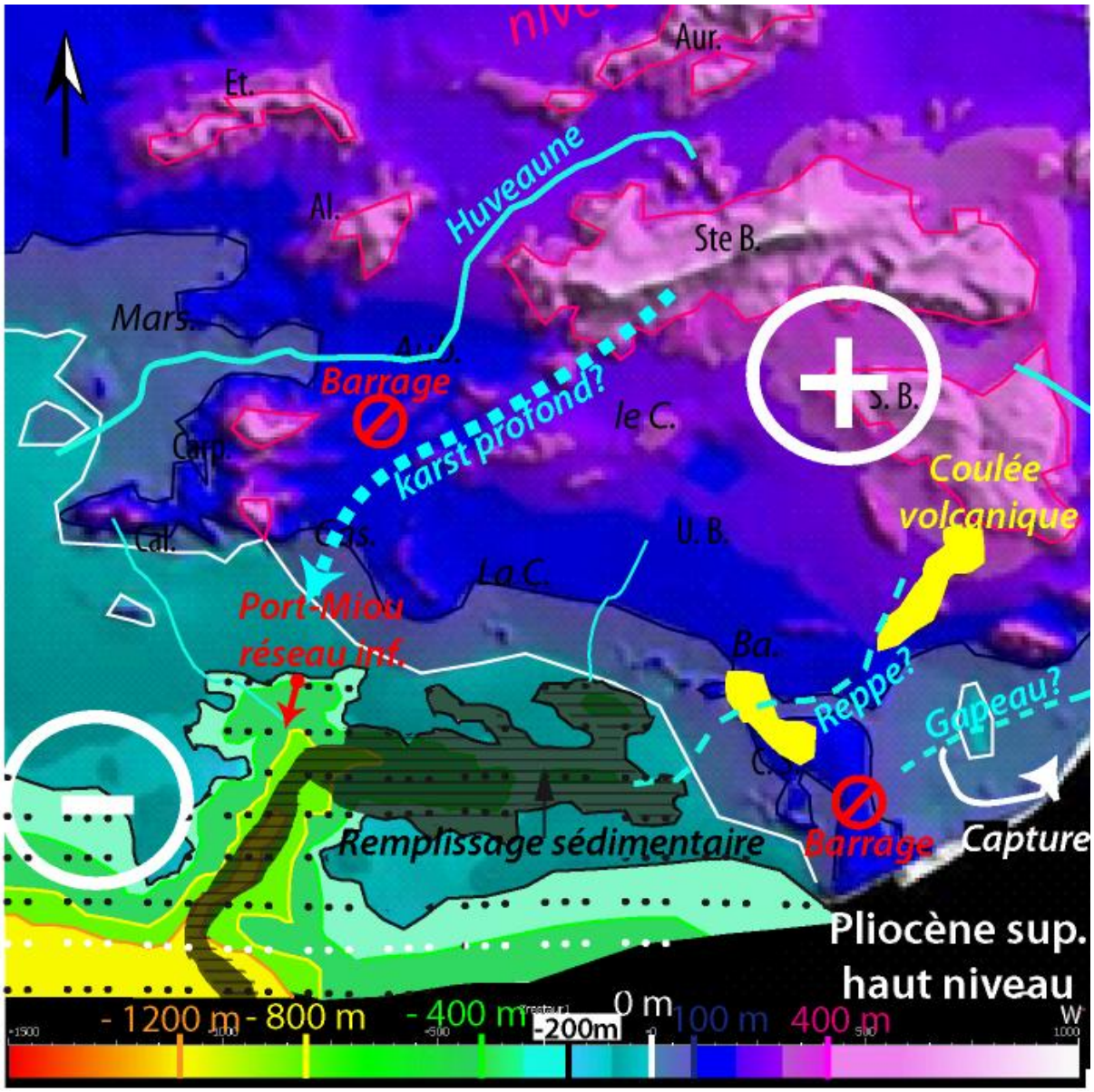


Figure 7- 6 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale au Plio-Pléistocène. La sédimentation comble le canyon de Bandol. La bascule NE-SW de la Marge se poursuit. Le réseau hydrographique de surface est perturbé, le cours aval du Gapeau est capturé vers l'E. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et la mer au plio-pléistocène est donnée par le figuré en pointillés. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille.

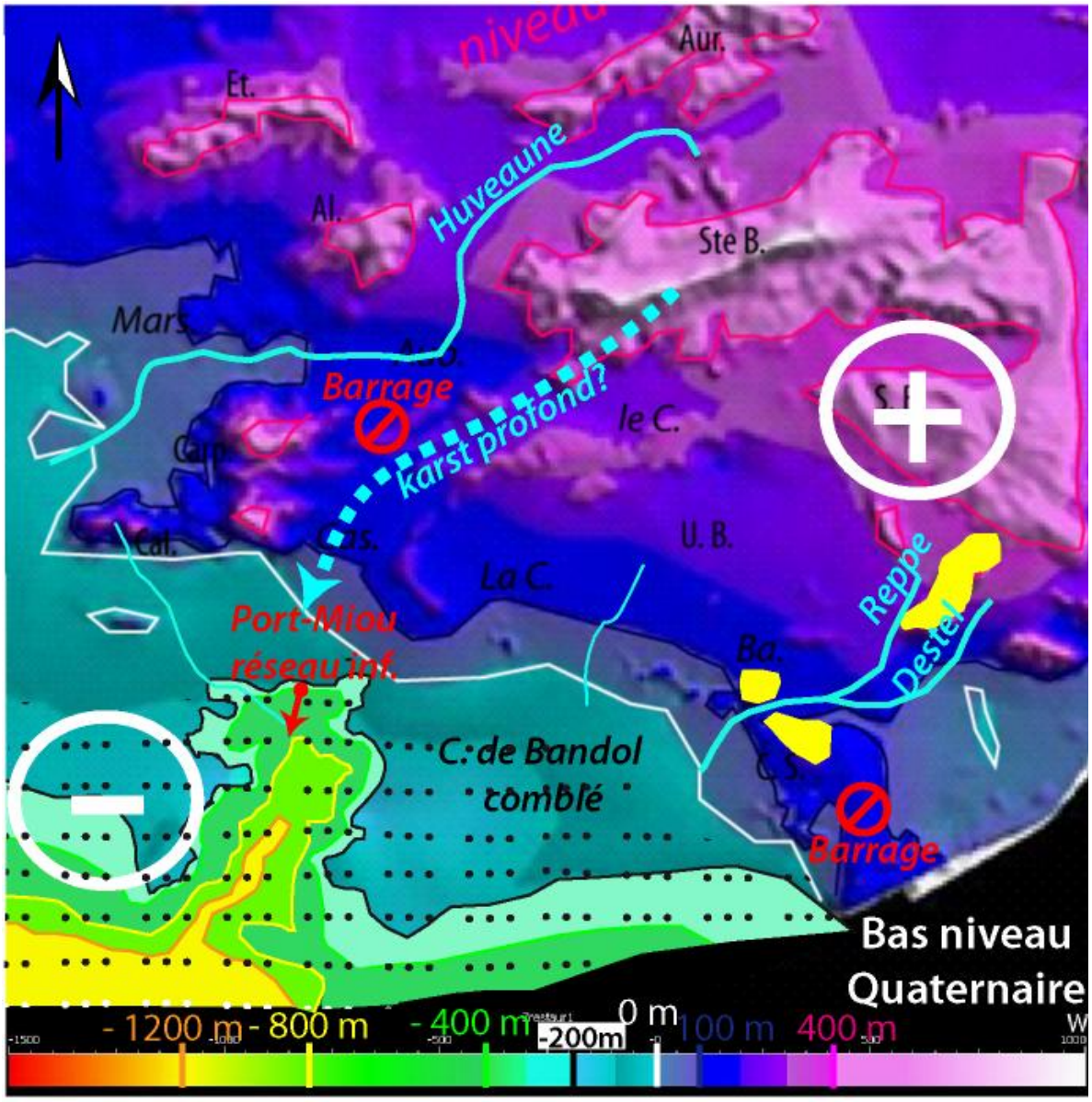


Figure 7- 7 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale durant un bas niveau marin Quaternaire. Le canyon de Bandol, totalement comblé n'est plus visible sur la bathymétrie. La bascule NE-SW de la Marge se poursuit. Les cours d'eau de la Reppe et du Destel incisent des gorges à travers la coulée volcanique. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et la mer quaternaire est donnée par le figuré en pointillés. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille.

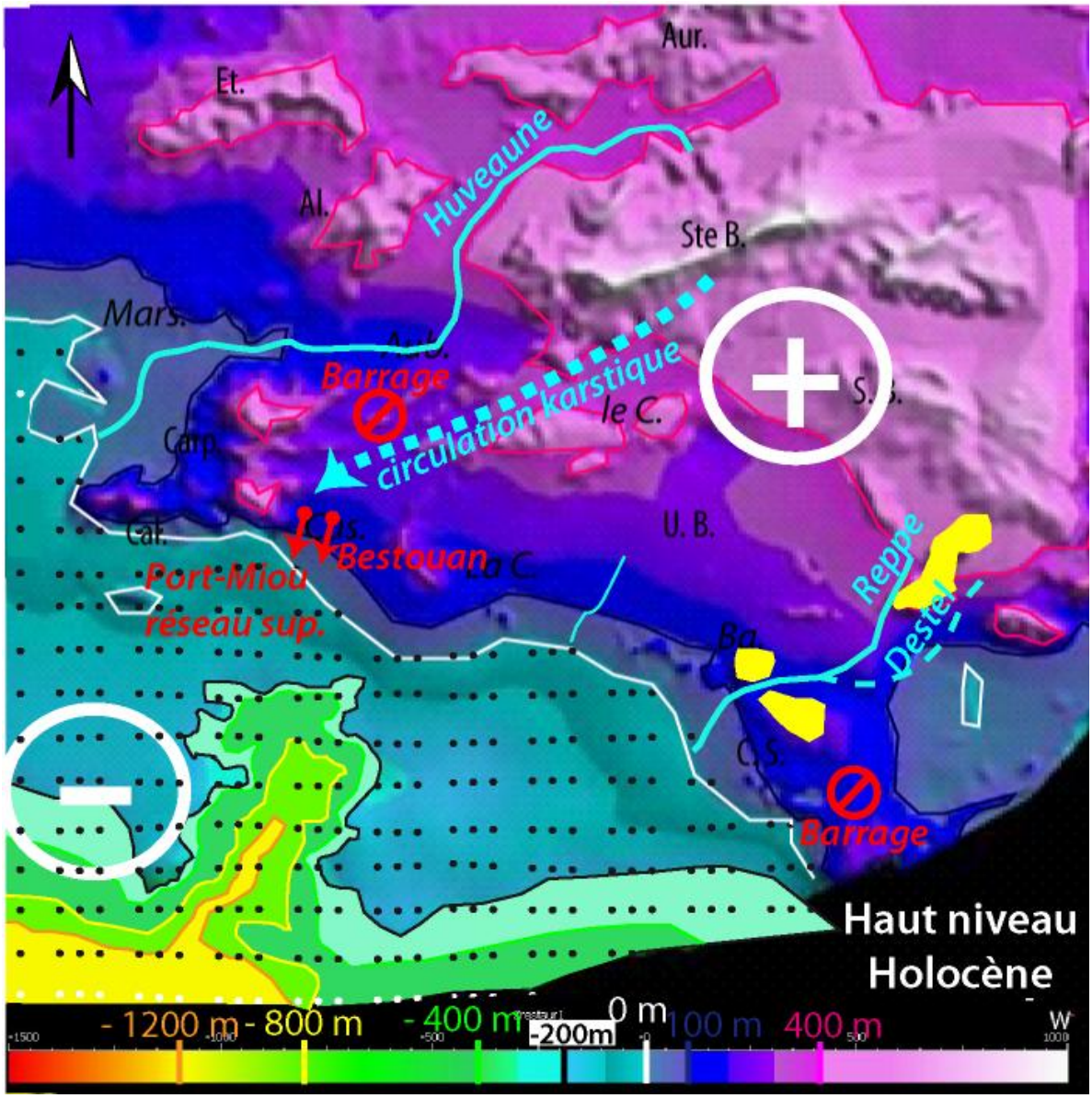


Figure 7- 8 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale durant un haut niveau marin Quaternaire (Holocène). La bascule NE-SW de la Marge se poursuit. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et au littoral de la mer quaternaire (figuré en pointillés). Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille.

Conclusions Générales & Perspectives

Rappel de la problématique et des objectifs scientifiques

Dans les massifs calcaires méditerranéens, la spéléogénèse est fortement influencée par les oscillations eustatiques exceptionnelles du Messinien, et notamment l'abaissement kilométrique du plan d'eau qui force l'approfondissement drastique du karst. Sur la marge provençale, la source de Port-Miou illustre cet exemple puisqu'elle est l'exutoire d'un vaste réseau karstique sub-horizontal développé juste sous le niveau marin actuel jusqu'à un puits vertical exploré aujourd'hui jusqu'à la côte -223 m. Le canyon de Cassidaigne se situe au droit de la source de Port Miou. Il est l'un des plus profonds de la Méditerranée nord occidentale mais n'est connecté à aucun système fluviatile sur le continent. En revanche, la marge provençale ne montre pas de canyon messinien au large de ses fleuves côtiers, ni de témoins de la transgression pliocène dans ses vallées. Au contraire, certains dépôts transgressifs marins miocènes situés à des altitudes anormalement élevées par rapport à leurs niveaux de dépôt théorique témoignent d'une évolution géodynamique récente de la marge.

Les questions principales de ce travail de thèse concernaient aussi bien l'influence respective de la crise messinienne sur le développement du réseau karstique côtier et sur le canyon de Cassidaigne, que les relations géologiques possibles entre le canyon et le réseau karstique.

L'établissement d'un modèle géologique et géodynamique de l'ensemble de la marge provençale, cohérent avec l'ensemble des données géologiques et géophysiques collectées à terre et en mer, était un pré-requis indispensable pour apporter des éléments de réponse à ces deux questions.

Ce travail de thèse proposait d'appliquer une approche intégrative hydrogéologique, géologique et géodynamique à cette problématique scientifique en réalisant les objectifs scientifiques suivants :

- la caractérisation hydrogéologique, géologique et géophysique de l'aquifère et de l'intrusion saline du karst côtier de Port-Miou
- la cartographie géologique du plateau continental provençal intégrant les données de surface à terre et de subsurface en mer
- la modélisation de la morphologie de la marge et du fonctionnement du canyon de Cassidaigne durant le cycle eustatique messino-pliocène
- la réalisation d'un modèle restauré de l'évolution géodynamique terre-mer à l'échelle de la marge qui intégrait les structures géomorphologiques et les indices sédimentaires de l'évolution du niveau de base.

Une méthodologie intégrative

La caractérisation de l'évolution et du fonctionnement du karst côtier et des canyons sous-marins de la Marge Provençale a été réalisée à travers l'intégration d'un ensemble de données très hétérogènes par leur nature, par leur résolution métrologique et par l'échelle des objets étudiés. Elle a nécessité plusieurs étapes, en particulier:

- Le suivi hydrogéologique et l'imagerie électrique des aquifères karstiques côtiers de Cassis
- l'acquisition et l'interprétation géologique des données de sismique marine et de carottages
- la reconnaissance et l'interprétation tectonique et/ou eustatique de marqueurs géomorphologiques de paléo-niveaux de base
- la modélisation géologique 3D de surfaces terre-mer dans le logiciel gOcad provenant de l'interprétation sismique offshore et d'éléments de géologie à terre
- la restauration de l'évolution de la paléotopographie de la marge provençale depuis le Tortonien à partir de surfaces modélisées dans le logiciel gOcad.

Résultats

Caractérisation hydrogéologique, géologique et géophysique du karst côtier de Port-Miou

Les résultats obtenus mettent en évidence le rôle de la fracturation et des drains karstiques annexes au sein de la matrice de l'aquifère côtier dans l'intrusion d'eau de mer.

- L'étude de la crue exceptionnelle de décembre 2008 montre que l'eau de la source reste toujours influencée par une salinité résiduelle (2 g/l) qui n'est jamais complètement expulsée. Cette observation prouve que la contamination saline ne peut pas s'expliquer exclusivement par un drain karstique hypothétique profond. Le modèle proposé met en évidence une perméabilité de l'aquifère liée aux fractures qui caractérisent l'Urgonien de Cassis, et qui permet une large pénétration d'eau de mer dans les terres. Le drain karstique rempli d'une eau de source draine une matrice calcaire fracturée et saturée en eau de mer sous le niveau piézométrique. Des échanges hydriques entre la matrice et le conduit sont à l'origine de la salinité observée à la source.

- L'étude de la salinité des eaux de surface près des côtes met en évidence l'absence d'aquifère côtier dans le secteur des calanques à l'ouest de Cassis. Il y a très peu de sorties d'eau de source sur ce littoral, ce qui implique une invasion du biseau salé loin dans les terres.

- L'imagerie de résistivité électrique a confirmé ces observations. Le biseau salé a été nettement observé à la côte 0 m dans la carrière Solvay et le vallon de Port-Pin par un fort contraste de résistivité entre des roches très résistives au-dessus et des roches saturées en eau de mer au-dessous. Des drains à forte perméabilité (karsts ou fractures) ont été imagés et corrélés à des couloirs de fractures visibles en surface. Ils servent de relais entre la galerie karstique principale et des sources annexes localisées dans la calanque de Port-Miou, une centaine de mètres au NE de la source principale. Ces

sources annexes qui présentent les mêmes caractéristiques physico-chimiques que la source de Port-Miou, attestent qu'il s'agit de la même eau.

➢ Cartographie géologique du plateau continental provençal

L'acquisition de 1300 km de profils sismique et de 74 carottes, l'interprétation de 2740 km de profils sismiques, des carottes et des dragages existants sur le plateau continental provençal a fourni les résultats suivants:

- Une carte détaillée de la surface d'érosion messinienne du plateau continental met en évidence la présence d'un canyon messinien de direction E-W, baptisé « canyon de Bandol ».

- Une carte géologique inédite du plateau continental qui s'étend de l'extrémité ouest de la Nerthe au Cap Sicié a été fournie au BRGM en vue de son intégration à la nouvelle édition de la feuille d'Aubagne-Marseille au 1/50000^{e}.

- Des coupes géologiques terre-mer ont été réalisées d'après cette carte et caractérisent l'architecture stratigraphique et structurale de la marge provençale.

La carte géologique et les coupes terre-mer servent de cadre à une meilleure compréhension de la distribution des grands réseaux karstiques et permettent d'apporter des éléments de réponse à la question d'une connexion par conduit karstique entre Port-Miou et Cassidaigne :

- De grands bassins sédimentaires en continuité de la terre à la mer (Bassin oligo-miocène de Marseille) ou séparés par des failles NO-SE (Bassin du Beausset-Bassin de Riou, d'âge Crétacé) caractérisent la structuration actuelle de la marge provençale.

- Le calcaire urgonien formant l'encaissant des grands réseaux karstiques de Port-Miou et Bestouan se prolonge en mer, vers le sud et vers l'ouest. Vers le sud, au large des sources, l'unité calcaire est déformée par les failles NO-SE et plonge sous les séries marneuses de l'Aptien du Bassin de Riou.

- Au large de Cassis, les failles NO-SE qui mettent en contact les séries carbonatées du Barrémien avec les séries calcaires et marneuses du Berriasien-Valanginien-Hauterivien et les marnes de l'Aptien forment une structure complexe assez peu favorable à l'établissement d'un réseau karstique de la côte à Cassidaigne, à l'échelle de celui de Port-Miou, et perpendiculaire aux structures tectoniques.

- La tête du canyon de Cassidaigne est creusée principalement dans les marnes aptiennes, qui peuvent être couramment déstabilisées par des mouvements gravitaires.

- Localement, la tête du canyon incise le calcaire urgonien. Une connexion karstique entre le conduit de Port-Miou et le canyon de Cassidaigne, serait possible dans cette localité, à condition que les failles et les calcaires argileux situés en amont ne constituent pas de barrière hydraulique.

- Le système de failles NO-SE des Calanques recoupe les écailles du chevauchement de Bandol qui se prolongent vers l'ouest et sont héritées de la tectonique pyrénéo-provençale.

- Le canyon de Bandol est incisé à la limite entre les écailles de Bandol et l'unité paléozoïque (socle hercynien et sédiments permo-triasiques).

➢ Modélisation de la morphologie de la marge au Messinien

La surface de la base du Plio-Quaternaire montre une discordance polygénique, avec (1) des canyons incisés par les cours d'eau messiniens jusqu'à 700 m de profondeur pour le canyon de Bandol et plus de 1700 m pour celui de Cassidaigne, et (2) une surface d'aplanissement à faible profondeur qui recoupe les structures sous-jacentes.

La carte de la bathymétrie actuelle et la carte de la surface messinienne (ou base plio-quaternaire) mettent en évidence plusieurs caractères géomorphologiques critiques:

- La surface plane qui tronque les formations géologiques sous-jacentes correspond à une surface d'abrasion marine (« wave-cut platform ») qui recoupe les formations miocènes les plus récentes, et se situe soit à la base (à l'ouest de Cassidaigne) soit au sommet (canyon de Bandol) de la formation Plio-Quaternaire. Cette surface est interprétée comme un témoin de la dernière transgression marine au Quaternaire.

- L'absence d'incision messinienne au large de l'Huveaune.

- L'amont du canyon de Cassidaigne montre une forte composante E-W au Messinien, correspondant au canyon de Bandol. Ce canyon, actuellement comblé, est connecté au flanc est du canyon de Cassidaigne. Leur évolution morpho-sédimentaire est génétiquement liée.

- Etant donné l'absence de forage offshore, deux hypothèses ont été proposées pour dater la base du remplissage du canyon de Bandol : La première considère que le canyon de Bandol a incisé une structure extensive oligocène préexistante, et la base du remplissage correspondrait à des conglomérats oligocènes, par ailleurs présents à l'affleurement sur la côte entre Bandol et Sanary. La seconde hypothèse considère que l'ensemble de l'incision est messinienne et que tout le remplissage est plio-quaternaire.

➢ Fonctionnement du canyon de Cassidaigne durant le cycle eustatique messino-pliocène

L'évolution sédimentaire du canyon de Cassidaigne durant la période messino-pliocène est génétiquement liée à celle du canyon de Bandol. L'étude du fonctionnement du canyon de Cassidaigne a donc été réalisée simultanément à celle du canyon de Bandol.

Deux modèles stratigraphiques ont été proposés pour expliquer l'histoire du remplissage sédimentaire de ces deux canyons, à partir de l'interprétation sismo-stratigraphique de quelques lignes sismiques clefs.

- Le premier modèle, basé sur l'hypothèse 1 où l'unité basale du remplissage est anté-messinienne, met en évidence un prisme de régression forcé pouvant correspondre à la chute eustatique intra-Zancléenne à 3,8Ma, suivi d'un prisme de bas-niveau et d'un prisme transgressif correspondant à la 2ème phase de remontée du niveau marin entre 3.8 et 2Ma.

- Dans le cadre de l'hypothèse 2, où l'ensemble du remplissage est postérieur à la crise de salinité, les profils sismiques mettent en évidence, en plus des 3 cortèges précédemment mentionnés, un prisme sédimentaire basal, en *downlaps* sur la surface d'érosion messinienne, attribuable à la partie distale (*bottomsets*) du premier prisme de haut-niveau du Zancléen.

- L'altitude actuelle du dernier *offlap-break* du prisme de régression forcé intra-Zancléen (-185m) et son niveau eustatique correspondant (-20 m NGF) permettent de quantifier un taux de subsidence de 43 m/Ma depuis 3.8Ma sur le plateau continental de Provence, au niveau du canyon de Bandol.

- Le réseau de drainage messino-pliocène a été reconstitué. Les incisions du canyon de Bandol se raccordent à terre à deux cours d'eau côtiers actuels, le Grand Vallat et la Reppe. L'action de ces cours d'eau ne suffit pas à expliquer l'origine de la profonde incision de Cassidaigne car leurs dimensions et leurs débits sont relativement modestes. En revanche ils sont vraisemblablement connectés avec la branche E-W du canyon. Une part de l'incision du canyon de Bandol est probablement contrôlée par le paléo-Gapeau messinien, avant sa capture par le Réal Martin, à l'est.

➢ Modèle d'évolution géodynamique de la marge

- Un modèle 3D terre-mer des surfaces topographiques et bathymétriques de la marge provençale a été réalisé dans le logiciel gOcad. Ce modèle intègre l'ensemble des indices du niveau de base géomorphologiques et sédimentaires depuis la fin du Miocène.

- Les modélisations de différents niveaux eustatiques du Burdigalien au Pliocène sur la surface terre-mer actuelle révélaient des anomalies importantes suggérant que d'autres processus que l'eustatisme avaient contrôlé la géodynamique de la marge provençale.

- L'objectif principal de quantifier le taux de déformation et d'établir une chronologie dans l'évolution du paysage a été atteint en considérant la variation de topographie/bathymétrie à grande longueur d'onde de la marge continentale provençale à l'aide des différents outils de la géomorphologie, de la sédimentologie, et de la géologie structurale. L'approche développée dans ce travail reposait (1) sur l'estimation du signal eustatique d'après l'analyse sismostratigraphique des remplissages sédimentaires des incisions messiniennes et (2) des restaurations paléo-topographiques dans un modèle 3D qui intégraient les indices eustatiques et les déformations tectoniques de grandes longueurs d'onde.

- L'altitude et la bathymétrie des transgressions marines miocènes reconnues à terre et en mer ont permis de définir une carte du gradient de déformation de la topographie de la marge à grande longueur d'onde depuis le Burdigalien. Des restaurations topographiques en 3D ont été réalisées dans le logiciel gOcad à partir des gradients de déformations. Ces restaurations mettent en évidence la bascule de la marge en mer et le rajeunissement des reliefs pyrénéo-provençaux à terre du SW vers le NE (entre 300 et 600 m d'altitude en moyenne au Tortonien contre 500 à 1100 m aujourd'hui).

- Au Tortonien, les reliefs provençaux de la Ste Victoire, Ste Baume, Massifs de l'Etoile, d'Allauch et des Calanques constituent des îlots émergés au milieu d'une mer qui immerge le Massif de la Nerthe, l'Unité du Beausset, ou encore la région de l'Etang de Berre. Sur le plateau continental actuel, des îlots à faible altitude (entre 0 et 100 m) étaient présents.

- Un schéma d'évolution du réseau hydrogéologique de la marge, cohérent avec toutes les données a été présenté. Il est centré sur les sources karstiques côtières de Port-Miou et Bestouan, et est couplé à l'évolution géomorphologique et sédimentaire du Canyon de Cassidaigne.

➢ La marge provençale dans le contexte liguro-provençal

La tendance générale observée du Golfe du Lion à la Marge Ligure montre un gradient topographique des terres émergées au bassin de plus en plus fort vers l'est : d'ouest en est les reliefs sont rajeunis tandis que le plateau continental devient plus étroit. Cette tendance, valide à l'échelle de la marge nord du bassin liguro-provençal, est cohérente avec les observations sur la marge provençale. Du point de vue topographique, la Marge Provençale se situe dans la zone charnière entre la marge du Golfe du Lion, qui montre une subsidence croissante en direction de l'ouest; cf. Bache, 2008) et la marge Ligure, fortement soulevée à terre (cf. Bigot-Cormier *et al.,* 2004) depuis le Miocène. La topographie terre-mer de la Marge provençale est donc vraisemblablement acquise à partir du Miocène.

La bascule de la Marge Provençale s'inscrit dans la géodynamique régionale méditerranéenne, et différents moteurs géodynamiques peuvent être invoqués pour l'expliquer, en particulier le rebond isostatique des marges postérieur à la crise de salinité, et la dynamique et la géométrie du slab en profondeur qui a influencé le régime tectonique de surface et la topographie de la marge.

▪ Perspectives

L'intégration de méthodes multidisciplinaires développée dans ce travail permet d'envisager quelques perspectives scientifiques.

A terre, l'imagerie électrique a montré son efficacité pour imager les drains karstiques dans le secteur de Port-Miou. Des calibrations en laboratoire ainsi que de nouvelles prospections permettraient d'imager des réseaux non connus, particulièrement en amont du puits vertical, là où l'eau est susceptible d'être douce et utilisable comme ressource alternative. Ces nouvelles prospections devront impérativement être réalisées à l'aide de techniques d'imagerie plus perfectionnées, étant donnée l'augmentation rapide de l'épaisseur de roches calcaires au-dessus du drain karstique (> 150 m). L'imagerie tomographique 4D, qui consiste à faire de l'acquisition sur la même zone à des saisons différentes permettrait d'imager la dynamique de l'aquifère en plus de sa géométrie.

Ce travail n'a pas pu prendre en compte les taux d'érosion qui ont affecté l'unité du Beausset. Ce taux d'érosion est important car il constitue certainement une source terrigène au remplissage du canyon de Bandol. Des méthodes de géochronologie (thermochronologie par les traces de fission sur les apatites) ou bien l'analyse de la maturation de la matière organique (réflectance de la vitrinite, rock-eval) permettraient de quantifier les taux d'enfouissement et de dénudation du bassin du Beausset ou du bassin de Marseille.

Une étude exhaustive des remplissages karstiques permettrait de dater avec plus de précision les surfaces d'abrasion de la marge provençale et d'affiner le modèle.

Les ressources en eau de la marge provençale et plus particulièrement de l'unité du Beausset doivent être appréhendées dans le cadre de la bascule récente de la marge du nord-est vers le sud-ouest. Le développement des grands réseaux karstiques actifs aujourd'hui a pu être influencé par cette direction générale.

En mer, une campagne de bathymétrie très haute résolution de l'ensemble de la marge provençale et de son talus permettrait d'affiner notre connaissance géomorphologique du secteur, notamment concernant la transition entre le canyon de Bandol et le canyon de Cassidaigne.

Un forage profond serait particulièrement intéressant dans le remplissage du canyon de Bandol afin d'en dater sa partie basale et de connaître sa lithologie. Ces informations permettraient de valider l'une des deux courbes eustatiques proposées, et également de valider la profondeur de l'incision messinienne parmi les deux hypothèses proposées. Ce serait également une opportunité

unique d'étude de l'évolution et de l'architecture d'un système mixte carbonaté-silicoclastique marin du Pliocène.

L'étude du canyon de Bandol-Cassidaigne peut avoir également des implications sur la compréhension de la dynamique sédimentaire entre le continent et le bassin au Plio-Quaternaire et en particulier sur la répartition des réservoirs turbiditiques de l'offshore méditerranéen.

Annexes

Annexe 1 : Les principaux massifs karstiques de Basse-Provence calcaire

Le karst du massif des Calanques

Le massif des Calanques est constitué d'une série de reliefs calcaires s'allongeant d'Ouest en Est qui limitent au Sud la rade de Marseille et l'isolent de la mer. Au point de vue géographique, le massif des Calanques est divisé en plusieurs ensembles. Un chaînon occidental qui culmine à la Croix de Marseilleveyre (452 m) s'étend de la Madrague de Montredon à la calanque de Sugiton, tandis qu'un ensemble oriental qui s'étend le long de la côte de Sugiton à Cassis comprend les massifs de Puget (564 m) et de St-Cyr-Carpiagne (645 m). Au large, l'archipel du Frioul est situé au cœur de la rade de Marseille et comprend les îles de Pommègues et Ratonneau. L'archipel du Riou-Maïre au Sud du massif de Marseilleveyre comprend les îles et îlots de Riou entouré du Grand et du Petit Congloué, des Empereurs et des Moyades, de l'île Plane, de l'île Jarre et Jarron, de l'île Maïre et l'îlot Tiboulen. La découverte de la grotte Cosquer et les explorations dans les rivières souterraines de Cassis ont ravivé l'intérêt du public pour les phénomènes karstiques, qui ont largement contribué à l'élaboration du relief du massif des Calanques. Les phénomènes karstiques ont débuté très tôt dans l'histoire des massifs de Marseilleveyre et Puget, au fur et à mesure que l'érosion de la couverture aptienne progressait vers le Sud (Blanc *et al.,* 1967).

Plusieurs réseaux actifs existent, les principales exsurgences sont les sources saumâtres de Port-Miou et du Bestouan, qui se développent respectivement sur 2350 m et 3000 m et dont l'existence est signalée depuis l'Antiquité (Fig. A1). Leur débit, estimé à près de 100 m3/s au cours de crues exceptionnelles les place comme le fleuve côtier le plus important entre le Rhône et l'Argens, et en fait une ressource indéniable pour la région marseillaise. En raison de leur intérêt économique et spéléologique, ces rivières souterraines font l'objet de nombreuses études et explorations spéléonautiques. D'autres venues d'eau souterraine existent le long du littoral urgonien, (Sugiton, Triperie…) mais les débits sont beaucoup plus faibles et les conduits inexplorés.

Les avens sont orientés suivant les directions principales des fractures (WSW-ENE et WNW-ESE ; Blanc et Monteau, 1988), mais à part quelques infiltrations lors des évènements pluvieux la plupart n'ont pas d'activité hydrologique visible. Certains atteignent des profondeurs relativement importantes, c'est le cas du Gouffre du Logisson (-107 m), de l'Aven des Marseillais (-173 m) ou du Gouffre de la Gorguette (-134 m). Cependant, suite à des éboulis infranchissables, aucun ne donne accès à des galeries sub-horizontales, ou à la zone « active ».

Plus d'une centaine de cavités sèches sont dénombrées dans le massif des Calanques. Presque toutes sont développées suivant le pendage des couches calcaires et correspondent à d'anciens drainages (Blanc et Monteau, 1983 ; Renault, 1967-1968, 1970). Toutefois, elles ne débouchent jamais sur de vastes réseaux de cavités et sont souvent colmatées par des remplissages anciens indurés (Blanc et Monteau, 1988).
Dans le massif sont présent de manière dispersée des amas de calcite ou remplissages argileux indurés, témoins de paléokarsts décapés par l'érosion, ou encore des avens éventrés par le recul des falaises. Dans les falaises calcaires, des traces de cheminées, avens et galeries présentent des

remplissages à éléments de l'Aptien et du Crétacé supérieur remaniés. C'est le cas à l'Essaïdon (Denizot, 1934), le plateau de la Fontasse (Villeneuve, communication personnelle), le vallon de l'Oule, le plan de l'Homme mort (Blanc *et al.,* 1967).

Les formes karstiques superficielles, poljés et dolines sont plus rares dans le secteur. On en trouve dans le vallon de Luminy, à la ferme du Logisson, à la maison forestière de la Gardiole et au camp militaire de Carpiagne.

Les explorations sous-marines au large des Calanques révèlent au SW, S et SE de Marseille un plateau continental interprété comme largement karstifié (Blanc *et al.* 1967, Collina-Girard, 1996). Des dépressions fermées de toutes tailles sont concentrées suivant des zones orientées qui suivent les directions structurales connues (Collina-Girard, 1996 ; et de nombreuses grottes immergées sont des exurgences fossiles des anciens drainages témoins des anciennes conditions climatiques et topographiques.

Le karst du massif de Siou-Blanc

Le massif de Siou-Blanc présente tous les caractères d'un karst de moyenne altitude (625-650 m) méditerranéen (Blanc, 2001b). Le plateau de Siou-Blanc présente une large diversité de modelés karstiques (Martel, 1928 ; Nicod, 1967). Il s'apparente à une vaste structure monoclinale située à la périphérie du bassin du Beausset. Les formations carbonatées karstifiables forment une série mésozoïque (Kimméridgien à Coniacien) discontinue qui se développe sur 550 à 950 m (Blanc, 1974). L'emplacement des réseaux souterrains et l'alignement de dolines est contraint par le canevas tectonique régional et la lithologie (Blanc et Monteau, 1997 ; Blanc, 2001). Le plateau de Siou-Blanc est bien connu des spéléologues. Plus de 300 cavités ont été recensées et 18 d'entre elles dépassent 100 m de profondeur. La plupart de ces cavités s'ouvrent dans les assises urgoniennes du massif, c'est le cas des gouffres du Cyclopibus (-369 m NGF) du Caveau (-341 m) ou du Sarcophage (-362 m NGF), qui viennent buter dans l'encaissant dolomitique jurassique. En dehors de ces grands gouffres, la plupart des avens buttent en profondeur sur les niveaux de calcaire argileux du Berriasien, qui peuvent former quelques bouchons locaux. D'autres grands réseaux s'ouvrent dans les calcaires à rudistes du Turonien, il s'agit des réseaux étagés du Maramoye (-127 m) et de la Tête de Cade, recoupé par les travaux souterrains du canal de Provence, mais inaccessibles depuis (Fig. A1). Des traçages réalisés en plusieurs points du massif (Courbon, 1975 ; Maurel, 1997) apportent des informations sur les directions du drainage et des écoulements souterrains de Siou-Blanc et de ses abords. Les principaux exutoires du massif sont la Foux de Ste Anne d'Evenos (Fig. A1), le Trou de la Bombe, le Labus, Le Maïre des Fontaines et Bonnefont pour l'ensemble des gorges d'Ollioules, l'ensemble des sources de la retenue de Dardennes, la Font du Thon, la Baume Obscure et la Font d'Ouvin.
L'épisode volcanique qui a eu lieu en périphérie du bassin du Beausset, entre le Rocher de L'Aigle et Ollioules a scellé des dépôts sous-basaltiques d'origine controversée piégés dans des poches karstiques (Cornet, 1966 ; Coulon, 1967 ; Nicod, 1992a). Pour Cornet, l'origine de ces dépôts est à rechercher du côté du massif cristallin méridional, tandis que Coulon les attribue à différents faciès de la Provence calcaire connus au Nord, au Turonien notamment pour les éléments quartzeux. Ces observations attestent d'une karstification sous couverture par crypto-corrosion (ou fantômisation ; Nicod, 1992a). De plus, certains karsts se trouvant traversés par des dykes, ou

contenant des remplissages détritiques à graviers de basaltes permettent d'établir une chronologie relative du fonctionnement du karst et du volcanisme.

Le karst de la Ste Baume

Le massif de la Ste Baume et les plateaux qui l'entourent forment le plus haut et le plus méridional des massifs montagneux de la Basse-Provence calcaire. Il s'allonge d'Est en Ouest sur une trentaine de km de long au Nord des côtes méditerranéennes, et culmine à 1148 m au Signal des Béguines et au Joug de l'Aigle.
Le modelé karstique est assez peu développé, et n'indique pas une érosion karstique très vigoureuse : les dolines et les avens sont assez rares dans toute l'étendue du massif, compte tenu du caractère argileux des calcaires (Repelin, 1922). Cependant quelques réseaux souterrains sont explorés par les spéléologues, comme le Gouffre du Petit St Cassien, ou encore la Castelette, réseau actif en amont de la source de l'Huveaune. D'autres résurgences importantes, la Foux de Nans, la Figuière à Tourves, la source de l'abbaye de Saint-Pons à Gémenos, la source des Orris à La Roquebrussanne, la source du Raby à Signes sont alimentées par une infiltration intense due à la pluviométrie du massif (900 à 1100 mm d'eau par an) et à l'absence d'écoulements superficiels. L'étude hydrogéologique du massif (Coulier, 1986) révèle une karstification inégale dans son évolution, définie en fonction de l'efficacité du drainage des systèmes, avec des sources correspondant à des systèmes peu karstifiés, et des aquifères de type fissurés (Saint-Pons, Nayes), des sources provenant de systèmes très karstifiés, à drainage rapide (Source des Encanaux), et des sources mixtes, avec un karst profond et mal drainé se vidangeant localement par un réseau évolué (Grande Foux de Nans). De plus, Coulier (1986) décrit une structuration verticale du karst de la Ste Baume, sur deux niveaux de drainage principaux : un niveau profond complexe hérité de phases de karstification anciennes et sans relation avec les structures tectoniques actuelles pourrait participer à l'alimentation des sources de Port-Miou et Bestouan, et un niveau supérieur aboutissant aux exutoires de bordure par l'intermédiaire de réseaux de drainage relativement bien développés.

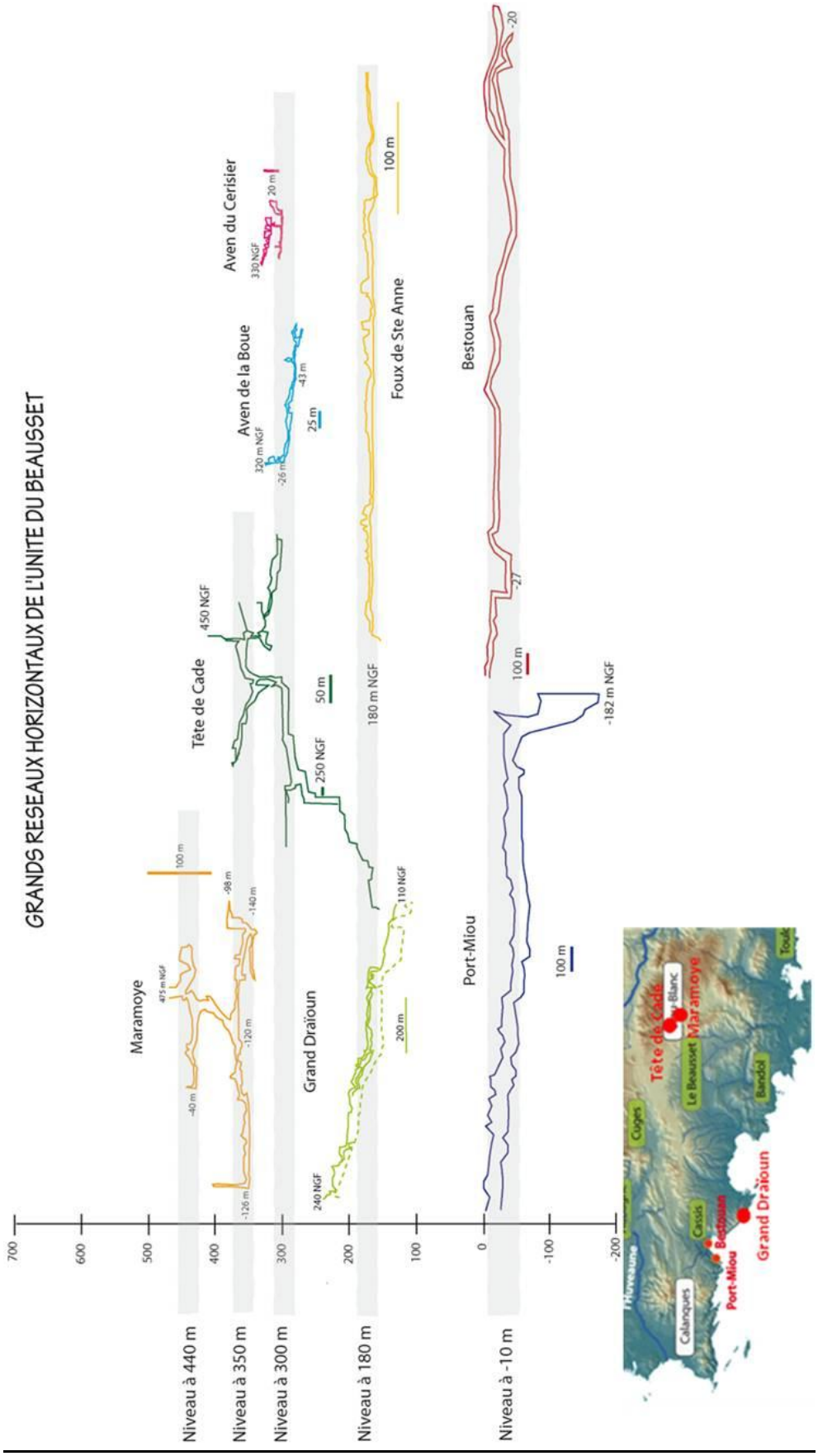


Figure A 1 : Les principaux réseaux horizontaux de l'unité du Beausset représentés en coupes et leurs niveaux d'altitude correspondants.

Annexe 2 : Evolution tectonique et morphologique de la Marge depuis l'Oligocène

Avant-propos :

Cette annexe est une synthèse des données bibliographiques existantes sur la géomorphologie, la karstification et la paléogéographie de la Basse-Provence calcaire.

Oligocène

A l'Oligocène, en Provence les paléodrainages semblent différents du réseau actuel, par exemple pour Nicod (1950), l'Huveaune tertiaire était un cours d'eau E-W drainant le fossé d'effondrement Chibron-Cuges-Coulin au flanc Sud de la Ste Baume.
Pour Cornet (1966), une phase d'érosion intense se met en place à la fin de l'Oligocène, avec une abrasion importante des reliefs de la Ste Baume au Verdon. La surface qui en résulte, appelée « surface d'abrasion S' » (Nicod, 1967; Blanc, 1992) recoupe et rabote la surface crétacée des bauxites et les chevauchements pyrénéo-provençaux (Tab. 3-2), tandis que la karstification, favorisée par des conditions climatiques favorables, utilise la fracturation N-S et recoupe les structures pyrénéennes.

Miocène

Le Miocène supérieur est soumis à la phase de compression alpine avec la formation de chevauchements à vergence Sud en Provence et une réactivation des chevauchements pyrénéens (Villéger, 1984 ; Combes, 1984 ; Ritz, 1991 ; Séranne, 1999). Dans le karst, cela se traduit par des ruptures de spéléothèmes et des déformations de galeries (Monteau, 1978 ; Blanc, 1992).
Le climat tropical persistant entraîne la formation d'une nouvelle surface d'abrasion, appelée « surface principale » (Cornet, 1966) ou « surface fondamentale S » (Nicod, 1967) en surface (poljés) et en sub-surface (grands réseaux horizontaux actuellement suspendus ; Blanc, 1997). C'est Lutaud qui en 1924 a mis en évidence les restes d'une ancienne surface d'érosion de la Provence maintenant disséquée. Cette surface est surtout développée en Provence calcaire mais on la retrouve également en Provence cristalline où elle forme des plans caractéristiques (Olivet *et al.,* 1971). Pour Mennessier (1967), cette surface s'est formée immédiatement après la phase Eocène. Pour Cornet (1966), elle date du Miocène. Glangeaud *et al.* (1965) ont émis l'hypothèse que cette surface se retrouvait sur le Banc du Méjean (vers 700 m de profondeur), tandis que Blanc et Degiovanni *et al.* (1992) la retrouvent effondrée en marches d'escaliers sur la marge continentale, jusqu'à -600m. Les lambeaux reconnus de cette surface traduisent partout une déformation postérieure, sa pente actuelle étant largement supérieure à sa pente originelle. Des sommets des Maures, elle passe à l'Ouest sous le Golfe du Lion, au Sud on la retrouve sur les îles du Levant et semble se poursuivre sous la mer. Dans la région de Toulon, elle est inclinée vers le sud alors qu'elle s'abaisse vers le nord au Miocène inférieur.
Cornet (1966) a montré que cette surface est fréquemment recouverte de dépôts fluviatiles à éléments cristallins qu'elle date du Vindobonien (Langhien à Tortonien), et indiquant un écoulement du réseau hydrographique du Sud vers le Nord, à partir d'un massif métamorphique situé au Sud dans le prolongement du massif de Sicié (Fig. A2).

Ce modèle implique une flexuration de la marge provençale vers le bassin à la fin du Miocène (Tab. 3-2). Cependant ces mouvements devaient être très progressifs et à grande longueur d'onde car les structures à terre n'en portent pas le témoignage (pas d'indices tectoniques majeurs, failles ou plis).
Des dépôts karstiques attribués à l'Helvétien marin dans le massif du Douard à 210 m d'altitude (Philip *et al.,* 1975) et Tortonien aux Pennes-Mirabeau entre 130 et 140 m d'altitude (Masse, 1971) feraient plutôt de cette surface une plate-forme d'abrasion sous-marine (Philip *et al.,* 1975). La région ferait alors partie d'un domaine d'extension de la mer miocène. Ce domaine marin est connu dans le golfe provençal (Depéret, 1892 ; Combaluzier, 1932 ; Demarcq *et al.,* 1984 ; Rubino *et al.,* 1990 ; Lesueur *et al.,* 1990 ; Besson 2005) mais pas sur la bordure méditerranéenne à l'Est de Marseille où l'essentiel des dépôts est érodé et où il est suggéré par Debrand-Passard et Courbouleix (1984).

En considérant le plus haut niveau eustatique à l'Hélvétien (+140 m, Haq *et al.,* 1987), et l'altitude des dépôts miocènes marins les plus élevés découverts dans la région (210 m, Philip *et al.,* 1975), on obtient une surrection minimale des massifs depuis l'Helvétien de 70 m au niveau du Douard. De la même façon, le plus haut niveau marin du Tortonien est estimé à +20 m (Haq *et al.,* 1987), ce qui donne une surrection minimale de 110 m aux Pennes-Mirabeau depuis le Tortonien. Ce rapide calcul peut s'étendre à l'ensemble des dépôts marins miocènes bien préservés au nord du bassin d'Aix (Ste Victoire, Trévaresse, St Paul lès Durance…). Les dépôts carbonatés du Tortonien marin reposent à environ 400 m d'altitude dans les massifs des Costes et de la Trévaresse. D'après la courbe eustatique, le niveau marin tortonien est à + 20 m d'altitude, ce qui donne une surrection de l'ordre de 380 m depuis le Tortonien dans cette zone.

Dans la région de la Nerthe cependant, les plus hautes altitudes actuelles des dépôts du Burdigalien moyen de la zone étudiée sont de l'ordre de 110 m à l'Est de Saint-Mitre-les-Remparts. Ces altitudes sont comparables avec la courbe eustatique de Haq *et al.* (1987) pour la même période. Les altitudes actuelles des dépôts burdigaliens moyen affleurants pourraient correspondre à une paléotopographie contemporaine de la formation de ces dépôts (Oudet, 2008). Le massif de la Nerthe n'aurait donc pas subit de mouvements verticaux depuis le Burdigalien. Il pourrait dans ce cas correspondre à une zone charnière lors d'un mouvement de bascule qui aurait exhaussé l'intérieur du pays et abaissé la zone littorale.
Au Messinien, la crise de salinité qui affecte l'ensemble des marges du pourtour méditerranéen semble avoir un impact limité dans le secteur d'étude. A terre, aucune incision messinienne n'a été répertoriée. Dans l'endokarst se développent de vastes réseaux profonds en relation avec l'abaissement extrême du niveau de base sur tout le pourtour méditerranéen et seul le réseau karstique de Port-Miou, reconnu jusqu'à la côte -223 m, bien en-dessous des variations eustatiques du Quaternaire, pourrait être hérité du Messinien. En mer, les canyons sous-marins de Planier et de Cassidaigne pourraient avoir été initiés à cette période.

Plio-Quaternaire

Au Pliocène, après la remise en eau du bassin méditerranéen, le tracé des côtes remonte le long des rias du Rhône et de la Durance, mais la transgression ne concerne pas la Basse-Provence calcaire (Fig. 3-27).

Au niveau tectonique, au Pliocène et au Quaternaire se produit en Basse-Provence la flexuration de la pente correspondant à la subsidence du domaine abyssal. Le relevé des cotes actuelles des vestiges du réseau hydrographique vindobonien (Cornet, 1966) montre un basculement total de la pente générale de la Provence de la Nerthe au Massif des Maures qui était drainée vers le Nord au Miocène moyen, en direction du Golfe durancien.

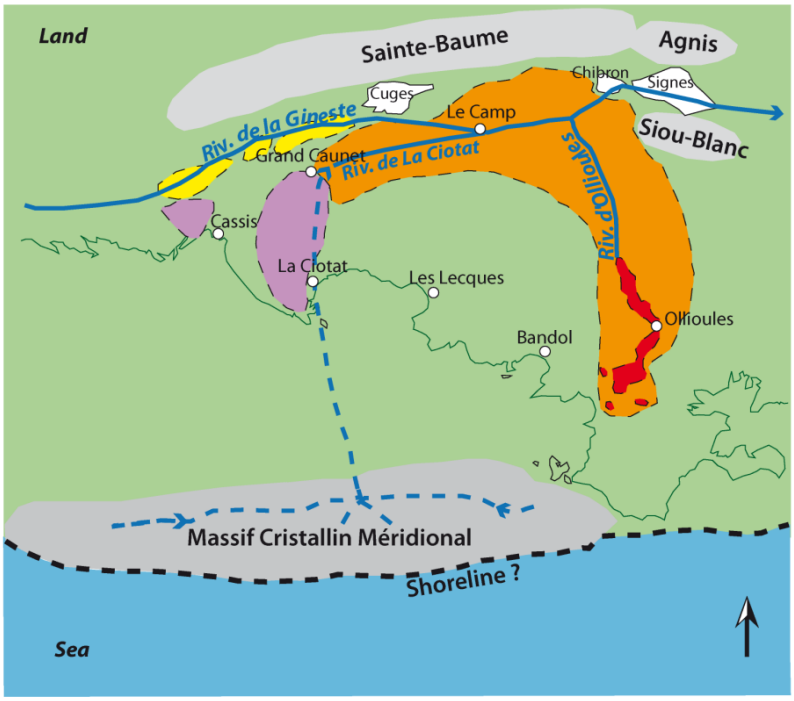
Dans la région d'Ollioules-Evenos, les coulées basaltiques qui fossilisent le paléo-réseau hydrographique montrent un différentiel d'altitude de 550 m entre la Pointe Nègre au Sud (0 m) et le Rocher de l'Aigle, une douzaine de kilomètres au Nord (550 m). Ces données mettent en évidence un plongement de l'ordre de 4% du Nord au Sud (Cornet, 1966). Néanmoins, cet argument est en partie réfuté par Coulon (1967) qui considère que les basaltes se sont mis en place sur une topographie déjà inversée par rapport au Miocène, et inclinée vers le Sud : les cailloutis sous-basaltiques témoignent pour cet auteur d'une origine non pas méridionale, mais de faciès calcaires et gréseux connus au Nord. Le basculement serait donc moindre à cette période.

Vers l'Ouest, au niveau de l'ancien cours d'eau de la Gineste, du Mussuguet à Roquefort-la-Bédoule (Fig. A2), les mouvements plio-quaternaires ont inversé la pente de la vallée, qui montre à présent un fléchissement vers l'Ouest. Un autre exemple marquant de l'affaissement de la marge provençale, le massif cristallin méridional, qui depuis le Turonien (Floquet et Hennuy, 2001) alimentait les cours d'eau provençaux et qui a totalement disparu par subsidence au sud de La Ciotat.

Ce fait est attesté par les profils sismiques continus et calibrés par des prélèvements de roches sur le substratum marin actuel. Sous le plateau des Blauquières, Ducrot (1967) a mis en évidence par sismique réfraction la prolongation probable des formations métamorphiques de Sicié, masquées par une centaine de mètres de plio-quaternaire. Dans le canyon de la Cassidaigne, Bourcart *et al.* (1958) ont dragué, entre 100 et 300 m, des schistes et quartz filoniens analogues à ceux du cap Sicié. Froget (1974) a confirmé ces résultats par d'autres dragages.

Un autre indice de l'affaissement de la Basse-Provence vers le Sud passe par l'observation de la pente moyenne des canyons sous-marins. Du canyon de Port-Cros à celui d'Arles, la déclivité passe de 14.15° à 2.25°. Pour Cornet, (1966), ces pentes sont trop élevées pour être en cohérence avec leur origine fluviatile, il faut donc admettre que leur profil s'est incliné, vers le Sud et vers l'Ouest, conformément aux mouvements sur le continent.

De plus, l'étude des travertins quaternaires du Bassin de Marseille par Bonifay (1962), montre un fléchissement et une rupture de la dalle travertineuse vers le front de la mer, mettant là encore en évidence un effondrement de la partie actuellement immergée du bassin de Marseille vers l'Ouest, avec un décalage vertical de l'ordre de 200 m au moins (Tab. 3-2).



Surface principale (360 m à 430 m)

Plan de Roquefort la Bédoule (330 m à 400 m)

Surface d'arasion d'Ollioules (240 m à 530 m)

Surfaces applanies de la Fontasse (160 m à 200 m) et La Ciotat (150 m à 350 m)

Massifs

Poljes

Figure A 2 : Paléogéographie vindobonienne *sensu* Cornet (1966). Pour cet auteur, les surfaces seraient aplanies par des cours d'eau.

Annexe 3 : Résumé étendu présenté à la conférence I-Dust – Apt 2010

SEISMIC IMAGING OF THE PROVENCE CONTINENTAL PLATE: OUTCROP-to-MARINE GEOPHYSICS

Aurélie Tassy, François Fournier, Jean Borgomano, Bruno Arfib, Arnaud Fournillon

Université de Provence, Laboratoire de Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés EA 4234

Case 67 - 3 Place Victor Hugo, 13331 MARSEILLE cedex 3 - France

Tel : 00 33 4 91 10 67 62, Fax: 00 33 4 9110 85 23, E-mail: auretassy@gmail.com

Keywords: *seismic imaging, outcrop analog, offshore-onshore link, Provence*

ABSTRACT

This study provides a complete investigation of a key structural domain of the Provence continental plate situated between Gulf of Lion and Ligure continental margins. We can recognize the onshore structures in the offshore seismic, realize the continental plate cartography and attempt to reconstruct the evolution of the Cassidaigne submarine canyon since the Messinian salinity crisis.

INTRODUCTION

Though the Provence area has been intensely described by geologists since the end of the 19th century, few studies have focused on the offshore geology, especially the prolongation of the onshore structures [2], [3], [4]. To improve our knowledge of this key structural domain, situated between the Gulf of Lion and Ligure continental margins, it is critical to integrate data from onshore geology and offshore seismic.

DATA AND METHOD

One of the major assets of this study has been the acquisition since 2007 of high resolution offshore seismic lines (MAST5913 and CASSEIS campaigns, “miniGI” and “sparker”; Fig.1, 2, 3) and coring. We also integrated a large amount of published geological and geophysical data collected in the area [2], [4].

PREVIOUS WORK

Few studies focused on this key sector of the continental plate between Marseilles and Toulon. Pioneer works based on offshore seismics [4] described a folded and eroded NE-SW structure in the Planier area, West of Cassidaigne. By integrating cores data in the sector, Froget suggests a Paleogene age for the upper strata of the folds [3]. A metamorphic unit was described in the “Banc des Blauquières” area [2], East of Cassidaigne, in connection to the onshore Sicié cape. This author also interpreted to the North a NE-SW graben with Oligocene infillings.

RESULTS

In this study, we provide a more complete investigation of the domain by calibrating the offshore seismic images with the coastal outcrop structures. Eight types of seismo-facies

have been qualitatively interpreted on the basis of stratigraphic and structural characteristics, heterogeneities of the formations and rock properties:

1. The base of Plio-Quaternary reflectors is erosive (Fig.3). The depositional sequence shows a submarine canyon-fill facies with oblique clinoforms prograding to the West [1].
2. The Urgonian formation is characterized by stratigraphic continuity, massive structure highly fractured and karstified. In the seismic profiles, the facies is chaotic, with no evidence of sedimentary strata, but a large heterogeneity due to the karstic and fractured facies (Fig.1 and 2).
3. The Aptian is a marly formation at the outcrop. The seismic profile shows parallel reflectors in conformity above and below, corresponding to the sedimentary strata (Fig.1 and 2).
4. Cenomanian formation presents at the outcrop an alternation of marls and limestones above the Aptian. The seismo-facies is alternatively chaotic and layered, with an angular unconformity at its base (Fig.2).
5. Turonian-Coniacian formations are conformably overlying the Cenomanian. The outcrop reveals strong lateral variation of rock types, from breccias to sandstones. Seismo-facies presents also a lateral variation with layered reflectors in concordance with the base, and more chaotic and discontinuous reflectors above.
6. The thrusted slices of the Bandol unit are showing a North-vergence structure in seismic with high amplitude reflectors limited by faults.
7. The detrital formation of the Permian is chaotic in seismo-facies and in continuity with its onshore unit.
8. The metamorphic unit is chaotic in seismic and its upper boundary is incised by the Messinian unconformity (Fig. 3).

Interpretation of seismo-facies combined with core data allows us to complete the continental plate cartography. We also give evidences of the Cassidaigne palaeo-canyon which was different during the Messinian than the current canyon (Fig. 4). The palaeo-canyon is draped by the Plio-Quaternary prograding sequence and is E-W in direction. To the West, palaeo and current canyon are connected and are NE-SW in direction, with no more fillings.

CONCLUSION

The seismic imaging of the Provence continental plate and the integration between outcrop knowledge and seismo-facies allows a better understanding of this key structural domain. During the Messinian Salinity Crisis, the Canyon of Cassidaigne had an E-W direction in its upper part, and then a N-S direction in concordance with the current canyon. Direction of progradations in canyon filling evidences a flow from East to West during the Pliocene. Such results imply new considerations not only for the tectonic and stratigraphic framework but also for the geodynamic and hydrographic evolution of the transitional area between the Rhone margin of Gulf of Lion and the Ligure margin.

ACKNOWLEDGEMENTS

Authors are very grateful for the BRGM, ActionMarge and KarstEAU project funded by the “Agence de l’eau Rhône-Mediterranée-Corse”, the “Conseil Général du Var”, the “Conseil Général des Bouches-du-Rhône” and the “Région PACA”.

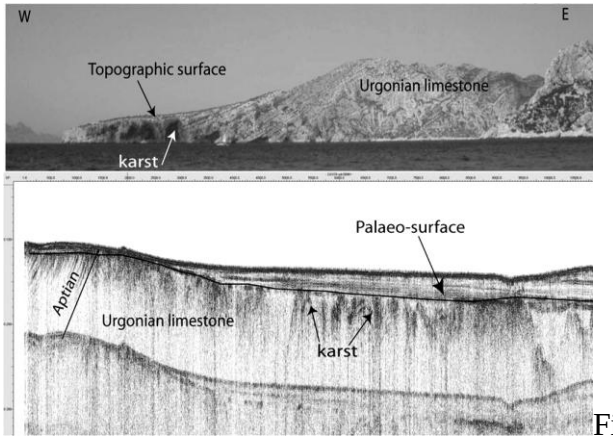


Figure 1: W-E sparker line across the offshore karstified Urgonian formation (bottom) and cape of Morgiou outcrop photography (top) showing the same morphology and structure.

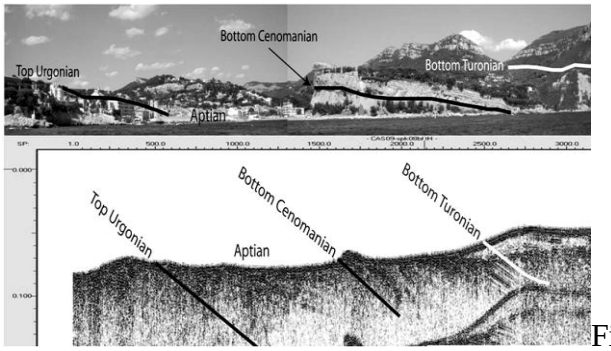


Figure 2: W-E sparker profile along the Cassis bay (bottom) and Cretaceous outcrops forming the Cassis shoreline.

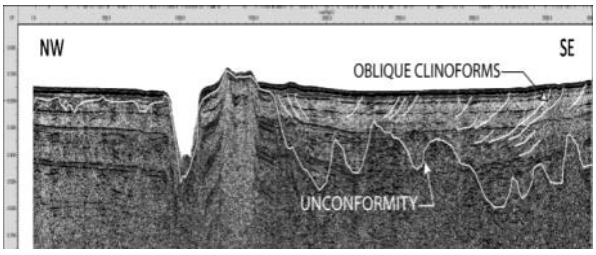


Figure 3: Progradation of a slope system filling the Messinian erosion.

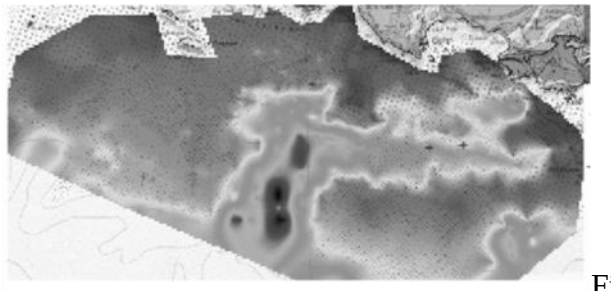


Figure 4: Map of the Messinian incision. The palaeo-canyon of Cassidaigne shows two perpendicular directions.

REFERENCES

[1] Brown L.F. Jr and Fisher W.L. AAPG Continuing Education Course Note Series #16. University of Texas, Austin, 181p. (1979).

[2] Ducrot J., Thèse de doctorat Géologie, option Géophysique marine, Univ. Bordeaux, 168p (1971).

[3] Froget C., Thèse de doctorat, Univ. Aix-Marseille. 219p. (1974).

[4] Leenhardt O., Pierrot S., Rebuffati A., Sabatier H., Revue de l'Institut Français du Pétrole, XXIV, 11, p. 1261-1287. (1969).

Annexe 4 : Poster (3 p) présenté à l'AAPG Annual Convention & Exhibition – Long Beach 2012

AAPG Long Beach 2012

A. Tassy, F. Fournier, J. Borgomano, B. Arfib, P. Munch, I. Thinon, M. Rabineau

Benefits of new offshore seismics on the understanding of a Western Mediterranean continental shelf geodynamics and eustatic controls during the Neogene (Provence Margin, SE France)

tassy@cerege.fr

Purpose

(1) the definition of the seismo-stratigraphic framework of the offshore Provence margin and comparison with the onshore geology, (2) the 3D characterization of the geomorphology of Messinian submarine canyons and of the Plio-Quaternary depositional architecture, (3) the reconstruction of the Messinian karstic and surficial drainage network from onshore to offshore Provence, and (4) the restoration of paleo-topographic gradients using geomorphologic and sedimentologic sealevel markers.

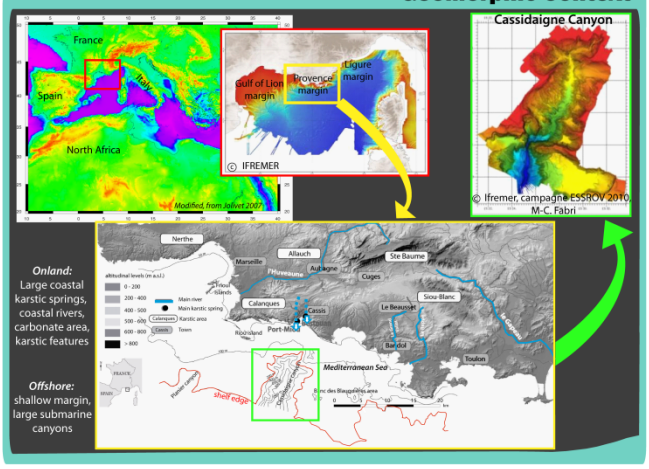
Abstract

Outcrops in Provence have been exhaustively studied, however few studies focused on the marine geology, and the possible offshore continuity of onshore structures. It is a complex geological domain situated between the Alpine arc and the continental margin of the Liguro-Provençal back-arc basin which was also influenced by the high amplitude Neogene eustatic changes, especially during the Messinian Salinity Crisis (MSC). To improve our knowledge on this key domain within the context of the charaterisation of coastal karst systems, it is critical to integrate data from onshore geology and offshore seismics. A major asset of this study has been the aquisition since 2007 of high resolution seismic lines and shallow coring. Given the lack of offshore wells in this area, the seismic lines have been mainly interpreted on the basis of stratigraphical and structural comparisons to the near-by outcrops (qualitative seismic inversion) and locally with the support of shallow coring. A variety of seismo-units have been interpreted in terms of stratigraphic and structural characteristics, sedimentary and diagenetic heterogeneities on the formations, and rock properties measured on outcrop samples. We propose a new geological map of the offshore Provence Continental Margin and a completed depth-map of the Messinian Erosionnal Surface (MES). Such results imply new considerations for the tectonic, stratigraphic and hydrographic framework of the Provence area.

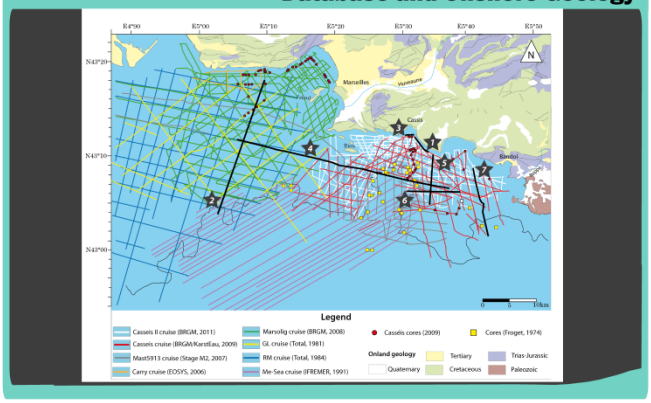
Main geological onshore structures prolonge towards the continental shelf. Cassidaigne Canyon deeply incises the Provence Margin. Its development is strongly influenced by lithological and structural controls. The western head of the canyon develops into the soft Aptian marls, displaying a bad-land erosive structure. During the MSC, an other canyon ("Bandol Canyon") was connected to theCassidaigne Canyon eastern head. Bandol Canyon incises the shelf at the limit between Hercynian basement and Mesozoic slice thrusts. During the Pliocene, it was totally filled with marine sedimentation, contrary to Cassidaigne, wich is deeper and only partially filled by the Pliocene turbiditic deposits coming from the Bandol Canyon. The depth-converted map of the MES evidences a 500 m Messinian incision in Bandol Canyon, which is not visible on a bathymetric map, and seems connected with coastal rivers onshore. It also evidences the absence of incision of the Huveaune River offshore Marseilles. We propose a land to sea Messinian hydrographic network, both on surface and deep phreatic karst inherited from the MSC.

We integrate the present-day bathymetry and altimetry and the MES in a 3D onshore-offshore surfacic model. Successive sea-level changes of the Mediterranean since the Burdigalian period are modeled and compared to the altitudes of sedimentary deposits and marine erosionnal surfaces onland. This method evidences anomalies between altitude of Tertiary deposits and corresponding sea-level, relative to the actual topography and structures. This implies significant vertical movements of the Provence Margin during the Plio-Quaternary. The causes of these tectonic movements are probably gravity alpine tectonics, isostatic rebound after the MSC, or subduction and slab detachement under the Corsica and Sardinia.

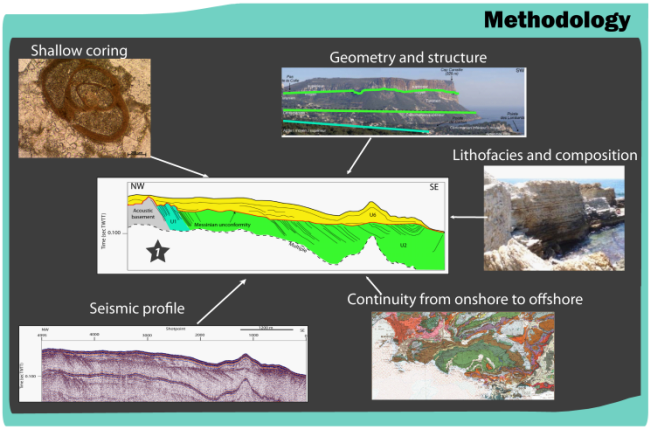
Geomorphic Context



Database and Onshore Geology



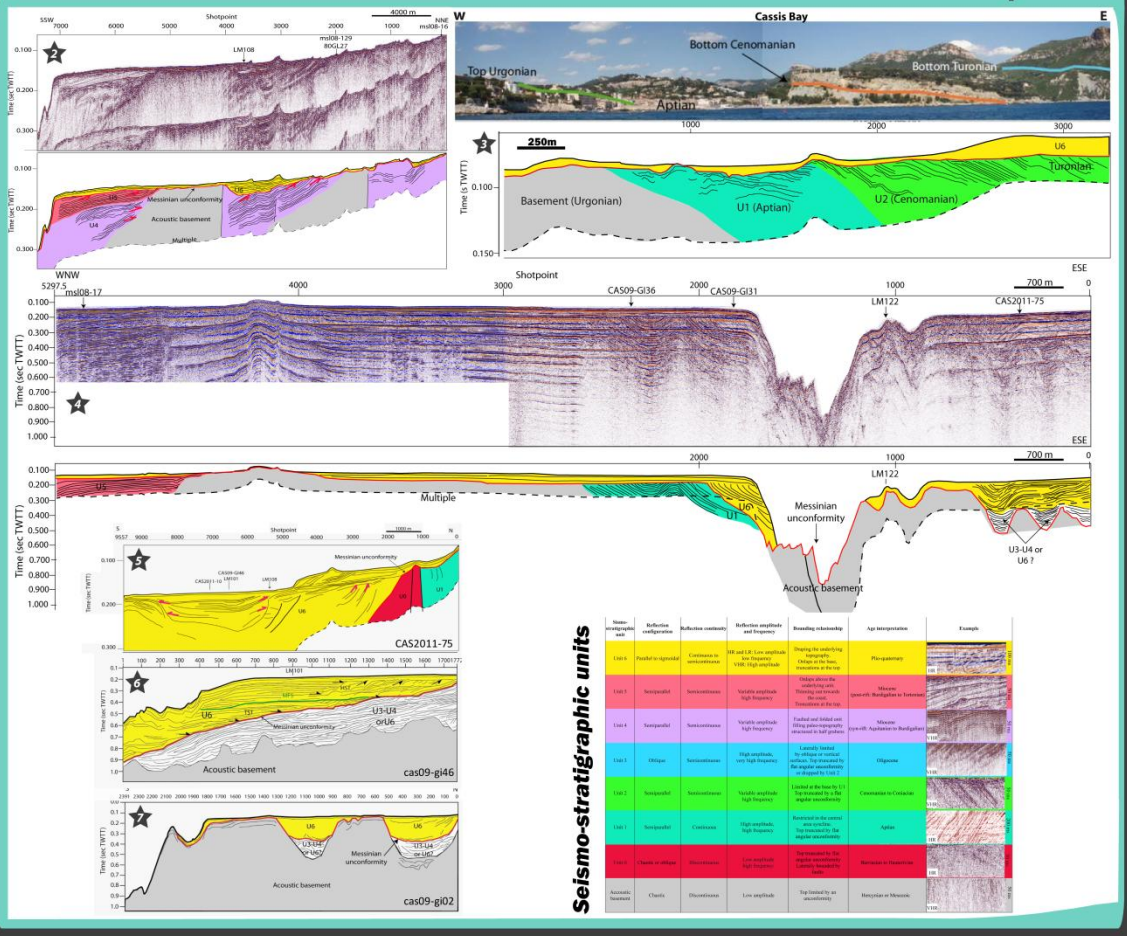
Methodology



AAPG Long Beach 2012

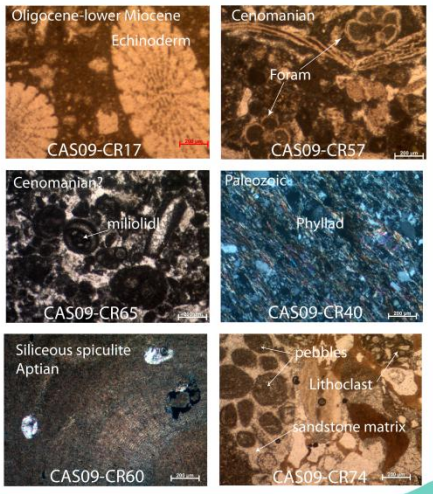
Seismic Stratigraphy of the Provence Continental Shelf

Seismic interpretation

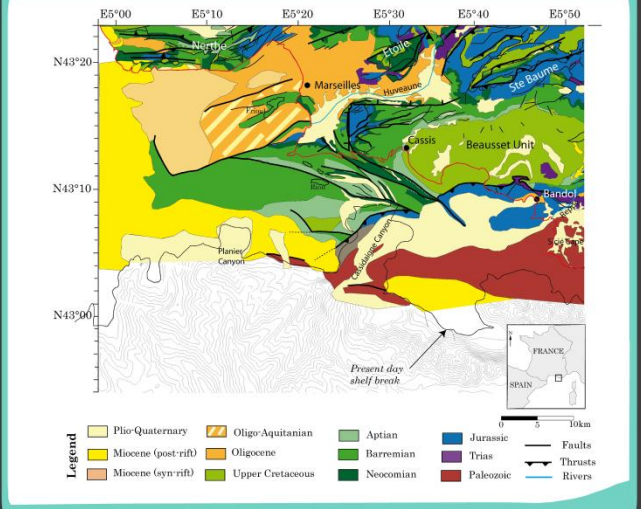


Seismo-stratigraphic units

Core data



Onshore-Offshore geological map



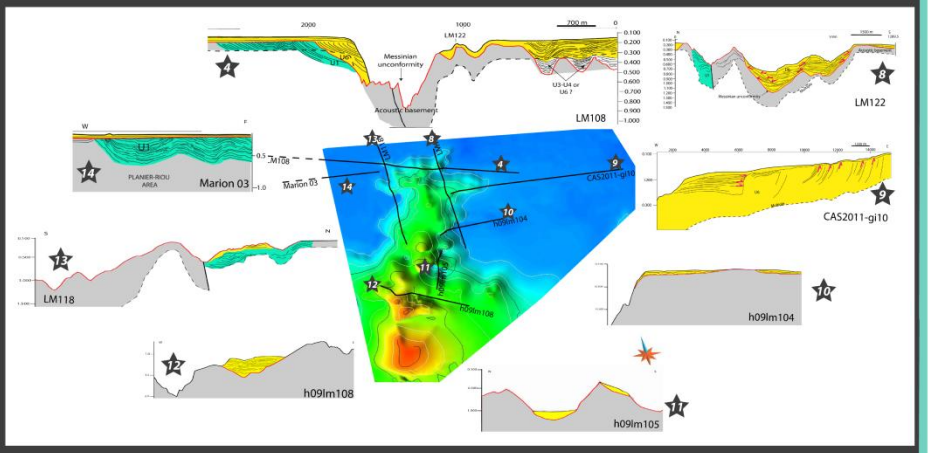
2

AAPG Long Beach 2012

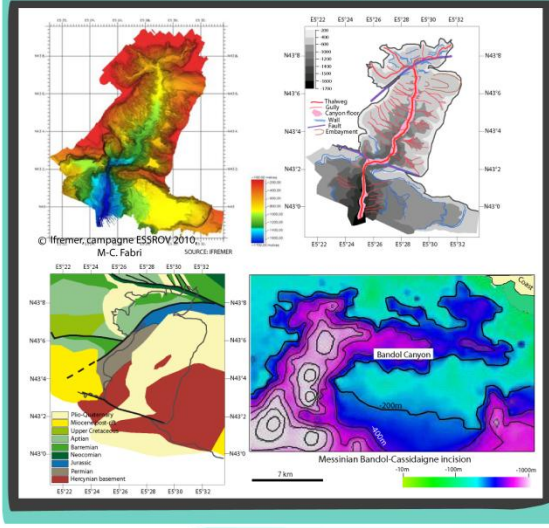
Seismic Geomorphology of Messinian Submarine Canyons

Focus on Cassidaigne Canyon

Cassidaigne Canyon development is strongly influenced by lithological and structural controls. The western head of the canyon develops into the soft Aptian marls, displaying a bad-land erosive structure. The eastern side is connected to a buried valley inherited from the MSC, and called "Bandol Canyon". Bandol Canyon incises the shelf at the limit between Hercynian basement and Mesozoic slice thrusts. During the Pliocene, it was totally filled with 400 to 600 m of progradant to aggradant marine sedimentation. Cassidaigne, which is deeper and still erosive downstream, is only partially filled by turbiditic deposits coming from the Bandol Canyon.

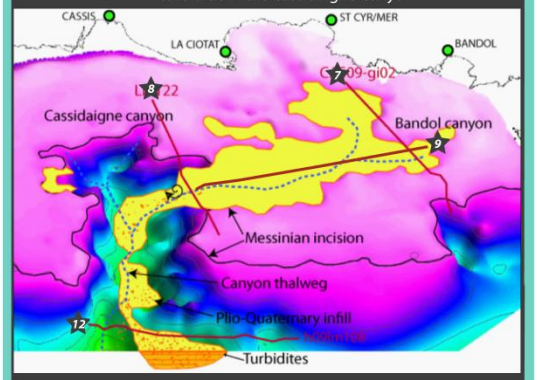


Morphology, Geology, Messinian Incision



Pliocene-Quaternary Canyon fill

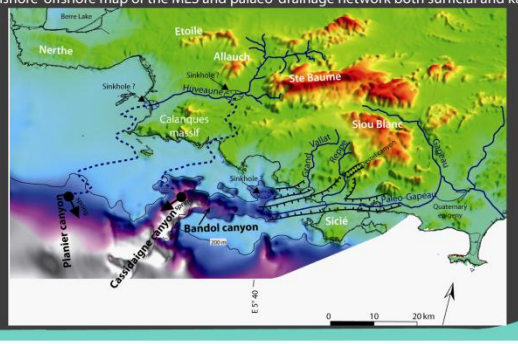
Prograding-agrading system in the Bandol Canyon
vs
turbiditic in the Cassidaigne Canyon



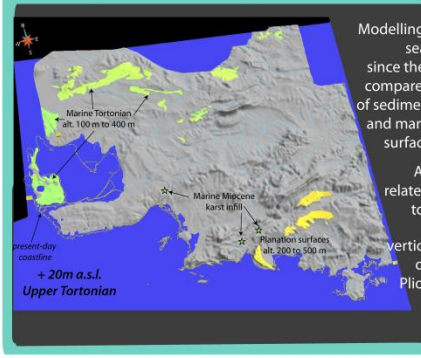
The same Plio-Quaternary sediments thickness is observed within the two canyons (0.5s TWTT; ☆ & ☆). Bandol Canyon is totally filled in contrast to Cassidaigne Canyon, which is deeper, and erosive downstream (☆).

Messinian hydrographic network?

Onshore-offshore map of the MES and palaeo-drainage network both surficial and karstic



Uplifted Tertiary marine transgressions



Modelling of successive sea-levels since the Burdigalian compared to altitudes of sedimentary deposits and marine planation surfaces onland.

↓

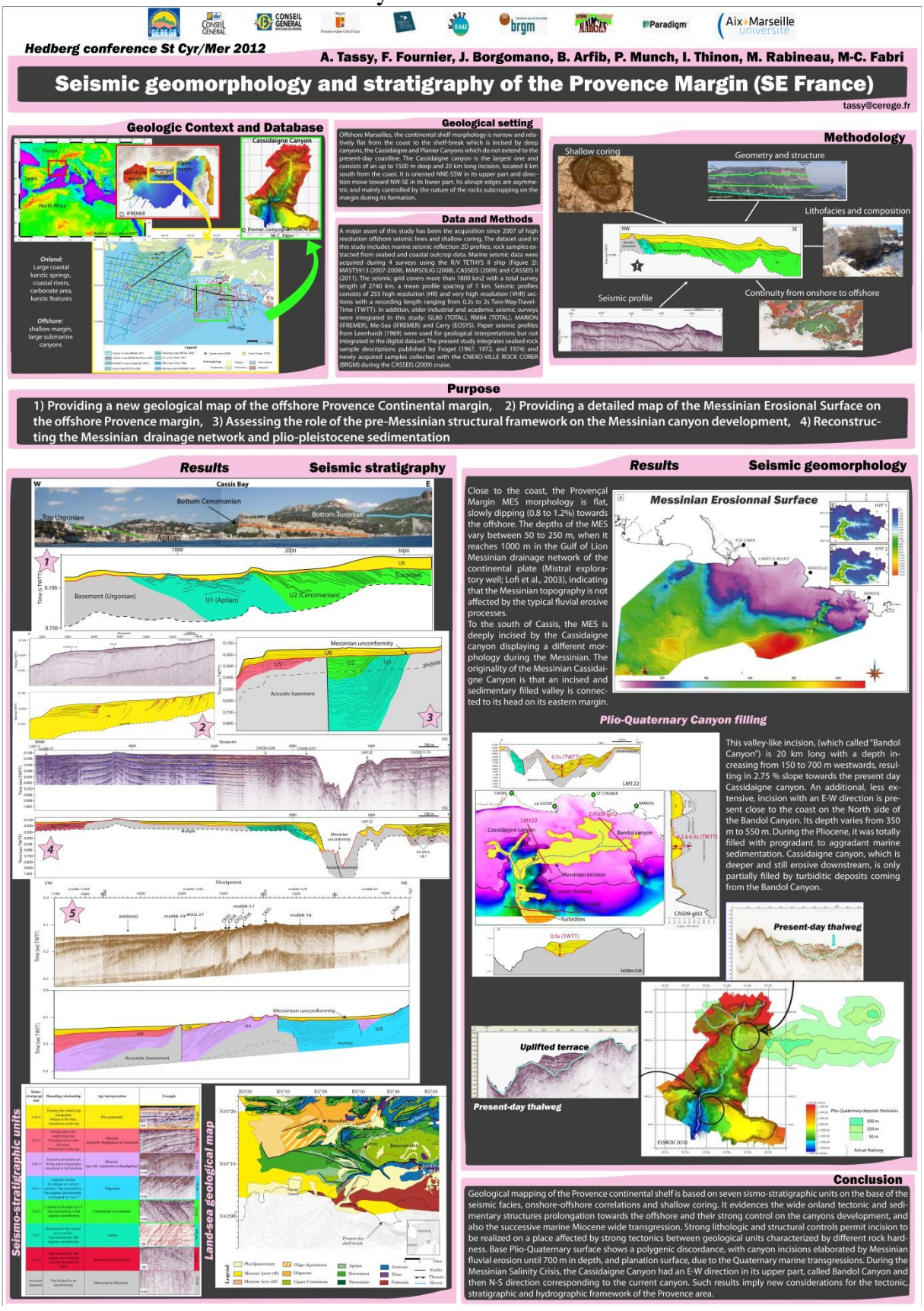
Anomalies related to the actual topography

↓

vertical movements during the Plio-Quaternary

3

Annexe 5 : Poster présenté à l'AAPG Hedberg Research Conference – Saint-Cyr-Sur-Mer 2012



Annexe 6 : Article sur mes travaux de Master (*Geomorphology, sous presse*)

Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karsts during the Messinian and the Pliocene: example of Ardèche Valley, Southern France.

Aurélie Tassy(1) (2)*, Ludovic Mocochain(1) (3), Olivier Bellier(1), Régis Braucher(1), Jérôme Gattacceca(1), Didier Bourlès(1)

(1) Aix-Marseille Université, CNRS, CEREGE UM34, 13545 Aix en Provence, France
(2) Aix-Marseille Université, CNRS, CEREGE UM34 Centre St Charles, Case 67,
3 Place Victor HUGO, 13331 MARSEILLE Cedex 3, France
Tel : +33-(0)4-13-55-12-61, Fax: +33-(0)4-91-10-85-23, E-mail : tassy@cerege.fr
(3) UPMC Univ. Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France
*corresponding author

Keywords: speleogenesis, Messinian salinity crisis, Late Cenozoic geodynamics, cosmogenic nuclide burial dating, magnetostratigraphy, Ardèche SE France

Abstract

The Ardèche River entrenches a deep canyon in the Saint Remèze plateau from Vallon-Pont-d'Arc to its confluence with the Rhône. This plateau is part of the Ardèche Cretaceous limestone plateau located at the edge of the Mid Rhône valley. It is characterized by dense multi-level cave systems, such as Saint-Marcel Cave (50 km of mapped passages) and Chauvet Cave, famous for its paleolithic paintings. Until now, and despite the absence of absolute dating, the Saint Remèze cave levels stepping has been interpreted as the result of the Messinian salinity crisis based on geomorphologic studies. To clarify this interpretation, fluvial sediments of cave systems have been absolutely dated, while cave sediments have been demonstrated to be ideal to apply the burial dating method based on the different radioactive decay rates of the in situ-produced cosmogenic nuclides 10Be and 26Al. Combined with magnetostratigraphy and constrained by the Lower Ardèche base level curve, this contribution provides an absolute dating for each cave level. The obtained results are consistent with the stepping per ascensum model of both surface landforms and caves for the Messinian-Pliocene eustatic cycle. Finally, this study provides evidence for a rise of the Ardèche river level to 40 m above the Pliocene abandonment surface. The second active period of the Chauvet Cave is evidenced, between 2.96 and 2.18 Ma (cave filling). An absolute dating for the Pliocene abandonment surface between 1.94 and 1.77 Ma is also obtained that brings new understandings to the geodynamic evolution of the area.

1. Introduction

The plateau of Saint-Remèze is a Mesozoic limestone block that flanks the Rhône Valley in the Ardèche river region, in Southern France (Fig. 1). This limestone unit is intensely karstified and is characterized by frequent and large horizontal conduits extending over several kilometers. These horizontal cave systems are apparently (Mocochain et al., 2009, 2011) connected to past base level positions of the Ardèche River and consequently can have the same geomorphologic meaning as fluvial terraces. The position of these horizontal levels is not controlled by the geological structure and only depends on the evolution of the elevation of the Rhône and Ardèche base level (Guérin, 1973; Belleville, 1985). Most of the previous authors argue that the successive cave levels were correlated to a gradual base level lowering following the Ardèche canyon entrenchment, either during the Miocene or during the Quaternary (Debard, 1997; Seranne et al., 2002; Delannoy et al.; 2001a-b, 2004). This interpretation was based on dogmatic application of the per-descensum concept (Palmer, 1987), without solid arguments except the undated overall karst architecture. On the contrary, our studies based on the correlation between stratigraphic markers at the surface and cave levels provide evidences of a per ascensum cave genesis mainly induced by the base level rising, according to Pliocene filling of the Messinian canyon (Mocochain, 2006a-b-c, 2007, Mocochain et al., 2009). This paper proposes to support or challenge the stepping per ascensum model (Mocochain, 2006a-b-c, 2007, Mocochain et al., 2009) by a new integrative dating method of base level evolution. Cave sediments study reveals that each cave level harbors fluvial sediments injected during the active period of the cave. According to the petrography of the cave sediments originating from allogenic fluvial material (claystones, sands, sandstones, and conglomerates), two dating methods are available:

cosmogenic burial dating on the coarse materiel (sand-pebble) and paleomagnetism on the claystone. In addition to these measurements, geomorphic observations on surface landforms and caves will reduce error bars uncertainties associated with cosmonuclide dating. This paper presents the results of these dating and provides an absolute chronology of the main speleogenesis stages of Saint-Remèze plateau, which are closely correlated to the evolution of the base level position and to the regional geodynamic history, within the frame of the Massif Central recent dynamic topography (Guillou-Frottier et al., 2007; Boschi et al., 2010; Billi et al., 2011).

2. Geomorphic and geological frame

Ardèche River is tributary of Rhône River, which directly flows into the Mediterranean (fig.1). The upper catchment of the Ardèche is located in the Cevennes Mountain, mainly built of Paleozoic crystalline and metamorphic rocks. The lowest part of the Ardèche flows across a 29 km long and 300 m deep canyon that cut through the Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover. The Saint-Remèze plateau extends in the Urgonian Formation (Barremian to Aptian) made of 800 m thick massive limestone with thin marly intervals (Cotillon *et al.*, 1979). A major NE-trending fault system, the Cévennes fault system, cuts this carbonated plateau. The Cévennes fault was emplaced during a late Hercynian event and reactivated during the Mesozoic and Cenozoic tectonic phases (e.g., Bellier and Vergely 1987; and references herewith). The karst landscape displays several levels of planation surfaces up to the altitude of 400 m, whereas Rhône valley altitude is at the elevation of about 50 m.

During the last 6 Ma, the Rhône and Ardèche talwegs entrenched as deep canyons in response to the Messinian Salinity Crisis (MSC; Clauzon, 1973; Clauzon, 1982; Audra *et al.*, 2004; Mocochain et al., 2009). During and after the Pliocene transgression, sedimentary deposits filled in these canyons (Clauzon, 1982; Mocochain *et al.*, 2009). This geodynamic cycle is recorded by the four benchmark levels in relation with the MSC (Fig. 2; Clauzon, 1996):

- the Pre-evaporitic abandonment surface indicating the level of the graded rivers before the MSC,
- the Messinian erosion surface whose position at the bottom of the deep canyons defines the position of the base level at the end of the MSC, just before the Pliocene flooding of the Mediterranean Sea,
- the Marine / Continental transition, records the sea-level position inside the "rias" (i.e. "flooded canyons") during the progradation of the deltas,
- and the Pliocene abandonment surface recording the position of the graded rivers after the complete infilling of the canyons at the end of Pliocene.

The elevation of these Messinian and Pliocene bench-marks and of the Ardèche Pleistocene terraces allows reconstructing the regional base level curve during the last 6 Ma (fig. 2). This curve defines the preliminary chronological framework for the study of cave levels in the Ardèche.

3. Cave development and landscape evolution

Cave development results from dissolution of carbonate rock along paths of largest groundwater discharge. Phreatic developments are emplaced at or below the water table and typically consist of tubes with rounded cross section. Where no impervious aquiclude is present, formation of horizontal cave levels can be correlated to the water table position (Granger *et al.*, 2001; Anthony & Granger 2004; Häuselmann *et al.*, 2007; Audra & Palmer, 2011). In this context, the cave levels are generally correlated to the successive phases of valleys entrenchment.

Extended cave systems develop along Ardèche Canyon, including the 56 km long Saint-Marcel Cave. These horizontal caves cut across the anticline structure of the plateau (Guérin, 1973; Belleville, 1985) and are preferentially developed at the edge of the Ardèche canyon. Actually, we show they correspond to large underground shortcuts of the Ardèche River meanders (Mocochain *et al.*, 2009). Caves are distributed as horizontal levels (located at relative elevation at +100, +120, +180, and +300 m) and record successive stages of speleogenesis associated to the evolution of Ardèche valley (fig 3). These cave levels are associated with erosional surfaces situated in the landscape at 200 m and 360 asl. Moreover, extensive deep phreatic cave systems have been explored by scuba diving, 60 m below the Ardèche base level and 200 m below the Rhône Valley in Vauclusian springs. Some of these phreatic caves contain flowstones at depth, evidencing a previous vadose phase extending much deeper below the present base level before their flooding. We also demonstrated that the development of cave levels occurred during the Pliocene infilling of the rias, defining a *per-ascensum* genesis (fig. 2, stage 3 and 4) (Mocochain *et al.*, 2006b, 2009).

The underground rivers, acting as surface meanders shortcuts, injected inside caves abundant allogenic sediments, which are now buried and preserved from the erosion processes (fig 3).

4. Cave dating methodology

Burial ages presented in this study date the time when the sediments became trapped into the caves, not the age of the caves, which could be older. The timing of caves formation in the limestone is not provided directly by the

dating; therefore burial ages date the passage of the palaeoriver into the cave network. Sometimes, the cave network was been reused after its formation by the palaeoriver and the sediments sampled testify of this reuse. Underground observation of deposits cuts and of galleries features will determine the relative chronology of the sequence of events (Mocochain et *al.*, 2006c).
The presented age estimates of the cave sediments are based on the combination of geomorphic characteristics with two analytical methods, the cosmogenic burial dating and the magnetostratigraphy. The protocol includes three steps from sample analysis to age determination (fig 4). The first step consists in computing the absolute age of the sediment burial in the cave exploiting different decay rates of in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al cosmogenic nuclides (Granger *et al.*, 1997). Since rather large uncertainties may be associated to this absolute dating, in a second step the magnetic polarity of the samples is matched to the paleomagnetic time scale. This allows restraining the interval of the possible ages within that deduced from the burial dating method. Because initial burial dating uncertainties may encompass several magnetic polarity reversals, it is nevertheless necessary to introduce an additional constraint to further reduce the final uncertainty. This third step is based on published (Mocochain, 2006c; Mocochain *et al.*, 2009) and new geomorphologic observations on both surface landforms and caves, and confronts the cave elevation to the base level evolution of the Ardèche River. When possible, we also include biostratigraphy in this third step.

4.1 Cosmogenic burial dating

A method allowing to date the burial of sediments under a thickness of material large enough to shield them from cosmic ray radiations has been developed on the basis of different decay rates of in situ-produced ^{26}Al and ^{10}Be cosmogenic nuclides (Granger and Muzikar 2001). These cosmogenic radionuclides are produced in quartz minerals in the uppermost few meters of the Earth's surface by nuclear reaction induced by cosmic rays particles (Lal and Peters, 1967; Gosse and Philips, 2001). In principle, near-surface sediment accumulates a large spectrum of various cosmogenic nuclides with known production ratios prior to exhumation, erosion and transport through river systems. Rapid burial of the sediments at a sufficient depth in order to protect them from the cosmic ray flux then inhibits further cosmogenic production (Granger, 2006). The measured ^{26}Al/^{10}Be ratio in sediment may be used to determine burial ages from ~0.3 to 5.5 Ma (Granger and Muzikar 2001; Anthony and Granger, 2004). Usually, burial dating can provide absolute ages for coarse sediments without relying on correlation with alternative methodologies (e.g., Granger and Muzikar 2001).

4.2 Sediment paleomagnetism

Paleomagnetism is a well established method to estimate the age of geological events within sedimentary sequences (Bosak *et al.*, 2003). Assuming continuous sedimentation, paleomagnetism has been used to date caves back to several million years (Bosak *et al.*, 2003; Luiszer, 1994; Audra and Rochette, 1993). Although not an absolute dating method, paleomagnetism can provide age estimates when magnetic reversals are identified in a continuous stratigraphic sequence and reliably correlated with the global record. If sedimentary record is not continuous, some reversals may not be recorded, leading to ambiguous identification of chrons (Stock *et al.*, 2005). In this case however, paleomagnetic polarity coupled with an absolute dating measured on the same stratigraphic unit can reduce uncertainties on this absolute dating and provide a new radiological constraint.

5. Sampling, analytical method and results

5.1. Cosmogenic burial dating

Thirteen samples of deeply buried sediments were collected from nine caves for burial dating (fig. 3). These samples correspond to quartzitic sands (1 - 5 mm size). Samples were dried, crushed, and sieved to 0.25-1 mm. The purified quartz obtained from each sample by selective chemical dissolution (Kolh and Nishiizumi, 1992) were then decontaminated from their atmospheric component through sequential dissolutions (Brown *et al.*, 1991). The pure decontaminated quartz (from 7 to 46 g) was then spiked with ~100 µl of an in-house 3.10^{-3} g/g ^{9}Be carrier solution prepared from deep-mined phenakite (Merchel et al., 2008) in order to obtain a ponderable quantity of matter and to fix the ^{10}Be/^{9}Be value before to perform any chemical manipulation. It was finally totally dissolved in concentrated HF. After substituting HF by HNO3, an aliquot of 500µl of obtained solution was taken for ^{27}Al concentration measurements. Al and Be were separated from the remaining solution by ion exchange chromatography and selective precipitation (Merchel and Herpers, 1999). The resulting Be and Al oxihydroxides were oxidized through heating at 800°C during an hour and the oxides prepared for Accelerator Mass Spectrometry (AMS) measurements. All the data reported in this study have been measured at the French national facility ASTER (CEREGE, Aix-en-Provence). ^{10}Be concentrations were normalized to ^{10}Be/^{9}Be SRM 4325 NIST standard with an assigned value of $(2.79 \pm 0.03) \times 10^{-11}$. This standardization is equivalent to 07KNSTD within rounding error. The obtained ^{26}Al/^{27}Al ratios were calibrated against the ASTER in-house standard SM-Al-11 with ^{26}Al/^{27}Al = $(7.401 \pm 0.064) \times 10^{-12}$ which has been cross-calibrated against the primary standards certified by a round-robin exercise (Merchel and Bremser, 2004) and using a ^{26}Al half-life of (7.17 ±

0.17) x 10^5 years (Granger, 2006). ^{27}Al concentrations, naturally present in the samples, were measured at CEREGE by ICP-OES. Analytical uncertainties (reported as 1σ) include uncertainties associated with AMS counting statistics, AMS internal error (0.5%), chemical blank measurement, and, regarding ^{26}Al, ^{27}Al measurement. Long term measurements of chemically processed blank yield ratios on the order of (3.0 ± 1.5) x 10^{-15} for ^{10}Be and (2.2 ± 2.0) x 10^{-15} for ^{26}Al (Arnold et al., 2010).
When measured against ^{26}Al KNSTD10650, the ASTER standard, the only available cross-calibrated against the primary standards certified by a round-robin exercise ^{26}Al standard, yields a ratio of 7.554 ± 0.104.10-12, 2.1% higher than the nominal value (CRONUS calculator documentation, 2009, page 6). Therefore, the SM-Al-11/07KNSTD standardization used here implies a ^{26}Al/^{10}Be production ratio of 6.61 ± 0.50. This value and its associated uncertainty are directly derived from the update of the ratio originally determined by Nishiizumi et al. (1989). This production ratio was used in all calculations and modeling for ^{26}Al.

Cosmocalc add-in for excel (Vermeesch, 2007) has been used to calculate sample thickness scaling (with an attenuation coefficient of 160 g cm^{-2}) and atmospheric pressures. Stone (2000) polynomial has been used to determine surface spallation production rate assuming a SLHL production rate of 4.49 at/g/yr for ^{10}Be; muon contributions based on Braucher et al. (2011) were scaled for altitude only.

The estimation of burial ages assumes that if the samples are not totally shielded from cosmic rays even at their current sampling depths, the nuclide concentration accumulated since the time of deposition (referred to as post-burial production) has to be estimated in order to produce corrected ages. Assuming that the initial concentration of cosmogenic nuclides equals zero in the studied material (no inheritance), and that the production and erosion rates are constant through time, and considering the three types of particle involved in the in situ-production of ^{10}Be or ^{26}Al at depth x, the nuclide concentration N(x,□,t) is given by eq. 1:

$$N(x,\varepsilon,t)=\frac{P_{neut.}\,e^{(-x\rho/\Lambda_{neut.})}}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_{neut.}}+\lambda}\left[1-e^{-t(\varepsilon\rho/\Lambda_{neut.}+\lambda)}\right]+\frac{P_{stop.}\,e^{(-x\rho/\Lambda_{stop.})}}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_{stop.}}+\lambda}\left[1-e^{-t(\varepsilon\rho/\Lambda_{stop.}+\lambda)}\right]$$
$$+\frac{P_{fast}\,e^{(-x\rho/\Lambda_{fast})}}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_{fast}}+\lambda}\left[1-e^{-t(\varepsilon\rho/\Lambda_{fast}+\lambda)}\right] \quad (1)$$

where $P_{neut.}$, $P_{stop.}$ and P_{fast} are the productions of neutrons, stopping and fast muons respectively, □ is the material density, □is the erosion rate, t is time, □$_{neut}$, □$_{stop.}$ and □$_{fast}$ are the attenuation lengths of neutrons (160g·cm^{-2}), and stopping (1500 g·cm^{-2}) and fast muons (4320 g·cm^{-2}); □ is the radioactive decay constant of the nuclide of interest.

Pre-burial exposure histories imply that the samples already contained an inherited dose of nuclides at the time of burial. The maximum inherited concentration prior to burial can be estimated by assuming attainment on the land surface of a long-term steady state between nuclide production and nuclide losses through both radioactive decay and denudation. For a given denudation rate, these concentrations are obtained by considering eq. 1 and solving for infinite t. Having ascertained this pre-burial history, eq. 1 is subsequently used to calculate post-burial nuclide production. At this point, different options are available to compute burial ages. Minimum burial ages can be determined assuming a rapid and deep burial of samples. Their exhumation to shallower depths by topsoil erosion has no incidence on burial age determinations. This simple scenario, which ignores post-burial nuclide production, is purely based on the radioactive decay of the initial ^{26}Al/^{10}Be ratio.

When samples are not buried to depths that shield them entirely from muons post-burial nuclide production cannot be ignored. This means that after burial, a certain amount of ^{10}Be and ^{26}Al was produced. In order to obtain maximum burial ages, this post-burial production must be deducted from the measured concentrations in order to reach the initial ^{26}Al/^{10}Be ratio.

In both scenarios, nuclide concentrations can be modelled by equation eq. 2:

$$N_{measured}=N\left(0,\varepsilon,\infty\right)e^{(-\kappa T_{burial})}+N\left(x,\varepsilon_B,T_{burial}\right) \quad (2)$$

where $N(x, \varepsilon_B, T_{burial})$ is the post-burial production term at depth *x* during a time interval corresponding to T_{burial} with a denudation rate ε_B (this contribution would be ignored in the determination of minimum ages), and $N(0, \varepsilon, \infty)e^{(-\kappa T_{burial})}$ represents the radioactive decay of the inherited concentration $N(0, \varepsilon, \infty)$ that had accumulated at the surface prior to burial. The three unknowns, ε_B and T_{burial}, are numerically and simultaneously determined considering one equation for ^{10}Be and another for ^{26}Al.

The Ardèche river sediments having been sampled in the caves at depths below surface greater than 10 m: between 100 m and 130 m for the Aven Noel and St Marcel caves, 30 m below surface for Cadet cave, 40 m for the Madeleine cave, almost 20 m for Deroc cave, and 10 m for the Bartade cave., post burial production is therefore neglible. Maximum burial ages, presented in Table 1 assuming that the sediments were at steady-state when buried (Granger and Muzikar, 2001; Balco *et al.*, 2005). are ranging from 0 Ma to 6.03 Ma with erosion rates ranging from 1m/Ma to 50m/Ma . Burial ages uncertainties include analytical uncertainties as well as half lives uncertainties.
It is important to mention that the main assumption in this age determination is to force the samples to be at steady state just before their burial. If some samples have already experienced a complex exposure history yielding to starting ^{26}Al/^{10}Be less than the ones determined here assuming steady state, then burial ages could be much younger . Reversely, burial ages could be under estimated if samples were, before being buried, exhumed from deep quartz by high denudation rates that would have favored ^{26}Al/^{10}Be higher than 6.61.

5.2. Sediment paleomagnetism
26 muddy fluvial sediments (clays and silts) and 3 sandstone samples from 15 cave levels were collected for paleomagnetic dating and interpretation studies (fig. 3). Soft cores in the muddy sediments were oriented with a magnetic compass. Paleomagnetic analyses were conducted at CEREGE. Samples were measured with a 2G cryogenic magnetometer (model 760R) with a sensitivity of 10^{-11} Am^2. All samples underwent stepwise alternating field (AF) demagnetization up to 80 mT. Demagnetization data were evaluated using principal component analyses (Kirschvink, 1980). Fisher's statistics were used to calculate mean directions (Fisher, 1953). All paleomagnetic data have been processed using Paleomac software (Cogné, 2003). Representative demagnetization data are plotted on the figure 6.
Twenty three out of the twenty nine samples exhibit a distinct reverse polarity signal, while six samples show a normal polarity signal (Table 2 and fig. 5). Two cave levels, "Triangle" Cave and "Rouveyrolle" Paleocave contain samples showing different polarities.
These levels could be coeval with a period of geomagnetic polarity reversal. Paleomagnetic polarities were matched to the magnetostratigraphic time scale of Lourens *et al.*, (2004).

5.3. Cave development dating.
The combination of the three dating methods applied in this study allows refining the estimate ages of caves development. These estimations will be used to further extract geodynamical constraints such as geomorphologic timing and quantification of uplifts. From the fifteen sites sampled for this study, ten cosmogenic burial dating and twenty nine paleomagnetic determinations provide data in agreement with the Mocochain *et al.* (2006c) model. Age interpretation for each cave level is discussed below. The obtained age intervals are given in fig. 6. Cave levels are sorted according to their ages and their position regarding benchmarks levels.
-*"Sables Cave":* the cosmogenic burial dating of this cave implies sediment infilling at 5.83 (+/- 0.86) Ma, (Table 1) in agreement with a Messinian age estimated from vertebrate fossils (Martini, 2005). Consequently, this cave could be the result of a minor speleogenesis stage during the Messinian incision.
-*"Aven Noël 4":* the cosmogenic burial dating of this cave implies sediment infilling at 5.67 (+/- 0.83) Ma (Table 1). Paleomagnetism evidences a reverse polarity (Table 2). Consequently, dating can correspond to the *Chrons* C3r or C3n 3r (fig. 7). However, the *Chron* C3r, ranging between 6.05 and 5.25 Ma, corresponds to the messinian incision of the Ardeche canyon that cannot result in the formation of horizontal levels within the endokarst system. The horizontal karstic network with the « Noël 4 » sample is connected with other extensive horizontal levels by chimney-shafts systems (Mocochain *et al.*, 2006c). This implies an overall base-level stability interrupted by rapid rises of the base-level, resulting in the formation of per-ascensum vertical shafts or "chimney-shafts". These geo-morphological characters imply the dating of the *Chron* C3n 3r during the Lower Pliocene stage (fig. 7), which is contemporary to the Marine-Non-marine transition.
-*"Aven Noël 1 and 2":* in this cave, 130 m above sea level, the obtained data are scattered. Cosmogenic burial dating of "Noël 1" (1.73 +/-0.42 Ma), and "Noël 2" (0.45 +/-0.43 Ma), imply sediment infilling during the Quaternary period (Table 1). Paleomagnetic studies performed at these sites evidence a reverse polarity (Table 2). This cave level could therefore be related to a stage of base level stability during the Quaternary period as shown fig.7.

-*"Aven Noël 3":* the cosmogenic burial dating of this cave implies sediment infilling at 2.57 +/-0.57 Ma (Table 1; fig. 7). The 130 m elevation of this site, combined with the absolute age could date the last aggradation stage of the Pliocene, when the Ardeche River reached this altitude.
-*"Déroc Cave"," Aven Noël 5"," Saint-Marcel Cave":* these three caves stretch along the same level and correspond to the gradient of the past Ardèche base level from upstream (190 m asl. at "Déroc" cave) to downstream (160 m asl. at "Noël 5" and "Saint-Marcel" caves) (Mocochain *et al.*, 2006; fig. 3). The cosmogenic burial dating of these three caves cluster around 2.8 Ma (Table 1). Paleomagnetism evidences a normal polarity for "Saint-Marcel Cave", and a reverse polarity for "Déroc" and "Noel 5" samples (Table 2). Possible ages for "Déroc Cave" samples correspond to the *Chrons* C2r1r, C2r2r, C2An1r and C2An2r, which are dated between 1.95 and 3.33 Ma (fig.6). Possible ages for Noël 5 samples are within the *Chrons* C2r2r, C2An1r, C2An2r, and C2Ar, which are dated between 2.18 and 3.76 Ma (fig.6). The only reliable age for "Saint-Marcel Cave" is between 2.55 and 2.96 Ma, corresponding to the *Chron* C2An1n (fig.6). The 160 m elevation implies two possible sediment infilling scenarios in the "Déroc" and "Noël 5" Caves (fig. 7): (1) the sediments were deposited after the Messinian entrenchment, when the cave developed in relation to the Ardèche River, corresponding to an intermediate Pliocene stage, ending at 3.8 Ma (fig.7). According to our results (fig. 7), it is however not possible to date this phase of stability with the current chronological analyses. (2) the sediment dating could indicate a reuse of a previous underground bypass of the Ardèche meander. This second hypothesis is supported by the general model of the Ardèche base level evolution indicating a significant rise following the drop at 3.8 Ma (Haq *et al*,. 1987), and by water-corroded stalagmites witnessing the flooding of the caves related to a second speleogenesis phase. Sediments sampled in these caves could only record this second phase. The overlapping of the age estimate in these three caves corresponds to the *Chron* C2r2r for the samples Noël 5 and Déroc and to the *Chron* C2An1n for the sample St Marcel. It dates this phase between 2.18 and 2.96 Ma and corresponds to the second phase of aggradation of the rivers during the Pliocene (fig.7).
-*"Cadet Cave":* the cosmogenic burial dating of this cave implies sediment infilling at 1.71 +/- 0.81 Ma (Table 1). However, according to the position of the river given by the Quaternary terraces (Fx at 100m, Fy at 80m; Fig. 6), the high elevation of this cave (280 m) is not compatible with Quaternary sediment infilling. Since paleomagnetism shows a reverse polarity (Table 2), the age may lie within the *Chron* C2r 1r or C2r 2r which are dated from 1.90 to 2.55 Ma. This level displays a maximum Pliocene level, higher than the Pliocene abandonment surface described in the area (240 m; fig 7; Mocochain *et al.*, 2006a).
-*"Potiers Cave":* the cosmogenic burial dating of this cave implies sediment infilling during the Pliocene, at 2.37 Ma +/- 0.77 Ma (Table 1). Paleomagnetic studies performed in two neighboring caves at the same altitudinal level ("Baume d'Oullins" and "Charbonnière Cave") yielded a normal polarity (Table 2). Amongst the three main possible scenarios (fig. 6) deduced from the overlapping of the age estimates, only that leading to the more recent infilling should be considered. The scenario leading to an older infilling would indeed be contemporaneous to the "Saint-Marcel" cave level, which is impossible given the altitude of the "Potiers" Cave (260 m). As a result, the Potiers Cave can be dated during the *Chron* C2n (from 1.95 to 1.75 Ma).
-*"Madeleine Cave":* the cosmogenic burial dating of this cave implies sediment infilling at 2.12 +/- 1.18 Ma (Table 1; fig. 6). The chimney-shaft morphology corresponds to the development of a vertical conduit during a base level change. Paleomagnetism evidences a reverse polarity (Table 2). The 210 m elevation, implies multiple possible scenarios for sedimentary deposition (fig 7): 1) it is slightly younger than "Cadet" Cave development and related to the chimney-shafts formation period in Ardèche during the Pliocene (Mocochain *et al.*, 2006b; *Chron* C2r2r and C2r1r); 2) it occurs during the Quaternary and may be attributed to the Ardèche canyon entrenchment during Pleistocene glacial period (*Chron* C1r2r). Both possibilities may be likely.
-*"Bartade Cave":* This cave is located at an elevation of 360 m, which correspond to the pre-evaporitic abandonment surface level. The upper-Pliocene age (2.78 +/-0.74 Ma; Table 1) obtained by absolute dating do not matches with age expected from geodynamic model and paleontological data (5.45 Ma, Martini, 2005 and 2008). This younger age may result from the infiltration into the cave of surface sands, as indicated by the lack of stratification and sedimentary organization of the sample. However, two paleocaves on the pre-evaporitic abandonment surface, "Rouveyrolle" and "Devès" Paleocaves, were sampled for paleomagnetic studies. Two of the three analyzed samples provide reverse polarities, the other one exhibiting a normal polarity (Table 2). Sediments may have thus been deposited during a time interval corresponding to a polarity reversal. Considering the altitude of this surface, paleomagnetic results, and paleontological data, this cave most likely emplaced during the Messinian that is about 6 Ma ago.

6. Discussion: Implications for landscape evolution

6.1 Base-level oscillations during the Pliocene

Absolute dating obtained following the method described above supports the base level evolution curve of the Ardèche River since the Messinian salinity crisis and indicate additional speleogenetic phases (fig. 7). Together with the relative chronology of the cave-level formation, they provide the following absolute time-intervals:

- The pre-evaporitic abandonment surface emplacement episode related to the "Bartade Cave", the "Rouveyrolle" Paleocave and the "Devès" Paleocave located at an altitude of 360 m (asl) occurred at ~6 Ma. It represents the position of the rivers before the MSC. Additionally, phreatic caves harboring speleothems at great depth (-100 m bsl.) are interpreted as vadose caves developed during the MSC, according to the position of the base level in the neighboring Rhône Valley.
- The intermediate Pliocene stage related to the "Aven Noël 5" and "Déroc" cave-level occurred before the drop at 3.8 Ma (Haq *et al,*. 1987), but was not constrained by absolute dating. This cave level located at an altitude of 160 m (asl.) downstream of the Ardèche river is dated by Noël 5 and represents the main cave level of the Lower Ardèche River, which also includes the main level of the "Saint-Marcel" Cave, the "Déroc" Cave, and the "Chauvet" Cave (fig. 3) housing famous Paleolithic paintings (Chauvet *et al.,* 1995). These caves correspond to underground shortcuts of surface meanders (Mocochain *et al.,* 2009). On a relative time scale, this cave level is younger than the two other cave levels emplaced during the early Pliocene at altitudes of 100 m and 130 m (Mocochain *et al.*, 2006c; fig. 7).
- This stage is followed by a global sea-level fall (3.8 Ma; Haq *et al.,* 1987). This fall induced the abandonment of the 160 m cave level and the re-entrenchment of the Ardèche River (Mocochain *et al.,* 2006c; fig. 7). This event contributes to the extensive development of speleothems into the caves (Delannoy *et al.,* 2004; Mocochain *et al.,* 2009).
- The relative chronology provides evidence for a second rise of the Ardèche River base level by aggradation. This rise provokes flooding of all cave levels, the erosion of the first speleothem generation, and the deposition of new fluvial sediments into the caves. Ages ranging from 2.96 to 2.18 Ma associated to the "Aven Noël 5", "Saint-Marcel Cave" and "Déroc Cave" (Fig. 7) support this interpretation.
- A new phase corresponding to a recent rise of the Ardèche River 40 m above its Pliocene abandonment surface would be identified in the "Cadet" Cave (fig 3 and 7). Dating between 2.55 and 1.90 Ma indicates a higher extension of alluvial deposits in Upper Pliocene age. In the "Aven Noël" and "Aven d'Orgnac" Caves, this high level could explain the morphology of the phreatic lifts (so-called "chimney-shafts", Audra *et al.,* 2009) extending well-above the Pliocene abandonment surface. They are caused by severe backflooding well-above the contemporaneous base level, because of the outflow plugging after aggradation. Further dating is required to confirm the Pliocene age of this fluvial high level.
- The stability of the base level during the development of the Pliocene abandonment surface is considered as the last significant stage of regional speleogenesis (Mocochain, 2007; Delannoy *et al.,* 2007). In this study, caves associated to this benchmark level are "Potiers" Cave, "Baume d'Oullins" and "Charbonnière" Cave (fig. 3). Ages between 1.94 and 1.77 Ma determined in this study (fig. 7) yield an absolute constraint to the Pliocene abandonment surface, in agreement with the ages obtained by Clauzon (1996) in the neighboring Rhône valley.
- The most recent age between 0.88 and 0.80 Ma (fig. 7) is measured at the 130 m level of the "Aven Noël" Cave. This level corresponds to an ancient Quaternary age on the relative time scale and to the other stages of re-activation during the oscillations of the Ardèche River (fig. 7). This may correspond to an ultimate stage of flooding and reuse of older levels associated with glacio-eustatic entrenchment of the river during the Pleistocene but age dispersion on the 130 m level can also result from different initial ratios

6.2 Regional geodynamic

Absolute dating supports very well the base level evolution curve initially proposed by Mocochain *et al.* (2006c). In addition, a main contribution of this work is the highlight of an original geological event during the Plio-Pleistocene (between 2.55 and 1.90 Ma): the rise of the Ardèche River 40 m above the Pliocene abandonment surface previously considered as the mark of the complete infilling of the Ardèche Rias (Clauzon, 1996). This evolution could be either related to a non-unidentified local tectonic event or to an unidentified regional oscillation of the Rhône River level. Finally, dating the Pliocene abandonment surface associated to the normal polarity period *Chron* C2r1r, that is between 1.94 and 1.77 Ma, is critical for the geodynamic model. This last benchmark level of the Messinian-Pliocene eustatic cycle indicates the highest level of the rivers, after the complete infilling of their rias. In the Ardèche area, this stable level is recorded both into the caves, with the development of the last cave level in Ardèche, and on the landscape morphology, with the development of a flat surface at 200 m asl. (Mocochain *et al.,* 2009). This flat surface could be linked to a high eustatic level of the Mediterranean Sea. If we consider that the gradient of the Ardèche and Rhône rivers at the end of the Pliocene was the same or slightly higher than the present-day gradient, it implies that the elevation difference between the Lower Ardèche and the sea is 50 m. To restitute the position of the sea level at the end of the Pliocene, these 50 m has to be subtracted to the altitude of the abandonment surface, which leads to 150 m. Such a high sea level is

presently unknown in the literature (i.e. Haq *et al.*, 1987; Müller *et al.*, 2008). On the other hand, it is recognized that the area has been uplifted after the Pliocene, as the current position of the Marine / Continental transition at 4.7 Ma (130 m asl.; Clauzon *et al.*, 1995; Clauzon, 1996) is 60 m above its initial position (70 m asl.; Mocochain and Clauzon in Besson *et al.*, 2002). If we apply this uplift to the Pliocene abandonment surface, its initial elevation is 140 m. Consequently the sea level associated must be roughly 90 m at 2 Ma. This high sea level is close to the one given by Müller *et al.* (2008) at 80 m. Therefore, the 60 m uplift may have also affected the Pliocene abandonment surface after its formation, mainly in the Pleistocene. Consequently, we consider that between 4.7 Ma (age of the Marine / Continental transition) and 1.77 Ma (maximum age of the Pliocene abandonment surface) there was not significant tectonic uplift in the Lower Ardèche. In this context of rapid Mediterranean water level variations, it is also important to bear in mind that Massif Central positive dynamic topography (Boschi et al., 2010) and hydro-isostatic rebounds of the continental margin could be a significant controlling factor of the geomorphological evolution (Normann and Chase, 1986; Gargani, 2004).

Conclusion

The integration of ^{26}Al /^{10}Be burial dating, paleomagnetism and karstic geomorphology is necessary to constrain dating of the Ardeche karst network functioning. This integrative methodology is expected to be applied to the whole Mediterranean basin when no other stratigraphic markers are available. Previous studies have reconstructed the relative chronology of the Messinian-Pliocene cycle events in the Rhône-Mid-Valley by the analysis of benchmarks levels (Mocochain *et al.*, 2009). Cosmogenic burial dating and paleomagnetism coupling was used to provide absolute dating to validate and improve a geomorphologic-based model for the regional speleogenesis. The dated sediment burial is posterior to the cave development and thus indicates the minimum age of the cave. Despite associated uncertainties, burial dating of coarse sediments is particularly pertinent because it provides absolute ages in the time range ~0.1 to 6 Ma that span to the Messinian-Quaternary period. Paleomagnetism provides a solid relative dating given the published polarity of the geomagnetic field during the deposition of sediments (Lourrens *et al.*, 2004). Coupling the paleomagnetic time scale to the cosmogenic burial ages refines the chronological framework and provides significant results for the geodynamic understanding of the Lower Ardèche area.

Obtained ages are consistent with the regional geodynamic model of the Ardèche River and the *per ascensum* stepping of both surface landforms and caves proposed by Mocochain et *al*. (2009). Moreover, they allow refining the timing of the speleogenesis events. As a consequence, the second phase of activity of the Chauvet Cave, corresponding to the cave infilling, can be dated between 2.96 and 2.18 Ma. One of the most critical results is the absolute age obtained for the Pliocene abandonment surface that formed between 1.94 and 1.77 Ma. In addition, the apparent rise of the Ardèche River 40 m above its abandonment surface during the Plio-Pleistocene brings new outlooks to the geodynamic evolution of the area during the Messinian-Pliocene cycle. The methodology developed in this study is likely to be applicable to characterize and to date the cave history throughout the Mediterranean area.

Acknowledgements

Authors thank the numerous people of the Ardèche area who provide assistance on the field, Frédéric Têtu, Michel Rosa alias “Baba” and Eliane, Jean-Marie Chauvet, Hans Litjen, Judicaël Arnaud, Olivier Peyronelle, Frank from the Madelaine Cave, Mathieu Morverand, speleologists from the GAS, and some others. Thanks to the people from the LN2C laboratory, Frédéric Chauvet and Laetitia Leanni, for their assistance during sample preparations. We are also grateful to the ASTER team for the cosmogenic nuclide concentration measurements (M. Arnold, G. Aumaître, K. Keddadouche). The measurements performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) are supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. Thanks to Pierre Rochette and François Demory from CEREGE for their contribution to the paleomagnetism. Thanks to Jean Borgomano for general discussion.

References

ANTHONY D.M. & GRANGER D.E. (2004). - A Late Tertiary origin for multilevel caves along the western escarpment of the Cumberland Plateau, Tennessee and Kentucky, established by cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be. Journal of Cave and Karst Studies, 66:2, 46-55.

ARNOLD M., MERCHEL S., BOURLES D.L., BRAUCHER R., BENEDETTI L., FINKEL R.C., AUMAÎTRE G., GOTTDANG A. & KLEIN M., (2010). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 268: 1954–1959.

AUDRA P., ROCHETTE P. (1993) Premières traces de glaciations du Pléistocène inférieur dans le massif des Alpes. Datation par paléomagnétisme de remplissages à la grotte Vallier (Vercors, Isère, France) [First traces of lower Pleistocene glaciations in the alpine massif. Datation by paleomagnetism of the fillings in the Vallier cave

(Vercors, Isère, France)]. Compte-rendu à l'Académie des sciences, S. 2, 317, (11), 1403-1409. Académie des sciences, Paris.
AUDRA P., MOCOCHAIN L., CAMUS H., GILLI E., CLAUZON G., BIGOT J-Y. (2004) The effects of the Deep Messinian Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. Geodinamica Acta 17/6, 27-38.
AUDRA P., MOCOCHAIN L., BIGOT J-Y., (2009) Base level rise and *per ascensum* model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karst, Vauclusion springs and chimney-shafts. p.788, 15th International Congress of Speleology Kerrville, Texas United States of America July 19–26, 2009
BALCO G., STONE J.O.H., JENNINGS C., (2005) Dating Plio–Pleistocene glacial sediments using the cosmic-ray produced radionuclides ^{10}Be and ^{26}Al, Am. J. Sci. 305 1– 41.
BELLEVILLE L., (1985) – Hydrologie karstique : géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des gorges de l'Ardèche. Thèse Géologie, Univ. Grenoble I, 228 p.
BELLIER O., VERGELY (1987). – Etats de contrainte et tectonogenèse cénozoïque du plateau calcaire de Basse Ardèche (France), C.R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II, P. 1379-1382.
BESSON D., CLAUZON G., COUEFFE R., DEXCOTE Y., FERRY S., GONZALO J., MOCOCHAIN L., PARIZE O., RUBINO J.L., SUC J.P. & TESSIER B., (2002) − Le Néogène de bassin d'avant pays rhodano-provençal. Livret-guide de l'excursion Strati 2002, 162 p.
BILLI A., FACCENNA C., BELLIER O., MINELLI L., NERI G., PIROMALLO C., PRESTI D., SCROCCA D., SERPELLONI E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. Spec. Vol. "Provence 2009", Edt. O. Bellier, Bull. Soc. Géol. France, 182, n°4, 279-303.
BOSCHI L., FACCENNA C., BECKER T. W. Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean Basin GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 37, L20303, doi:10.1029/2010GL045001, 2010
BOSAK P., PRUNER P., KADLEC J., (2003) Magnetostratigraphy of cave sediments: application and limits, Stud. Geophys. Geod. 47 301–330.
E.T. Brown, J.M. Edmond, G.M. Raisbeck, F. Yiou, M.D.Kurz, E.J. Brook, Examination of surface exposure ages ofmoraines in Arena Valley, Antarctica using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al, Geochim. Cosmochim. Acta 55 (1991) 2269–2283.
BRAUCHER R., S. MERCHEL, J. BORGOMANO ; D.L. BOURLÈS. Production of cosmogenic radionuclides at great depth : a multi element approach. Earth and Planetary Science Letters, Volume 309, Issues 1-2, 1 September 2011, Pages 1-9.
CHAUVET JM., BRUNEL E., HILLAIRE C., (1995) La grotte Chauvet à Vallon-Pont-d'Arc, *Arts rupestres*, Seuil 114p.
CLAUZON G., (1973) − The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: W.B.F. Ryan and K.J. Hsü (Editors), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Washington, t. XIII, part. 2, p. 1251-1256.
CLAUZON, G., (1982). Le canyon messinien du Rhône: Une preuve décisive du 'desiccated deep basin model' (Hsü, Cita et Ryan, 1973). Bull. Soc. Géol. Fr. 24, 231–246.
CLAUZON G. (1996) – Limites de séquences et évolution géodynamique. Géomorphologie, 1, 3-22.
CLAUZON G RUBINO J.-L. and SAVOYE B., (1995). – Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. Livret guide de l'excursion de l'ASF,
COGNÉ J.P., (2003) PaleoMac: a Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions, Geochem. Geophys. Geosyst. 4.
COTILLON P., FERRY S., BUSNARDO R., LAFARGE D. AND RENAUD B. (1979) - Synthèse stratigraphique et paléogéographique sur les faciès urgoniens du sud de l'ardèche et du nord du gard (France S-E). Geobios Vol. 12, Supplément 1. Pp 121-139.
CRONUS calculator documentation, (2009) hess.ess.washington.edu/math/docs/al_be_v22/AlBe_changes_v22.pdf
DEBARD E., (1997) − Les remplissages karstiques du Bas-Vivarais : karstogenèse, sédimentogenèse et archéologie. *Quaternaire*, t. 8, 2-3, p. 305-317.
DELANNOY J.J., DEBARD E., FERRIER C., KERVAZO B. & PERRETTE Y., (2001a) − Contribution de la cartographie morphologique
souterraine dans l'étude spéléogénétique de la grotte Chauvet. Premiers éléments spéléogéniques et implications paléogéographiques, préhistoriques et paléontologiques. *Quaternaire*, t. 12, 4, p. 235-
248.
DELANNOY J.J., DEBARD E., FERRIER C., KERVAZO B. et PERRETTE Y., (2001b) – La grotte dans son cadre. *In* : CLOTTES *et al.*, La grotte Chauvet. L'art des origines. Paris, Seuil, 224 p.
DELANNOY J.J., GAUCHON Ch. et JAILLET S., (sous la dir.), (2007) – L'aven d'Orgnac ; valorisation touristique, apports scientifiques. Cahiers de Géographie, N°5, Col. EDYTEM, 278 p.

DELANNOY J.J., PERRETTE Y., DEBARDE., FERRIER C., KERVAZO B., PERROUXA. S., JAILLET S. & QUINIF Y., (2004) −Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale : la grotte Chauvet (Ardèche, France). *Karstologia*, n° 44, p. 25-42

DRUCKMAN, Y., B. BUCHBINDER, G. M. MARTINOTTI, R. SIMAN TOV, AND P. AHARON (1995), The buried Afiq Canyon (eastern Mediterranean, Israel): A case study of a tertiary submarine canyon exposed in late Messinian times, Mar. Geol., 123, 167– 185.

FISHER R., (1953) Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc. Lond., A 217 295–305.

GARGANI J., (2004). Eustatisme, érosion et isostasie flexurale : modélisation numérique appliquée au Rhône messinien, C. R. Geoscience 336 901–907

GOSSE J.C. & PHILLIPS F.M., (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20 : 1475-1560.

GRANGER D.E., (2006). A review of burial dating methods using ^{10}Be and ^{26}Al: in situ produced cosmogenic nuclides and quantification of geological processes. *Geological Society of America Special Paper* 415: 1–16.

GRANGER D. E., FABEL D. & PALMER A. N. (2001). - Plio-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. GSA Bulletin, 113:7, 825-836.

GRANGER D.E., KIRCHNER J.W., FINKEL R.C. (1997). –Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic 26Al and 10Be in cave-deposit alluvium, Geology 25, 107-110.

GRANGER D.E., MUZIKAR P.F., (2001) Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations, Earth Planet. Sci. Lett. 188 269–281.

GUÉRIN R., (1973) - Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire.Thèse, Univ. Montpellier, 113 p.

GUILLOU-FROTTIER L., BUROV E, NEHLIG P, WYNS R. (2007) - Deciphering plume–lithosphere interactions beneath Europe from topographic signatures. Global and Planetary Change 58 (2007) 119–140

HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P., (1987). Chronology of fluctuating sea levels since Triassic (250 million years ago to present). Science 235, 1156–1167.

HÄUSELMANN P., GRANGER D. E., JEANNIN P.-Y. & LAURITZEN S. E. (2007). - Abrupt glacial valley incision at 0.8 My dated from cave deposits in Switzerland. Geology, 35:2, 143-146.

KIRSCHVINK J.L., (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, J. R. Astron. Soc. 62 699– 718.

KLEIN A., LOVE W.G., (1986) Antinucleon charge-exchange reaction as a probe of longitudinal spin excitations, Phys. Rev. Lett. 56, 700-703.

KOHL C.P., NISHIIZUMI K., (1992) Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides, Geochim.Cosmochim. Acta 56 3583– 3587.

LAL D., (1991) Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, Earth Planet. Sci. Lett. 104 424–439.

LAL D., PETERS B., (1967). Cosmic ray produced radioactivity on the Earth, p. 55 1–6 12. In Encyclopedia of physics. V. 46/2. Springer.

LOURRENS L.J., HILGEN, F.J., SHACKLETON, N.J., LASKAR, J., AND WILSON, D.: (2004), in F. Gradstein, J. Ogg et al. - A Geologic Time Scale 2004.Cambridge University Press, UK.

LUISZER, F. G., (1994): Speleogenesis of Cave of the Winds, Manitou Springs, Colorado: In Sasowsky, I. D., and Palmer, M. V. (eds.) Breakthroughs in karst geomicrobiology and redox geochemistry (Special Publication 1). - Charles Town, West Virginia, Karst Waters Institute, p. 91-109.

MARTINI, J., (2005). Etude des remplissages des paléokarst des environs de Saint Remèze, Ardèche, France: mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée par la crise de salinité messinienne. Karstologia 45–46, 1–18.

MARTINI J., (2008) - Réponse aux commentaires de J.-P. Aguilar et J. Michaux concernant « la faune de rongeurs de Rounal 1 : révision et implications pour l'interprétation du système karstique de Saint-Remèze (Ardèche, France) » Karstologia, n°52 (p. 57-59).

MERCHEL S. and BREMSER W., (2004). First international ^{26}Al interlaboratory comparison – Part I. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B,* 223-224: 393-400.

MERCHEL S. and HERPERS U., (1999). An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta,* 84: 215-219.

MERCHEL S., ARNOLD M., AUMAÎTRE G., BENEDETTI L., BOURLES D.L., BRAUCHER R., ALFIMOV V., S.P.H.T. FREEMAN, STEIER P. & WALLNER A., (2008). Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10-14 level: Influence of sample preparation. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 266: 4921-4926.

MOCOCHAIN L., (2007) – Les manifestations géodynamiques –externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plate forme carbonatée peri-méditerranéenne : Le karst de la Basse Ardèche (Moyenne Vallée du Rhône ; France). Thèse de doctorat de l'université Aix-Marseille I.
MOCOCHAIN L., CLAUZON G., BIGOT J-Y. (2006 a) − Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 177, no 1, pp. 27-36
MOCOCHAIN L., CLAUZON G., BIGOT J.-Y., BRUNET P. (2006 b). - Geodynamic evolution of the peri mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and the Rhône Valley systems canyons, Southern France. Sedimentary Geology, 188-189, 219-233.
MOCOCHAIN L., BIGOT J.-Y., CLAUZON G., FAVERJON M., & BRUNET Ph., (2006c) – La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. Karstologia, 48, pp. 33-50.
MOCOCHAIN L., AUDRA P., CLAUZON G., BELLIER E., PARIZE O., MONTEIL P., BIGOT J.-Y (2009). - The Messinian Salinity Crisis manifestations on landscape geodynamic: karst surface, river piracies, and cave levels: Example of the Lower Ardèche River (Rhône Mid-Valley). Geomorphology, 106, 46-61.
MOCOCHAIN L., AUDRA P., BIGOT J.-Y. 2011 - Bull Soc Geol France, Base level rise and *per ascensum* model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts Bulletin de la Société Géologique de France March 2011 v. 182 no. 2 p. 87-93 doi: 10.2113/gssgfbull.182.2.87
MULLER R.D., DROLIAS M., GAINA C., STEINBERGER B., HEINE Ch., (2008) - Long-term Sea-level fluctuations driven by Ocean Basin dynamics. Science, vol. 319, pp. 1357-1362. publication n° 23, p. 145-222.
NISHIIZUMI, K., KOHL, C.P., ARNOLD, J.R., WINTERER, E.L., LAL, D., KLEIN, J. AND MIDDLETON, R. (1989). Cosmic ray production rates of 10Be and 26Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research 94(B12): doi: 10.1029/89JB01023. issn: 0148-0227.*)
NORMAN S. E., CHASE C. G. (1986) Nature, Vol. 322; 450-451.
SERANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARBARAND J. and QUINIF Y., (2002) − Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. France,* t.173, n° 2, p. 97-112.
STONE J.O., (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105: 23753–23759.
STOCK G.M., GRANGER D.E., SASOWSKY I.D., ROBERT S.A., and ROBERT C.K., (2005) – Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. Earth Planet. Sci. Lett. 236 388-403.
VERMEESCH, P., (2007). CosmoCalc: an Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, 8, Q08003, doi: 10.1029/2006GC001530

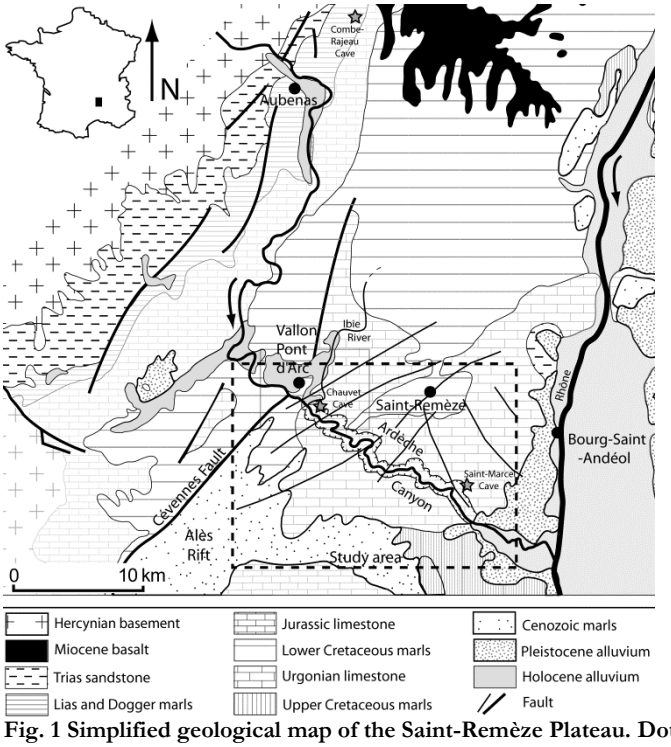


Fig. 1 Simplified geological map of the Saint-Remèze Plateau. Doted frame = studied area

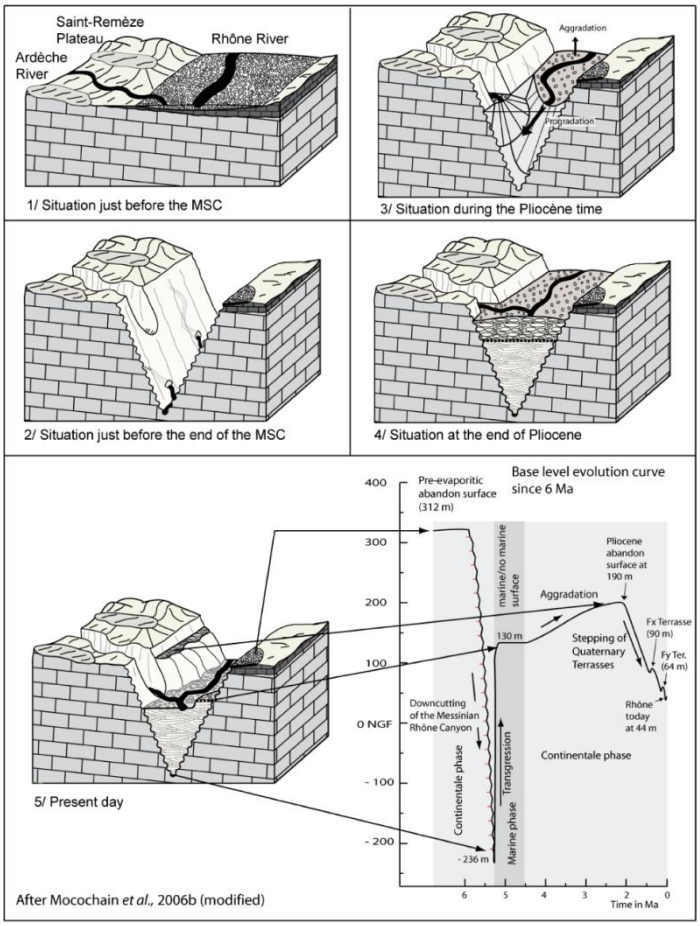


Fig. 2 The four benchmark levels generated during the Messinian-Pliocene eustatic cycle (6-2 Ma). The base level evolution curve is deduced after the geomorphologic model of Mocochain *et al.* (2006b)

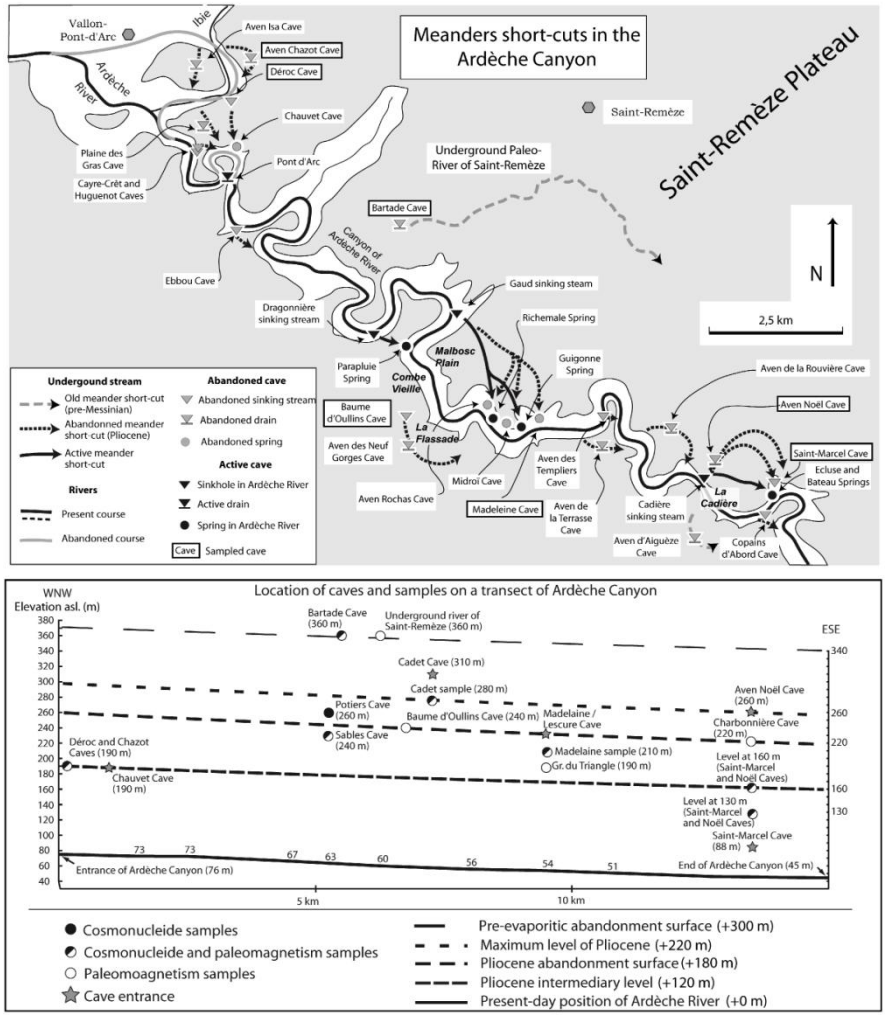


Fig. 3 Map of the main underground short-cuts of the surface meanders in the Ardèche Canyon. Sampled caves, and location of caves, samples, benchmark levels and their altitudes are shown on a longitudinal transect. Relative levels are mentioned below.

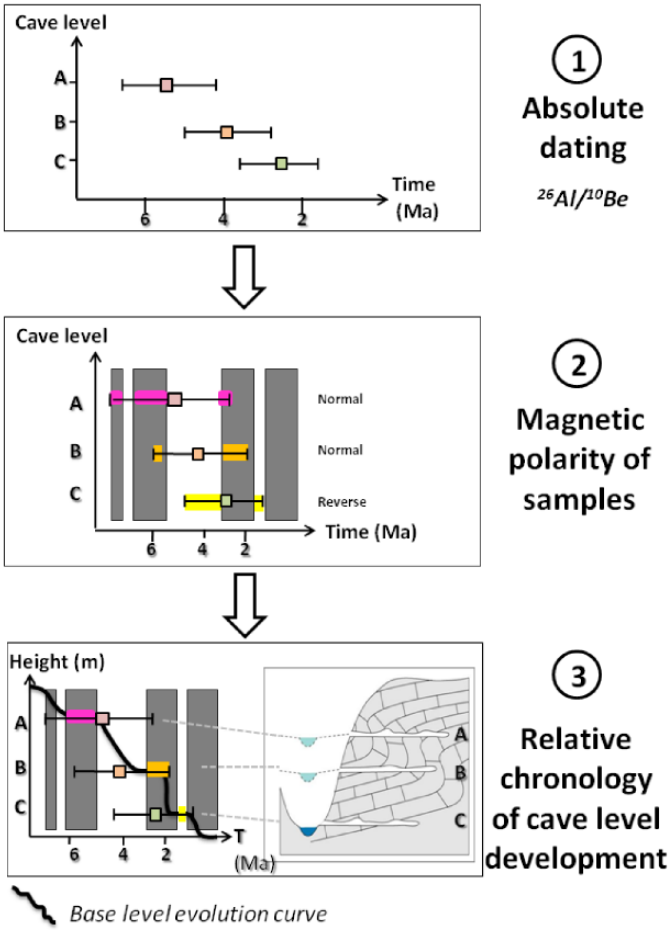


Fig. 4 The three steps of the cave dating method: (1) absolute dating of samples is provided by the 26Al/10Be burial dating. (2) Magnetic polarity of samples in the same stratigraphic unit can reduce the uncertainty in the burial dating error bars. (3) The last constrain to further reduce the uncertainty confronts the cave elevation to the base level evolution of the Ardeche river, based on published (Mocochain et al., 2006c, 2009) and new geomorphological observations.

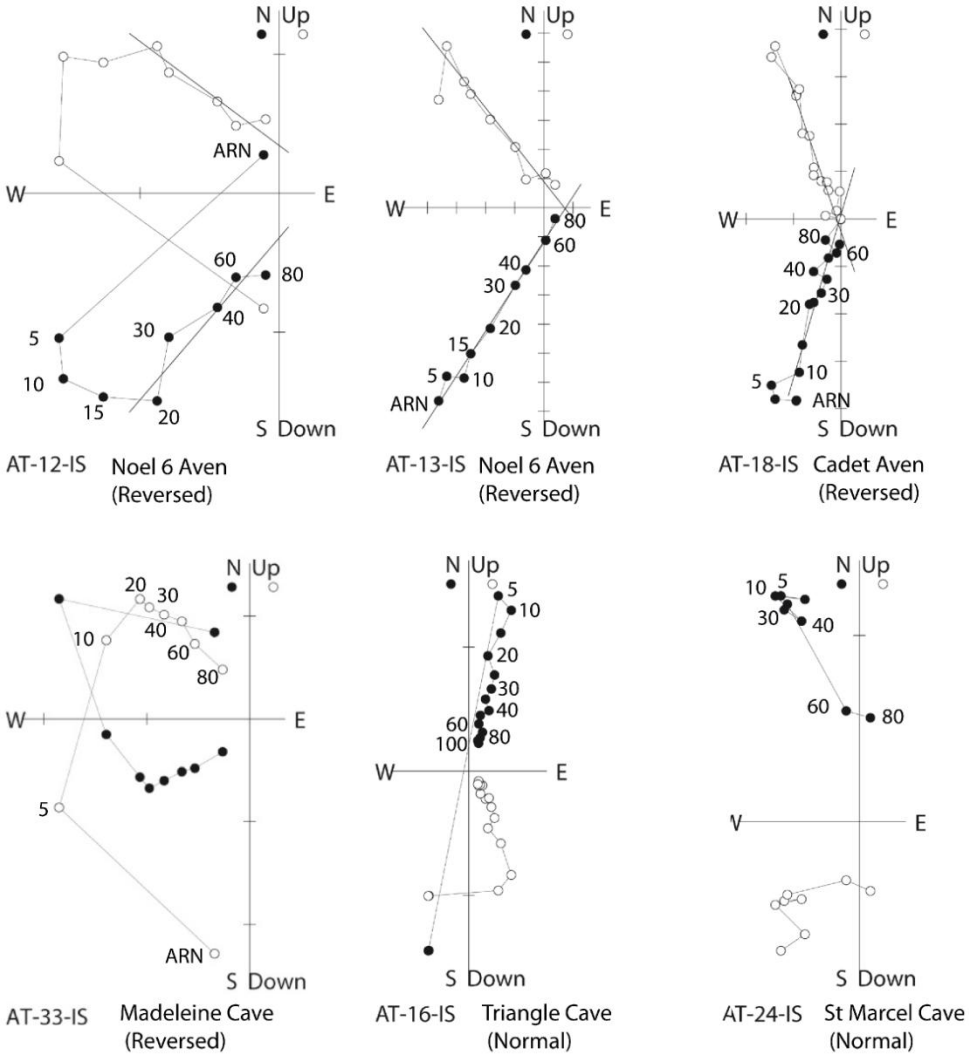


Fig. 5 Representative orthogonal vector plots of samples with normal and reverse polarities. Open and solid symbols represent projections on vertical and horizontal planes, respectively.

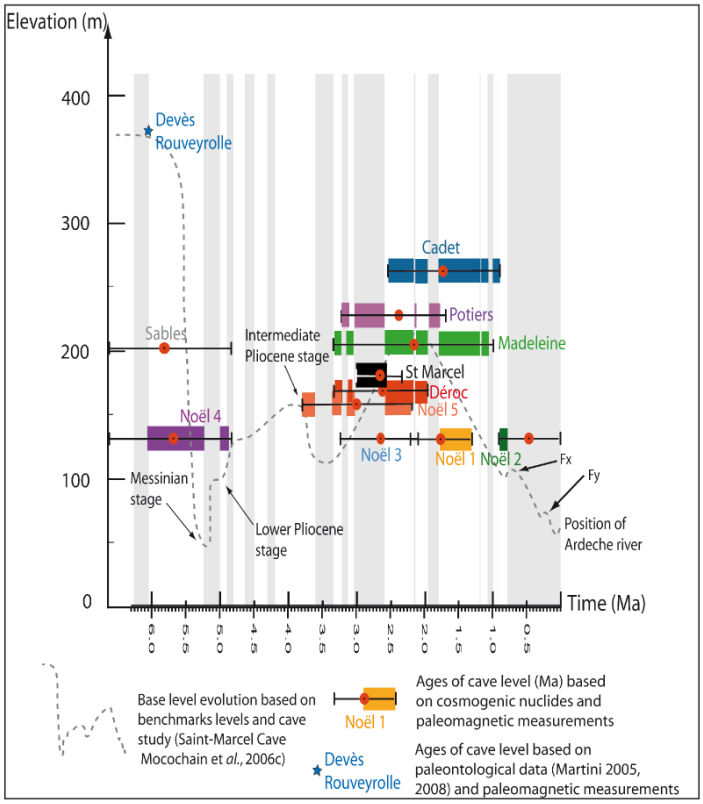


Fig. 6 Sediment burial (circles) ages for all cave levels above Ardèche modern river. A magnetic time scale is shown on a vertical scale, with normal polarity *Chron* in gray and reversed polarity in white. Ages are obtained coupling the three dating methods employed in this study. The color bars show all the possible class ages for each sample, on the basis of cosmogenic burial dating and magnetostratigraphy.

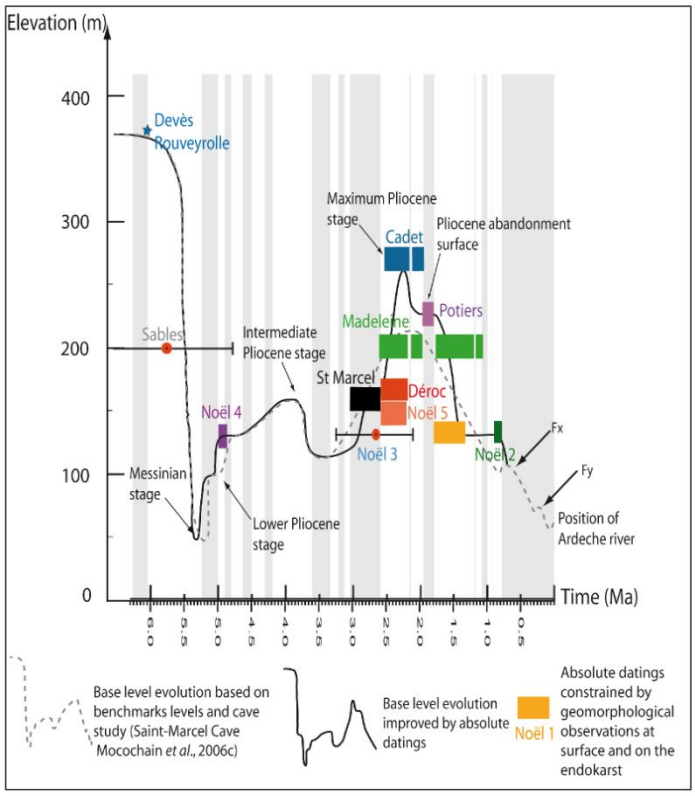


Fig. 7 Base level evolution curve based on absolute ages and paleomagnetic calendar close to Saint-Marcel Cave. Relative levels are used. The color bars show the class ages retained for each sample, on the basis cosmogenic burial dating, magnetostratigraphy, and elevation of caves.

	Height	Depth below surface	^{10}Be	^{26}Al	R (^{26}Al/^{10}Be)	Post-burial produced	Post-burial produced	Burial Age
Cave sampled	(m)	(m)	(kat/g)	(kat/g)		^{10}Be	^{26}Al	(Ma)
Cadet Cave	280	37	10.48 ± 1.13	0.03 ± 0.014	2.98 ± 1.37	78.6	88.2	3.03 ± 1.44
Déroc Cave	190	60	70.81 ± 6.79	0.133 ± 0.05	1.88 ± 0.73	2.8	4.9	2.7 ± 0.71
Aven Noël 1	130	100	76.43 ± 5.99	0.222 ± 0.045	2.9 ± 0	0.2	0.2	1.75 ± 0.42
Aven Noël 2	130	100	59.81 ± 5.38	0.318 ± 0.065	5.32 ± 1.19	0.1	0.1	0.48 ± 0.46
Aven Noël 3	130	100	83.78 ± 7.15	0.163 ± 0.049	1.95 ± 0.61	0.2	0.4	2.58 ± 0.57
Aven Noël 4	150	100	178.92 ± 11.16	0.067 ± 0.039	0.38 ± 0.22	0.1	1.0	5.7 ± 0.84
Aven Noël 5	170	100	78.15 ± 7.98	0.125 ± 0.056	1.6 ± 0.74	0.3	0.5	2.98 ± 0.79
Sables Cave	240	100	15.93 ± 1.28	0.007 ± 0.003	0.43 ± 0.22	1.6	10.5	6.03 ± 0.89
St-Marcel Cave	160	130	159.31 ± 8.51	0.289 ± 0.041	1.82 ± 0.28	0.0	0.0	2.67 ± 0.29
Char. Cave	190	100	74.91 ± 5.91	0.525 ± 0.091	7.01 ± 1.34			
Potiers Cave	260	80	4.82 ± 0.73	0.011 ± 0.004	2.18 ± 0.95	13.0	20.1	2.61 ± 0.85
Bartade Cave	360	40	16.6 ± 1.11	0.03 ± 0.012	1.8 ± 0.74	51.0	83.4	2.78 ± 1.36
Madeleine Cave	200	60	8.95 ± 1.61	0.022 ± 0.016	2.45 ± 1.82	20.8	29.3	2.41 ± 1.35

Table 1 : Cosmogenic nuclide concentrations and sediment burial ages for Ardèche caves (see fig. 3 for the location of cavities). Density of overlying material is 2.5 g•cm–3. Measurement uncertainties are restricted here to analytical uncertainties within 1 sigma.
Maximum burial ages account for post-burial production of 10Be and 26Al. Sea level slow and fast muon contributions are 0.027 (10Be) and 0.46 (26Al) at•g–1•yr–1, and 0.039 (10Be) and 0.20 (26Al) at•g–1•yr–1, respectively. These contributions have been only scaled relatively to altitude.

Sample	longitude PGV	latitude PGV	variation°	N/R	Cave levels
AT-01	8,3	-47,1	42,9	R	Aven Noël 1/2
AT-02	2,3	-49,9	40,1	R	Aven Noël 1/2
AT-05	330,4	-35,4	54,6	R	Aven Noël 1/2
AT-10	12,4	-59,3	30,7	R	Aven Noël 5
AT-12	303,3	-46,9	43,1	R	Aven Noël 6
AT-13	314,7	-57,5	32,5	R	Aven Noël 6
AT-14	260,8	-65,9	24,1	R	Aven Noël 7
AT-15	217,2	-70,2	19,8	R	Aven Noël 7
AT-16	159,3	61,3	28,7	N	Triangle Cave
AT-17	1	-25,7	64,3	R	Triangle Cave
AT-18	317,7	-64,6	25,4	R	Cadet Cave
AT-19	287,8	-67,4	22,6	R	Cadet Cave
AT-20	320,4	-76,6	13,4	R	Aven Chazot
AT-24	207,5	55,8	34,2	N	St Marcel Cave
AT-25	200,8	74,1	15,9	N	Bartade Cave
AT-27	15,2	45	45	N	Bartade Cave
AT-28	141,7	-57,7	32,3	R	Madeleine
AT-30		-58,4	31,6	R	Madeleine
AT-31	186,3	-79	11	R	Madeleine
AT-32	348,4	-60	30	R	Madeleine
AT-33		-48,4	41,6	R	Madeleine
AT-36	127,6	63,4	26,6	N	Charbonnière
AT-52	95,6	-50,1	39,9	R	Déroc

AT-53	258,3	-59,4	30,6	R	Déroc
AT-54	16,5	-52,6	37,4	R	Aven Noël 4
AT-57	64,3	-58,6	31,4	R	Aven Noël 4
AT-71	11	-60,6	29,4	R	Rouveyrolle
AT-74	97	78,2	11,8	N	Rouveyrolle
AT-79	79	-62,2	27,8	R	Devès c

Table 2: Paleomagnetic results.

Références Bibliographiques

Acquaviva G., Douchet M., Michel L., Perret C., Potié L., Tardieu B., Touloumjian C., 2012. Cassis – La rivière mystérieuse, *Document de la ville de Cassis*, 35p.

Alberola, Millot, Font, 1995a. On the Seasonal and mesoscale variabilities of the Nothern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 18(2), 163-192.

Alla G., 1970. Etude sismique de la plaine abyssale au Sud de Toulon. *Rev. Inst. Fr. Pétrol.* ; vol. 25, n°3 : 291-304.

Alvarez-Marrón R. Hetzel, S. Niedermann, R. Menéndez , J. Marquínez, 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach Geomorphology 93 (2008) 316–334

Amblas D., Gerber T., Canals M. Pratson L., Urgeles R., Lastras G., Calafat A. 2011- Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean Basin, *Geomorphology* 130, 173-184.

Andreani L., Loget N., Rangin C., Le Pichon X. 2010. New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France) : evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. *Bull. Soc. Geol.. fr.,* t.181, n°6, pp. 547-563.

Andrews, J.E., Shepard, F.P., Hurley, R.J., 1970. Great Bahama Canyon. *Geological Society of America Bulletin* 81 (4), 1061–1078.

Angelier et le groupe Estocade, 1978 - Messinian subaerial erosion of the Stoechades and Saint-Tropez canyons : a submersible study », in *Marine Geology*, vol. XXVII, pp. 247-269,

Angelier J., Aubouin J., Bellaiche G., Blanchet R. de Chapral O., Irr F., le Pichon X., (Groupe Estocade) 1977 - Etude par submersible des canyons des Stoechades et de St Tropez, *C.R. Acad. Sc.* Paris, t. 284.

Arfib B., 2001 - Etude des circulations d'eaux souterraines en aquifères karstiques côtiers : observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce). *Thèse de doctorat de l'Université Paris* 6 343p.

Arfib B., 2005 - Ressources en eau en aquifère côtier : exemple d'un karst de Crète. *Géologues*, 146: pp 24-30.

Arfib B., Cavalera T. & Gilli E., 2006 - Influence de l'hydrodynamique sur l'intrusion saline en aquifère karstique côtier. *Comptes Rendus Geoscience*, 338: pp 757-767.

Arfib B., Lamarque T. 2011 - Traçages artificiels KarstEAU 2011 - Rapport de synthèse des injections d'Acide Amino G, Sulforhodamine B et Fluorescéine à Cuges les Pins, Ceyreste et Signes. Université de Provence. 53 p.

Arnaud, M., Barbaroux, L., Catzigras, F., Colomb, E.,Monleau, C., 1988. Le Burdigalien et la Langhien de Provence occidentale (Bouches-du-Rhône): nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 307(II): 779-784.

Arnoux, A. and Stora, G., 2003. Analyses granulométriques et chimiques des sédiments prélevés dans la zone de rejet des boues résiduaires de l'industrie de l'aluminium (Campagne Alpecast 2 sept-oct 2002), *Comité de suivi scientifique résidus de Bauxite Aluminium Péchiney*

Arthaud et Séguret, 1981 les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion, *Bull. BRGM fr*, (2), 1, 3, pp. 175-193.

Arthaud F. & Matte P. 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 88, 1305-1320.

Ascione, A., A. Cinque, E. Miccadei, F. Villani and C. Berti, 2008. The Plio-Quaternary uplift of the Apennine chain: New data from the analysis of topography and river valleys in Central Italy. Geomorphology, 102: 105-118

Audra P. 1994 − Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'Ile de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France).*Karstologia Mémoires,* 5, 279p.

Audra P., Camus H., Rochette P., 2001 –Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche : datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quaternaires (aven de la Combe Rajeau). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 172, n°1, pp. 121-129.

Audra P., Mocochain L., Camus H., Gilli E., Clauzon G., Bigot J.Y, 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta*, 17, 6, p.27-38.

Aunay et Le Strat, 2002. Introduction à la géologie des Corbières. *Rapport BRGM*/RP-51595-FR.

Aunay, B., N. Dörfliger, P. Le Strat, B. Ladouche, and M. Bakalowicz, 2003 – Evolution géologique, mise en place de la karstification et thermalisme des aquifères karstiques périméditerranéens. Exemple du karst des Corbières d'Opoul.Colloque "Circulations hydrothermales en terrains calcaires", *10ème journée technique. Carcassonne: CFH-AIH*: p.15-22.

Bache,F, (2003). Etude du Miocène du Golfe du Lion : description des unités sismiques, évolution de la marge DEA « dynamique des environnements sédimentaires » de l'université de Lille 1,52 pages, 3 annexes.

Bache, F., (2008). Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. Thèse, Université de Bretagne Occidentale, 361p

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., Suc, J.P., 2009. The Messinian erosional and salinity crises: view from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 139–157

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Aslanian, D., Labails, C., Rabineau, M., 2010. Evolution of rifted continental margins: the case of the Gulf of Lions (Western Mediterranean Basin). *Earth and Planetary Science Letters* 292, 345e356.

Bache F., Popescu S.-M., Rabineau M., Gorini Ch., Suc J.-P., Clauzon G., Olivet J.-L., Rubino J.-L., Melinte-Dobrinescu M. C., Estrada F., Londeix L., Armijo R., Meyer B., Jolivet L., Jouannic G., Leroux E., Aslanian D., Baztan J., Dos Reis A.T., Mocochain L., Dumurdzanov N., Zagorchev I., Lesic V., Tomic D., Çagatay M.N., Brun J.P., Sokoutis D, Csato I., Ucarkus G., Çakir Z. 2011 - A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, 23, 1-29, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00521.

Bakalowicz, 1999 Connaissance et gestion des ressources souterraines en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3, SDAGE Rhône -Méditerranée - Corse. *Agence de l'Eau Rhône - Méditerranées - Corse,* Lyon, 40 p

Barber P.M., 1981 − Messinian subaerial erosion of the proto-Nile delta. *Marine Geology*, vol. 44, pp. 253-272.

Bartole, R., 1995 - The North Tyrrhenian–Northern Apennines postcollisional system: constrain for a geodynamic model. *Terra Nova* 7, 7–30.

Bartrum J. A. 1924. The geology of the Riverhead-Kaukapakapa District, Waitemata County, Auckland. *Trans. N.Z. inst.* 55 : 139-3.

Bathymétrique et Imagerie Acoustique (Corse et Mer Ligure). Notice des Cartes Bathymétriques et Imagerie Acoustique de la Mer Ligure au 1/500000e, Ed. IFREMER, Plouzané, 22 pp.

Bellaiche G. 1970. Géologie sous-marine de la marge continentale au large du massif des Maures (Var, France) et de la plaine abyssale ligure. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.* ; VII, (5) : 403-440.

Bellaiche G. Pautot G., Aloisi J.-C., Coutelle A., Degiovanni C., Droz L., Gaullier V., 1991. Bathymétrie au « Seabeam » de la marge continentale méditerranéenne au large de la France métropolitaine : Premiers résultats de la campagne « Mesea I». *C. R. Ac. Sc.*, Paris. T. 313 ; sér. II : 547-556.

Bellaiche G., Mascle J., Recq M. 1971. Interprétation géologique des profils sismiques réalisés au Sud du massif des Maures. *C. R. Ac. Sc.,* Paris ; t. 272, sér. D : 1960-1963.

Belleville L., 1985 – Hydrologie karstique : géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des gorges de l'Ardèche. *Thèse Géologie*, Univ.Grenoble I, 228 p.

Benedicto Esteban, A., 1996. Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie Nord), Sud-Est de la France, Thèse de Doctorat. Université Montpellier 2, 235 pp.

Benson, R.H., Rakic-el bied, K. and Bonaduce, G., 1991 − An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography*, vol. 6, 1, p. 164-192.

Bergerat F. 1985 - Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. *Thèse* Sci., Paris 6, 317p.

Berné, S., Loubrieu, B., the CALMAR shipboard party, 1999. Canyons and recent sedimentary processes on the Western Gulf of Lions margin. *C. R. Acad. Sci., Ser.* IIa: Sci. Terre Planets 328, 471–477.

Berné, S., Carré, Loubrieu, B., Mazé, J.-P., Normand, A., 2001. Le Golfe du Lion. Carte Morpho-bathymétrique. *Cartes et Atlas. Region Languedoc Rousillon. Echelle 1/100000, Editions Ifremer*, Plouzané, France.

Berné S., Loubrieu B., 2006. Les canyons languedociens et pyrénéens en quatre dimensions. IFREMER. @ http://www.ifremer.fr/drogm/Realisation/Vulgar/canyon/canyon.html

Bertoni, C., Cartwright, J., 2005. 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean). *Basin Research* 17 (1), 43–62.

Besson, 2005 ; Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. *Thèse,* Ecole des Mines de Paris, 449p.

Béthoux N, Fréchet J, Guyoton F, Thouvenot F, Cattaneo M, Eva C, Nicolas M, & Granet M. 1992.- A closing Ligurian Sea ? .- Pure appl. Geophys., 139, 179-194.

Bigot J.Y., 2003 Observations morphologiques dans l'abîme de Maramoye (Le Beausset, Var) Karstologia N° 41 - 1/2003, 27-38

Bigot J.-Y., 2004 - Les puits et conduits subverticaux. *Spéléo*, n° 49, pp. 24-26.

Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., Stéphan, J.-F., 2004. Déformations pliocènes de la marge nord-Ligure (France): les conséquences d'un chevauchement crustal sub-alpin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 197e211.

Blanc J.-J., 1951 - Les formations quaternaires du dôme de Remollon et des environs du confluent Durance-Ubaye, *Bulletin de la Société préhistorique de France,* Volume 48, Numéro 7-8, pp. 324-333.

Blanc et Blanc-Vernet, 1966 - Affleurements sous-marins du Barrémien et de l'Aptien dans la baie de Cassis, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, pp. 1398-1399.

Blanc J.-J, Froget C., Guieu G. 1967 - Géologie littorale et sous-marine dans la région de Marseille. Relations avec les structures de la Basse-Provence. Bull. Soc. Géol. De France (7), IX, 1967, p. 561-571.

Blanc J.-J., Degiovanni C., Poydenot F., Roux M et Weydert P., 1991 - Analyse multicritères des réseaux aux canyons sous-marins de la Cassidaigne et de Planier (Marseille-Sud). Interprétation géodynamique. *3ème Congrès fr. Sédiment.*, Brest : 43-44.

Blanc J.-J., Degiovanni C., Poydenot F., Roux M-P., Weydert P., 1992 - Les escarpements sous-marins de la marge continentale de la Provence (SO du Banc des Blauquières aux canyons de Sicié). Etude géomorphologique. Géol. Méditer. ; T. XIX, n°1 : 3-17.

Blanc P.L., 2002 – The opening of the Plio- Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a cataclysm. – *Geodin. Acta.* vol. 15, p. 303- 317.

Blanchard R., 1911-Les côtes de Provence. La Géographie, t. XXIV, p.201-224.

Blavoux, B., Gilli, E., Rousset, C., 2004 - Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille–Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Comptes Rendus Géoscience* 336: 523-533.

Bonnifay E., 1962 - Les Terrains Quaternaires dans le Sud-Est de la France, *Thèse,* Institut de Préhistoire de l'Université de Bordeaux, 194p.

Borgovini, R., 2003 - Stratigraphie et faciès de la base du cycle Néogène de Basse Provence (littoral de la Nerthe : Carry-le-Rouet, Sausset-les-Pins). *Rapport Total, Exploration & Production,* DGEP/GSR/TG/THEM N°03-006: 134p.

Boschi L., C. Faccenna, and T. W. Becker, 2010 - Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean Basin *Geophysical Research Letters*, VOL. 37, L20303, doi:10.1029/2010GL045001, 2010.

Bourcart, 1935- Le Quaternaire marin dans le Golfe de Cadix, *C.R. Accad. Sci.*, t. CCI, p. 1493-1495.

Bourcart J., 1949. Peut-on étudier directement la géologie du plateau continental ? *C.R. Soc. Géol. France,* 2 : 12-14.

Bourcart J., 1952. Les frontières de l'Océan. Albin-Michel, Paris, col. Sciences d'aujourd'hui.

Bourcart J., 1960. Carte topographique du fond de la Méditerranée occidentale. *Bull. Musée Océan. Monaco* ; t. 1163 : 20p.

Bourdier F. 1961.-Le bassin du Rhône au Quaternaire, t. I et II. Paris, Centre nat. Rech. Scient.

Buiter S. J. H., 2000 - thesis, Utrecht University, Utrecht, Netherlands.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, USA

Cadilhac L., Crochet P. Marchet P. 2010 - Caractéristiques des aquifères karstiques, *in Audra P. Grottes & Karsts de France, Mémoires Karstologia* 358p.

Camus H., 2003 - Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud cévenole. Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. *Thèse de géographie physique - Géomorphologie*. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 675 p.

Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354–357.

Cavalera T., Arfib B., & Gilli E., 2006. Ressource karstique côtière en méditerranée : les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan (Marseille - France). *8e coll. hydrogeol. en pays calcaire*. Neuchâtel, 21-25 septembre 2006

Cavalera T., Gilli É. et Arfib B. 2009 - Les sources karstiques saumâtres de Port Miou et du Bestouan (Bouches-du-Rhône). Apport à la compréhension des aquifères karstiques côtiers. *Géologues*, vol. 160, p. 77-81.

Cavalera, T., 2007. Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône). Approche multicritère. *Mémoire de thèse*, Marseille, 397 pp.

Champion, C., Choukroune, P. et Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodinamica Acta*, 13: 67-85.

Chardon, D. et Bellier, O., 2003. Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(5): 497-510.

Cherchi, A. & Montadert, L., 1982. Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature* 298(7): 736-739.

Chevalier P., 1944 – Distinctions morphologiques entre deux types d'érosion souterraine. *Rev. Géogr. Alpine*, XXXII/III, pp. 475-486.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B. ECORS Pyrenees Team. 1990: Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics* 173, 411-423. doi: 10.1016/0040-1951(90)90234-Y.

Cita M.B., Ryan W.B.F., 1973 – The Pliocene record in deep-sea Mediterranean sediments. Time scale and general synthesis. - I*nitial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* 13, part. 2, p. 1405-1415.

Cita, M. B., and Ryan, W. B. F., (Eds.), 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. Marine Geology. v. 27, 366 p.

Clauzon G., 1973 − The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: W.B.F. Ryan and K.J. Hsü (Editors), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Washington, t. XIII, part. 2, p. 1251-1256.

Clauzon G. 1978 − The messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications.- *Marine Geology*, vol. 27, 3/4, p. 231-246.

Clauzon G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du " *Desiccated deep-basin model* " [Hsu, Cita, Ryan, 1973]. – *Bull. Soc. géol. France,* 24, 3, p. 597-610.

Clauzon, G., and Cravatte, J., 1985. Révision chronostratigraphique de la série pliocène traversée par le sondage Canet-1 (Pyrénées-Orientales): apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. C.R. Acad. Sci., Paris. 301-II, 1351-1354.

Clauzon G., Aguilar J. P. & Michaux J., 1987 Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 301 (19): pp 585-590.

Clauzon, G., Rubino, J.-L. et Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast, IAS 16th Regional Meeting of Sedimentology. Field trip Guide Book. Publication ASF n°23, Paris, pp. 145-222.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A. et Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? Geology, 24(4): 363-366.

Cloetingh S., Ziegler P.A., Beekman F., Andriessen P.A.M., Matenco L., Bada G., Garcia-Castellanos D., Hardebol N., Dezes P., Sokoutis D. 2005 - Lithospheric memory, state of stress andrheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography Quaternary Science Reviews 24 241–304

Cloetingh S.A.P.L., P.A. Ziegler, P.J.F. Bogaard, P.A.M. Andriessen, I.M. Artemieva, G. Bada, R.T. van Balen, F. Beekman, Z. Ben-Avraham, J.-P. Brun, H.P. Bunge, E.B. Burov, R. Carbonell,

C. Facenna, A. Friedrich, J. Gallart, A.G. Green, O. Heidbach, A.G. Jones, L. Matenco, J. Mosar, O. Oncken, C. Pascal, G. Peters, S. Sliaupa, A. Soesoo, W. Spakman, R.A. Stephenson, H. Thybo, T. Torsvik, G. de Vicente, F. Wenzel, M.J.R. Wortel, TOPO-EUROPE Working Group 2007 - TOPO-EUROPE: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes Global and Planetary Change 58 1–118.

Cluseau, 1965. Mission expérimentale à la Ciotat et Cassis: Recherches des émergences d'eau douce en mer. *Rapport BRGM* - DS.65.A.73

Collina-Girard J., 1996. Préhistoire et karst littoral : La grotte Cosquer et les Calanques marseillaises (Bouches-du-Rhône, France), *Karstologia*, 27, pp. 27-40.

Collina-Girard J., 1999. Réseaux de vallées et prospection sismique : relation et implications structurales sur le plateau continental (Marseille, Bouches-du-Rhône, France). *C. R. Acad. Sci. Paris,* II, 329, 357-362

Combes, P., 1984. La Tectonique récente de la Provence Occidentale : microtectonique, caracétristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité., Université Louis Pasteur, Strasbourg, 192 pp

Cooper, R.A., Valentine, P., Uzmann, J.R., Slater, R.A., 1987. Submarine Canyons. in:*Backus, R.H. (Ed.), Georges Bank. MIT Press,* Cambridge, MA, pp. 53–63.

Cornet G., Durozoy G., Gouvernet Cl., Munck F. 1963 ; La source sous-marine de Port-Miou (Calanques de cassis) - Etude par prospection géophysique – Livret-guide hydrogéologique, *BRGM*, DS. 63. A107, novembre 1963.

Cornet C. 1966-Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. Thèse doctorat Etat, Univ. Paris, Mém. Soc. Géol. Fr., 103, 245p.

Cornet, C. 1968. Le graben Médian (Zone A) de la Méditerranée occidentale pourrait être Pontien. *Comptes Rendus Sommaires des Seances de la Societe Geologique de France*, 5: 149.

Corroy G., Gouvernet C., Chouteau J., Sivirine A., Gilet R. & Picard J., 1958 Les résurgences sous-marines de la région de Cassis - La fontaine de Vaucluse - Résultats scientifiques des explorations de 1955 et 1956. *Bulletin de l'Institut Océanographique*, 1131: pp 1-35.

COST Action 621, 2005. Ground Water Management of Coastal Karstic Aquifers, 363p.

Coulon C., 1967 - Le volcanisme tertiaire de la région toulonnaise (Var). *BSGF*, IX ; (7) : 691-700.

Coutellier V., 1985. Mise en évidence et rôle des mouvements gravitaires dans l'évolution de la marge continentale. Exemple des marges du golfe du Lion et de la provence occidentale. Thèse Doct. 3ème cycle, *Univ. P. et M. Curie* ; Paris : 189p.

Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M., Rouaix, S., 1974. Les forages du Golfe du Lion – Stratigraphie, Sédimentologie. Compagnie Françaises du Pétroles, Notes & Mémoires 11 : 209-274.

Cronin, B.T., Akhmetzhanov, A.M., Mazzini, A., Akhmanov, G., Ivanov, M., Kenyon, N.H., TTR-10 Shipboard Scientists, 2005. Morphology, evolution and fill: implications for sand and mud distribution in filling deep-water canyons and slope channel complexes. *Sediment. Geol.* 179, 71–97.

Dana, J.D. 1849: United States Exploration Expedition 1838–1842. *Geology* 10.

Dana, J.D., 1863. Manual of Geology: Treating of the Principles of the Science with Special Reference to American Geological History, for the Use of Colleges, Academies, and Schools of Science. *Theodore Bliss & Co.,* Philadelphia. 798 pp.

Debard E., 1997 - Les remplissages karstiques du Bas-Vivarais : karstogenèse, sédimentogenèse et archéologie. *Quaternaire*, 8, 2/3, pp. 305-317.

Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Volume 1 Stratigraphie et paléogéographie. Mémoires du B.R.GM., 125.

Debrand-Passard et Courbouleix, 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM* Fr. n° 126.

Denizot, G., 1934. Note sur l'extension des cailloutis pliocènes dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. France*, série 5, t. IV, p. 613-647.

Depéret, 1889. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille.

Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Torco, D. H. W. Hutton, and S. D. Knott 1989, Kinematics of the western Mediterranean, in Alpine Tectonics, edited by M. P. Coward, D. Dietrich, and R. G. Park, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 265 – 283.

Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. Tectonophysics 389, 1–33.

Dinarès-Turell, J., Playà, E., Rosell, L., 1999. Paleomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Fortuna basin (SE Spain): early restriction preceding the "Messinian salinity crisis". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 154, 161–178

Dörfliger N., *Fleury P., Le Strat P.* 2008. Caractérisation géologique et hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques sous couverture. Méthodologie, synthèse bibliographique et synthèse géologique régionale. *Rapport intermédiaire BRGM*-RP-56375-FR, 26 ill., 49p.

Dörfliger N., Jeannin P.-Y. & Zwahlen F., 1999 Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environmental Geology*, 39 (2): pp 165-176.

Dos Reis A.T., Gorini C. & Mauffret A. 2005. – Implications of salt-sediment interactions for the architecture of the Gulf of Lions deep-water sedimentary systems, western Mediterranean sea. – *Mar. Petrol. Geol.*, 22, 713-746.

Douchet M., 1992 - La rivière souterraine du Bestouan. *Spelunca*, 47 (septembre 1992): pp 11-15.

Douchet M., 1993a - Port Miou - Le Bestouan. *Spelunca*, 49: pp 5-6.

Drogue C., 1971. - De l'eau dans les calcaires. *Sciences, Progrès, Découvertes*. V. 3433. Pp. 39-44.

Drogue, 1974 ; Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forages : Comptes Rendus à l'Académie des Sciences de Paris, série III, n°278, p.2621-2624.

Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., Tofani, R., 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system Gulf of Guinea. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 108, 253–269.

Ducrot J., 1967. Premières données sur la structure profonde du Banc des Blauquières (région de la Ciotat, Bouches-du-Rhône). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 3, p.80-81.

Ducrot J., 1971. Contribution à l'étude des structures marines profondes du Banc des Blauquières et de la région du cap Sicié (Méditerrannée occidentale) et de leurs relations avec les formations continentales de la Provence méridionale. *Thèse de doctorat Géologie*, option Géophysique marine, Univ. Bordeaux, 168p

Dupire, 1985, Etude cartographique au 1/25000 de la zone sud du bassin de Marseille, aperçu géomorphologique et néotectonique. *Thèse de l'Université de Provence*, *Aix-Marseille 1,* 104p. et annexes.

Edwards, A.B. 1941: Storm wave platforms. *Journal of Geomorphology* 4, 223–36.

Edwards, A.B. 1951: Wave action in shore platform development. *Geological Magazine* 88, 41–49.

Faccenna C., Funiciello F., Giardini D., Lucente P., 2001. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean *Earth and Planetary Science Letters* 187 : 105-116

Faccenna C.,. Becker T W, Lallemand S., Lagabrielle Y., Funiciello F, Piromallo C., 2010 - Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes? Earth and Planetary Science Letters 299 (2010) 54–68

Fleury P., Bakalowicz M., Becker P. 2007, Caractérisation d'un système karstique à exutoire sous-marin: exemple de la Mortola (Italie). *C.R. Géosciences* 339, 407-417.

Flood, R.D., 1994. Abyssal bedforms as indicators of changing bottom current flow: examples from the U.S. East Coast continental rise. *Paleoceanography* 9 (6), 1049–1060.

Floquet, M. & Hennuy, J. 2001. Anatomy of resedimented carbonates in the latest Turonian - Earliest Coniacien South-Provencal Basin. In: Anatomy of carbonate bodies - International Meeting. M. Floquet, J. Hennuy & J.-P. Masse (eds.), *Géologie Méditerranéenne*, t. 28 (1-2), p.67-71.

Floquet, M. & Hennuy, J. 2003. Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian-Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France): origins and depositional processes. In: *Advances in natural and technological hazards research, submarine mass movements and their consequences. J. Locat & J. Mienert (eds.), Kluwer Academic Publishers Bookseries*, vol. 19, p.417-424.

Forte, A. M. 2007, Constraints on seismic models from other disciplines: Implications for mantle dynamics and composition, in Treatise on Geophysics, vol. 1, Seismology and the Structure of the Earth, edited by B. Romanowicz and A. M. Dziewonski, pp. 805 - 858, doi:10.1016/ B978-044452748-6.00027-4, Elsevier, Amsterdam.

Fournillon A., Arfib B., Tassy A., Gilli E., Borgomano J., *in prép* Characterization of groundwater flows and saline intrusion in coastal carbonate aquifers by sea-surface-salinity survey.

Fournillon A., 2012, Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterrainne de l'unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France), Thèse de l'Université d'Aix-Marseille, 408pp.

Froget C., 1967. Découvertes d'affleurements quaternaires anciens sur le Précontinent provençal au large de l'île de Riou. *C.R. Acad. Sci. Paris*, (D) 264, 2, p. 212-214.

Froget C. 1966 - Découvertes de formations quaternaires sous-marines au banc du Veyron (Baie de Marseille). *C.R.Ac. Sc.*, t. 263, p. 1352-1354.

Froget C., 1972. Exemples de diagenèse sous-marine dans les sediments pliocènes et pléistocènes: dolomitisation, ferruginisation (Méditerranée nord-occidentale, Sud de Marseille). Examples of submarine diagenesis in Pliocene and Pleistocene sediments : dolomitization, ferruginisation (northwest Mediterranean, south of Marseille) *Sedimentology*, vol. 19 – n°1/2, pp.59-85.

Froget C., 1974 - Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale, *Thèse de doctorat*, Univ. Aix-Marseille. 219p..

Gargani J., 2004 -. Eustatisme, érosion et isostasie flexurale : modélisation numérique appliquée au Rhône messinien, *C. R. Geoscience* 336 901–907.

Gargani J., Rigollet C., Scarselli S. 2010 - Isostatic response and geomorphological evolution of the Nile valley during the Messinian salinity crisis. *Bull. Soc. Geol. Fr*, t.181, n°1, pp 19-26.

Gari, J., 2008. Développements en géologie numérique d'affleurement et modèlisation stratigraphique 3D : exemple de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur (SE, France), *Thèse de Doctorat*. Université de Provence, 284 pp.

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett*. 258 (3-4) 359-377

Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., Imbert, P., 2006.- Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 234, 111–128.

Geel, T., 1995.- Oligocene to early Miocene tectono-sedimentary history of the Alicante region (SE Spain): implications for Western Mediterranean. *Basin Res.* 7, 313–336.

Gennesseaux M. et Lefebvre D., 1980 − Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géol. Méditer.*, t. 7, 1, p. 71-80.

Gennesseaux, Canyons sous-marins, Géomorphologie sous-marine, Encyclopedia Universalis. http://www.universalis.fr

GEPS, 1968.- Port-Miou 1968. Rapport interne, *SRPM* 32p.

Ghyben, B., 1889.- Nota in verband met voorgenomen putboring nabij Amsterdam (notes on the probable results of the proposed well drilling near Amsterdam), *Inst. Ing. Tijdschr.*, La Hague.

Gilli E., 1999. Détection de sources sous-marines et précision de l'impluvium par mesure des variations de salinité. L'exemple de la source de Cabbé-Massolins (Roquebrune-Cap-Martin, France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 329, 109-116.

Gilli E. 2001, - Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Provence. *7e coll. hydrogeol. en pays calcaire et milieu fissuré*. Besançon, 20-22 sept. 200. p. 157-160

Gilli E., 2002 - Etude préalable sur le drainage des karsts littoraux. *Rapport d'étude*, Agence de l'eau RMC, Janvier 2002: 83p

Gilli E. 2009 Localisation des émergences karstiques des calanques de Cassis et de la baie de La Ciotat.. Avec la collaboration de A. Tassy, A. Fournillon, B. Arfib, Dossier provisoire, *KarstEAU* - Université de Provence.49p

Gombert Ph., 1988 - Hydrogéologie et karstogenèse du Bas Vivarais calcaire. *Thèse de troisième cycle,* Montpellier, 1988, 483 p.

Gorini, C., 1993. Gédynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). *Thèse*, Université de Toulouse I, 256p.

Gorini, C., Guennoc, P., Mauffret, A., Benedicto, A. and Maerten, L. 1997. Carte structurale du rift Oligo-Aquitanien du Golfe du Lion (*Ed BRGM*).

Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., Dos Reis, T., Guennoc, P., Le Strat, P., Mauffret, A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Mar. Pet. Geol.* 22, 695–712.

Granger D.E., Kirchner J.W., Finkel R.C. 1997. –Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic 26Al and 10Be in cave-deposit alluvium, *Geology* 25, 107-110.

Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. *Géol. Fr.* 3: 67-97.

Guennoc P., Bache F., Gorini C ;, Clauzon G., Rubino J.-L., Dos Reis T., Mauffret A., Duvail C., Roure S., Le Strat P., Rabineau M., Aslanian D., Olivet J.-L., Lofi J., Ambert P. 2006 – Physiographie messinienne de la marge du Golfe du Lion, nouvelle synthèse. Poster, Colloque GDR Marges, 29-30 mars 2006, Paris.

Guérin R., 1973 - Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire. *Thès*e, Univ. Montpellier, 113 p.

Guieu 1964-La structure de l'extrémité occidentale de la chaîne de l'Etoile au Nord de Marseille. *B. S. G. F.,* (7), VI, p. 412-418.

Guieu G., Ricour J., Rouire J., Philip J., Monteau R. 2008 Découverte géologique de Marseille et de son environnement montagneux, Ed. Jeanne Laffite BRGM éditions, 244p.

Guieu, G., 1968. Etude tectonique de la région de Marseille, *Thèse de Doctorat*. Université de Provence, 604 pp.

Guillou-Frottier L., Lucazeau, F., Garibaldi, C Bonte, D., Coueffe, R., 2010. Heat flow and deep temperatures in the Southeast Basin of France: Implications for local rheological contrasts. *Bulletin de la Societe Geologique de France* volume: 181 issue: 6 pages: 531-546.

Gurnis, M. 2001, Sculpting the Earth from inside out, Sci. Am., 284, 40−47, doi:10.1038/scientificamerican0301-40.

Haq B. U., Hardenbol J. & Vail P., 1987−Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, vol. 235, p.1156-1167.

Harangi, S., Downes, H. & Seghedi, I. 2006. Tertiary Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine Mediterranean region. In: Gee, D. & Stephenson, R. (eds) European Lithosphere Dynamics. *Geological Society, London*, Memoirs 32, pp167-190.

Harris P T and Baker K eds 2012 Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat, *GeoHAB Atlas of Seafloor Geomorphic Features and Benthic Habitats*. Elsevier

Harris P., Witheway T. 2011- Global Distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins, *Marine Geology* 285, 69-86.

Herzberg, A., 1901. Die Wasserversorgung einiger Nordsee Ba¨der. J. Gasbeleucht. Verw. Beleuchtungsarten Wasserversorg., 44, pp. 815–819, 842–844.

Hippolyte, J.C., Angelier, J., Nury, D., Bergerat, F. et Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocène basins of the Provence, Southern France. *Tectonophysics*, 226: 15-35.

Hsu, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. Origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.B.F., Hsu, K.J. (Eds.), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp. 1203–1231.

Jobes Z., Lowe D., Uchytil S. 2010 Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea, *Marine and Petroleum Geology* 28, 843-860.
Johannes RE. (1980)-The ecological significance of the submarine discharge of groundwater. Mar Ecol, Prog Ser; 3:365–73.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funiciello, R., Cadet, J.P., Parra, T., 1998. Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case. *J. Geophys. Res.* 103 (B6), 12123–12160.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *Am. J. Sci.* 303, 353–409.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., Rouchy, J.M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology* 188-189, 9-33.

Jolivet, L. *et al.,* 2008. Géodynamique Méditerranéenne. *Société Géologique de France*. Vuibert, 230p.

Journot Cl. 1948. Le couloir périphérique des Maures. In: *Annales de Géographie*., t. 57, n°306. pp. 109-118. doi : 10.3406/geo.1948.12225

Kenneth, *et al,* 1995. "Buyers and Sellers: Should I Stay or Should I Go?," *American Economic Review*, American Economic Association, vol. 85(2), pages 281-86, May.

Kiraly, 1975; Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of karstic terrains ;* AIH.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. and Wilson, D.S. 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652-655.

Lacombe, O. et Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24: 20 p.

Lacombe, O., Jolivet, L., 2004. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenes–Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24, TC1003, doi:10.1029/ 2004TC001673.

Lamarche, J., Jayet O., Lavenu A., Gauthier B., Guglielmi Y., Demory F., Masse JP., Marie L. 2010, Mechanostratigraphy and fracture facies in lower Cretaceous carbonates of Provence (SE-France): EGU Meeting.

Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A.M., Acosta, J., 2007. Slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geol. Acta* 5, 35–47.

Laurent O., Stephan J.-F. and Popoff M., 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'Arc de Castellane (Chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, 3, 33-65.

Le Pichon X., Rangin C., Hamon Y., Loget N., Ying Lin J., Andreani L., Flotte N. 2010 Geodynamics of the France Southeast Basin, *BSGF* v.181, no. 6 p. 477-501.

Lee, Y.D., George, R.A., 2004. High-resolution geological AUV survey results across a portion of the eastern Sigsbee Escarpment. *AAPG Bull.* 88, 747–764.

Leenhardt O., Pierrot S., Rebuffatti A., Sabatier H., 1969 - .Etude sismique de la zone de Planier (Bouches du Rhône), *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXIV, 11, p. 1261-1287.

Lofi J., 2002 − La Crise de Salinité Messinienne : Incidences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. *Thèse*, Lille I. 285 p.

Lofi J., Rabineau M., Gorini C., Berné S., Clauzon G., De Clarens P., Reis A.T.D., Moutain G.S., Steckler M.S., Ryan W.B.F. & Fouchet, C., 2003 − Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the Western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, vol. 198, p. 289-317.

Lofi J., Gorini CH., Berné S., Clauzon G., Reis T.D., Ryan W.B.F., & Steckler M.S., 2005 − Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, vol. 217, 1-2, p. 1-30.

Lofi J, Déverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F., Thinon I., 2011 - Seismic Atlas of the « Messinian Salinity Crisis" Markers in the Mediterranean and Black Seas. *Commission for the Geological Map of the World/ Mémoires de la Société Géologique de France*, n.s., , t.179, 72p.

Loget, N., Van den Driessche, J., Davy, P., 2005. How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nova* 17

Loubet A., 2008. Caractérisation hydrodynamique de l'intrusion saline en aquifère karstique par l'étude des sources saumatres littorales : le cas des sources de Port-Miou (Marseille Cassis, France). *Rapport de stage de recherche de Master 2 Eaux, Sols, Environnement de l'Université Paul Sabatier, Toulouse,* 31p.

M. Wilson, G. Bianchini, 1999 - in *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen*, B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Seranne, Eds., *Geol. Soc. London Spec. Publ. 156*, pp. 141Ð168.

Maillard A., Gorini C., Mauffret A., Sage F., Lofi J. & Gaullier V. (2006). – Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia basin (northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian salinity crisis. – *Sediment. Geol.*, 188-189, 69-91.

Maillard A., Lofi J., Déverchère J., Gaullier V., Loncke L., Sage F., Thinon I., Guennoc P., Gillet H. & Gorini C. 2011. – synthesis. *In :* J. Lofi, J. Déverchère *et al.*, Eds., Seismic atlas of the Messinian salinity crisis markers in the offshore Mediterranean domain. – CCGM & *Mém. Soc. géol. Fr.*, *n.s.,* 179, 72 p.

Mangin, 1975 Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Annales de spéléologie*, vol. 29, n°4, p495-601.

Marsaud B. 1997 – Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. *Mémoire de thèse*, Orsay-Paris XI : 301p.

Martel E.-A 1921 - Nouveau traité des eaux souterraines, Paris: O. Doin. 838 p.

Martel E.-A. 1908 – L'évolution souterraine - Avec 80 figures, E. Flammarion. Paris. 388p

Martini J. 2005. - – Etude des paléokarsts des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France) : mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne. *Karstologia*, n° 45-46, p. 1-18

Masse, J.-P (1971). Présence de remplissages marins dans les cavités karstiques à la barre de Rognac (Les Pennes-Mirabeau –B.-du-Rh.). *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle de Marseille.* Tome XXXI.

Masse J-P. et Philip J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme durancien. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, XVIII, 1, p. 49-66.

Masse et Fenerci-Masse, 2011. Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian–early Aptian record of southeast France, *Cretaceous Research*, vol. 32, issue 6, pp. 659-684.

Mauffret, A., I. Contrucci, and C. Brunet 1999 - Structural evolution of the northern Tyrrhenian Sea from new seismic data, *Mar. Pet. Geol.*, 16, 381 – 407.

Maurel-Ferrandini, M., 1976.- Reconstitution paléogéographique du Burdigalien du littoral de la chaîne de la Nerthe et de la région des étangs (Bouches du Rhône, France). *PhD Thèse*, Université Aix-Marseille I: 135p.

McAdoo, B.G., Pratson, L.F., Orange, D.L., 2000.- Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology* 169 (1–2), 103–136.

Meniscus X., 2012 – Résurgence de Port-Miou -223 m le 7 mai 2012, compte rendu de plongée, http://cnps.plongeesouterraine.org.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.A., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005.- The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310, 1293–1296.

Mitchum, R. & Vail, P., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. C. E. Payton. Tulsa, A.A.P.G. Memoir. 26.

Mocochain L., Clauzon G. & Bigot J.-Y., 2006a – Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise messinienne. *Bull. Soc. géol. France*, t. 177, 1, p. 27-36.

Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y., Brunet P. 2006 b. - Geodynamic evolution of the peri mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and the Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 188-189, 219-233.

Mocochain L., Bigot J.-Y., Clauzon G., Faverjon M., & Brunet Ph., 2006c – La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel (ou un site de référence) pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. *Karstologia*, 48, pp. 33-50.

Mocochain L., 2007 – Les manifestations géodynamiques –externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plate-forme carbonatée peri-méditerranéenne : Le karst de la Basse Ardèche (Moyenne Vallée du Rhône ; France). *Thèse de doctorat* de l'université Aix-Marseille I.

Mocochain L., Audra Ph., Clauzon G., Bellier O., Bigot J.-Y., Parize O. et Monteil Ph., 2009 - The effect of rivers dynamic induced by Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: example of the Lower Ardèche River (Rhône Mid-valley). *Geomorphology*.

Mocochain L., Audra P., Bigot J.-Y. 2011 - Bull Soc Geol France, Base level rise and *per ascensum* model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts Bulletin de la Société Géologique de France March 2011 v. 182 no. 2 p. 87-93 doi: 10.2113/gssgfbull.182.2.87

Molliex, 2009 ; Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France) *Thèse de l'université Paul Cézanne*, 346p.

Monleau, C., Arnaud, M., Catzigras, F., 1988. L'Oligocène supérieur marin de la Nerthe (B-d-R): nouvelles données sédimentologiques et paléogéographiques dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris 306(11): 487-490.

Montadert L., Sancho J., Fail J.P., Debyser J. & Winnock E. 1970. – De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée occidentale (Nord-Est des Baléares). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 271, 812-815.

Montenat, C., Ott d´Estevou, P., 1990. Eastern betic Neogene Basins —a review. In: *Montenat, C. (Ed.)*, Les Bassins Neogenes du Domaine Bétique Orientale (Espagne). *Documents et Travaux IGAL*, pp. 9–15.

Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Puig, P., Orange, D.L., 2004. Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Marine Geology* 211 (1–2), 101–119.

Nelson, C.H., Normark, W.R., Bouma, A.H., Carlson, P.R., 1978. Thin-bedded turbidites in modern submarine canyons and fans. In: *Stanley, D.J., Kelling, G. (Eds.)*, Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches. Dowden, Hutchinson, and Ross, Stroudsburg, PA, pp. 177–189.

Nesteroff,W.D., 1973. Un modèle pour les évaporites messiniennes en Méditerranée: des bassins peu profonds avec dépots d'évaporites lagunaires. In: Drooger, C.W. (Ed.), Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. Ned. Akad. Wetensch*, pp. 69–81.

Nicod J., 1967 – Recherches géomorphologiques en Basse Provence. Gap ed., Thèse de l'Université de Provence (France), 580 p.

Nicod J., 1995 Carte géomorphologique des karsts de France, *Karstologia* n°25

Norman S. E., Chase C. G. 1986 Uplift of the shores of western Mediterranean due to Messinian desiccation and flexural isostasy. Nature, Vol. 322; 450-451.

Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: is size any clue to their importance in the rock record?. Boulder, CO In: Chan, M.A., Archer, A.W. (Eds.), Extreme Depositional Environments: Mega End Members in *Geologic Time Geological Society of America Special Paper*, vol. 370, pp. 175e190.

Nury D. 1988-L'Oligocène de Provence méridionale : stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. Thèse d'Etat, Univ. De Provence, 411p.

Nury, D. & Schreiber, B. C., 1997. The Paleogene basins of southern Provence. Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene). *G. S. Busson, B. C. New York, Columbia Univeristy Press*: 240-300.

Nury, D. & Thomassin, A. B., 1994. Paleoenvironnements tropicaux, marins et lagunaires d'un littoral abrité (fonds meubles à bancs coralliens, lagune évaporitique) à l'Oligocène terminal, en Basse-Provence (région d'Aix-en-Provence - Marseille - France). *Géologie Méditerranéenne* XXI(1-2): 95-108.

Olivet, J.L. 1996. La Cinématique de la plaque Ibérique. In: *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 20, pp. 131-195, Pau, France.

Oudet, J., 2008. Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal. *Thèse, Univ. Aix-Marseille* I., 288 pp.

Oudet, J., Münch, P., Borgomano, J., Quillévéré, F., Melinte-Dobrinescu, M., Demory, F., Viseur, S., Cornée, J.J., 2010a. Land and sea study of the Northeastern Golfe du Lion rifted margin: the Oligocene-Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181 (6), 591e607. doi:10.2113/gssgfbull.181.6.591.

Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabrés, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S., Bonnin, J., 2006. Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Mar. Geol.* 234, 43–61.

Palmer A.N., 1987 – Cave levels and their interprétation. *National Speleological Society Bulletin*, vol. 49, p. 50-66

Paloc H. et Potié L., 1973 : Etat des connaissances sur les sources littorales et sous-marines, *Rapport interne BRGM* (74 SGN 249 AME) 103 p.

Pedoja K., Husson E., Regard V., Cobbold P. R., Ostanciaux E., Johnson M. E., Kershaw S, Saillard M., Martinod J., Furgerot L., Weill P., Delcaillau B. 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? Earth-Science Reviews 108: 1–15.

Perrette Y., 1999 - Les stalagmites : archives environnementales et climatiques à haute résolution, présentation des protocoles d'études et premiers résultats sur des spéléothèmes du Vercors. *Karstologia*, n° 34, p. 23-44.

Philip J., Anglada R., Rousset C., Tronchetti G. 1975 Sur la découverte d'un nouveau témoin de la transgression miodène en Basse Provence occidentale. Implications paléogéographiques. C. R.

Philip, J., Airaud, C. & Tronchetti, G. 1989. Evénements paléogéographiques en Provence (SE France) au passage Cénomanien-Turonien. Modifications biosédimentaires. Causes géodynamiques. In : *Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)*. P. Cotillon (eds.), *Geobios*, vol. 11, p.107-117

Pomar K. 2010. Visualization and quantification of fractures and karst in Cretaceous carbonates, Cassis, France. Master of Sciences, University of Miami. 105 p.

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, 249–265.

Posamentier, H.W., and G.P. Allen, 1993, Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors: Sedimentary Geology, v. 86, p. 91-109.

Potié L. & Ricour J., 1971 Résurgences sous-marines de Port Miou - Cassis (Bouches-du-Rhône). *Rapport interne*, SRPM, 3 Décembre 1971: 8 p.

Potié L. & Ricour J., 1973 Etudes et captage de résurgences d'eau douce sous-marines. *Revue technique internationale de l'eau*: pp 5-18.

Potié L., 1974 Captage des résurgences sous-marines d'eau douce – Observations sur les effets du barrage expérimental de port-Miou – Rapport et documents annexes. *Rapport interne, SRPM* (SEM_74-RT-1001-PM) 31p.

Pratson, L.F., Coakley, B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin* 108, 225–234.

Pratson, L.F., Imran, J., Parker, G., Syvitski, J.P.M., Hutton, E., 2000. Debris flows vs. turbidity currents: a modeling comparison of their dynamics and deposits. In: Bouma, A.H., tone, C.G. (Eds.), Fine-grained Turbidite Systems: *Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir* 72/SEPM Special Publication 68, pp. 57–72.

Pratson, L.F., Nittrouer, C.A., Wiberg, P.L., Steckler, M.S., Swenson, J.B., Cacchione, D.A., Karson, J.A., Murray, A.B., Wolinsky, M.A., Gerber, T.P., Mullenbach, B.L., Spinelli, G.A., Fulthorpe, C.S., O'Grady, D.B., Parker, G., Driscoll, N.W., Burger, R.L., Paola, C., Orange, D.L., Field, M.E., Friedrichs, C.T., Fedele, J.J., 2009. Seascape evolution on clastic continental shelves and slopes. *In: Nitrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L. (Eds.),* Continental-Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy. *IAP Special Publication*, 37. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 339–380.

Puga-Bernabéu A., Webster J., Beaman R., Guilbaud V. 2011 Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate–siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia, *Marine Geology* 289, 100-116.

Rabineau M., Berné S., Aslanian D, Olivet J-L., Joseph P., Guillocheau F, Bourillet J-F, Ledrezen E, Granjeon D., 2005 - Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles, *Marine and Petroleum Geology* 22 775–804

Rangin C., Le Pichon X., Hamon Y., Loget N., Crespy A., 2010 .- Gravity tectonics in the SE Basin (Provence, France) imaged from seismic reflection data. *Bull. Soc. Geol.. fr.,* t.181, n°6, pp. 503-530.

Reading H.G., Richards M., 1994 - Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 78, pp. 792–822

Rehault J.P. 1981 - Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin ligure (Méditerranée occidentale). *Thèse Sci. Paris,* 132 p.

Rehault J.P., Boillot G. & Mauffret, A., 1984 − The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, vol. 55, 3-4, p. 445-475.

Reilly, T.E., Goodman, A.S., 1985. Quantitative analysis of saltwater– freshwater relationships in groundwater systems – a historical perspective. *Journal of Hydrology* 80, 125–160.

Richet R., 2011, Modélisation stratigraphique 3D haute résolution d'une bordure de plate-forme carbonatée d'âge Crétacé inferieur: la falaise de Gresse en Vercors. *Thèse de l'Université de Provence* , 160p.

Ridente, D., Foglini, F., Minisini, D., Trincardi, F., Verdicchio, G., 2007. Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari Canyon on the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology* 246 (2–4), 193–207.

Ritz J.F., Ohang-Trong P., Rebal S., Philip H., Hesquel G., 1990. Le séisme du 26-12-89 en Méditerranée au large de la Côte d'Azur. Tectonique active en compression, perturbations de contraintes et inversion tectonique au niveau d'une marge continentale. C. R. Acad. Sci., 310, II, 1505-1512.

Rizzini, A., Vezzani, F., Cococcetta, V., Milad, G., 1978. Stratigraphy and sedimentation of a Neogen–Quaternary section in the Nile delta aera (A.R.E.). *Mar. Geol.* 27, 327–348.

Rodet J., 1992 - La craie et ses karsts. *Centre Normand d'Etude du Karst* -Groupe Seine édit., 560 p.

Rosenbaum, G., Lister, G.S. et Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics,* 359: 117-129.

Rouchy, J.M., Taberner, C., Blanc-Valleron, M.M., Sprovieri, R., Russell, M., Pierre, C., Di Stefano, E., Pueyo, J.J., Caruso, A., Dinares-Turrell, J., Gomis-Coll, E., Cespuglio, G., Ditchfield, P., Grimalt, J., Pestrea, S., Combourieu-Nebout, N., Santisteban, C., 1998. Sedimentary, diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. *Sediment. Geol.* 121, 23–55.

Roure S., Clauzon G., Rubino J-L., Séranne M., Camy-Peyret J., Xavier J-P. 2009. L'incision Messinienne: Cartographie des canyons du Rhône et de la Durance: Processus et implications. *12ème congrès de l'ASF*, 25-31 octobre 2009, Rennes.

Rousset, C., 1967. Preuves de la transgression vindobonienne sur la crête de la montagne de Sainte-Victoire (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, IX, p. 543-548.

Rubino *et al.,* Le Miocene de la Nerthe et des étangs : des émersions au remplissage de paleovallées : l'enregistrement de la deformation *in* Besson et al., 2005 Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin *Excursion commune ASF - GDR « Marges Golfe du Lion »* des 8, 9 et 10 octobre 2005

Ryan W.B.F., 1976 – Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, vol. 23, p. 791- 813.

Ryan W.B.F., 1978 − Messinian badlands on the southeastern margin of the Mediterranean sea. *Marine Geology*, vol. 27, pp. 349-363. Ryan W.F., Hsü K.J. *et al.*, 1973 – Initial reports of the deep sea drilling project. D.C., U.S. *Government Printing Office,* Washington, t. XIII, part. 1 and 2, 1447 p.

Ryan, W.B.F. & Cita, M.B., 1978 – The nature and distribution of Messinian erosional surfaces; indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, vol. 27, 3-4, p. 193-230

Savoye B. and Piper D.J.W., 1991 – The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, Southern France. *Marine Geology*, vol. 97, p. 279-304.

Savoye, B., Piper, D.J.W., Droz, L., 1993. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Mar. Pet. Geol.* 10, 550–571.

Savoye, B., Réhault, J.-P., Le Suavé, R., Monti, S., Le Drezen, E., 1997. Synthèse Bathymétrique et Imagerie Acoustique (Corse et Mer Ligure). Notice des Cartes Bathymétriques et Imagerie Acoustique de la Mer Ligure au 1/500000e, Ed. *IFREMER*, Plouzané, 22 pp.

Schreiber D. , 2010, Modélisation géométrique 3D et champs de déformations dans les Alpes du Sud, *phd thesis*, Nice, pp. 307.

Séranne, M., 1999 -. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In *The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen*. In: B. Durand, L.

Jolivet, F. Horváth and M. Séranne. (Eds.), *London, The Geological Society. Special Publication 156: 15-36*.

Séranne, M., Benedicto-Esteban, A., Labaum, P., Truffert, C.,Pascal, G., 1995 -. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology* 12(8): 809-820.

Shackleton, Nicholas J; Hall, Michael A; Pate, D 1995 -: Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 864. In: Pisias, N G, Mayer, L A, Janecek, T R, Palmer-Julson, A van Andel, T H (eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientfic Result, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 138, 337-355, doi:10.2973/odp.proc.sr.138.117.1995

Shanmugam, G., Moiola, R.J., Damuth, J.E., 1985.- Eustatic control of submarine fan development. In: *Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.),* Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag, New York, pp. 23–28.

Shepard, F.P., 1981.- Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 65, 1062–1077.

Shepard, F.P., 1963.- *Submarine Geology*. Harper & Row, New York.

Sissingh, W., 2001 -. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland : Correlation of the Tertiary Sedimentary sequences, change in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics* 333: 361-400.

Sissingh, W., 2006 -. Kinematic sequence stratigraphy of the European Cenozoic Rift System and Alpine Foreland Basin: correlation with Mediterranean and Atlantic plate-boundary events. *Netherlands Journal of Geosciences* 85(2): 77-129.

Spakman, W., Wortel, R., 2004. - A tomographic view on the Western Mediterranean geodynamics, In: Cavazza *RF, Spakman W, Stampfli GM, Ziegler PA (eds): The TRANSMED* Atlas—the Mediterranean region from crust to mantle. *Springer, Berlin Heidelberg New York*, p. 31–52.

Stampfli, G. M., Borel, G., Marchant, R. & Mosar, J. 2002. -Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal Virtual Explorer*, 8, 77–106.

Stringfield, V.T., LeGrand, H.E., 1969. - Relation of sea water to fresh water in carbonate rocks in coastal areas, with special reference to Florida, USA, and Cephalonia (Kephallinia), Greece. *Journal of Hydrology* 9, 387–404.

Suc, J.P. & Bessais, E., 1990 – Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 310, série 2, p. 1701- 1707.

Suc, J.P. and Drivaliari, A., 1991 - Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments: An example from the earliest Pliocene Orb ria (Languedoc, southern France). Review of Palaeobotany and Palynology, 70, 247-253.

Sultan, N., Gaudin, M., Berne, S., Canals, M., Urgeles, R., Lafuerza, S., 2007. - Analysis of slope failures in submarine canyon heads: an example from the Gulf of Lions. *J. Geophys. Res.* 112, F01009. doi:10.1029/2005fj000408

Sunamura, T., 1978a. - A mathematical model of submarine platform development. *Math. Geol.* 10, 53–58.

Sunamura, T., 1978b. - A model of the development of continental shelves having erosional origin. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 504– 510.

Sunamura, T., 1992. - Geomorphology of Rocky Coasts. *Wiley,* Chichester, UK.

Tassy A. 2008. - Utilisation couplée des cosmonucléides et du paléomagnétisme pour la datation de grottes en Ardèche – Implications géodynamiques, *Mémoire de Master II*, Université Paul Cézanne, 58p.

Tassy A., Arfib B., Gilli E. 2010. - Access to coastal karst resources through a salinity study during an exceptional high-water event: the case of Port-Miou (SE France), Advances in Research in Karst Media, pp 49-55. *IVe Symposium on karst*, Malaga

Tassy A., Maxwell M., Borgomano J., Arfib B. , Fournier F., Gilli E., Y. Guglielmi, 2011. - Electrical resistivity tomography (ERT) of a coastal carbonate aquifer (Port-Miou, SE France). *Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Besançon (France) 1-4 sept.2011, p.459-462.

Tassy A., Mocochain L., Bellier O., Braucher R., Bourles D., Gattacecca J., Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karsts during the Messinian and the Pliocene: example of Ardèche Valley, Southern France. *Geomorphology*, accepté.

Tassy A., Fournier F., Borgomano J., Arfib B, Munch P. and Thinon I., 2012. Benefits of New Offshore Seismics on the Understanding of a Western Mediterranean Continental Shelf Geodynamics and Eustatic Controls During the Neogene (Provence Margin, SE France) *Search and Discovery Article* #50643 (2012) Posted July 3, 2012.

Tassy A. Fournier F., Munch P., Borgomano J., Thinon I., Fabri MC, Rabineau M., Arfib B., Begot, Beslier M, Cornée JJ, Fournillon, A Gorini C, Guennoc P, Léonide P, Oudet, J Paquet, F Sage F, Toullec R. Seismic geomorphology and stratigraphy of the Provence shelf since the Messinian salinity crisis (SE France). *in prep.*

Tempier, C., 1987 -. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France,* Paris 8(III): 533-540.

Teutsch G., Sauter M. 1991-: Groundwater modelling in karst terranes: Scale effects, data acquisition and field validation. *Proc. 3rd Conf. on hydrogeology, ecology, monitoring and management of ground water in karst terranes*. Nashville: 17-38.

Trenhaile, A.S., 1971.- Lithological control of high-water rock ledges in the Vale of Glamorgan, *Wales. Geogr. Ann*. 53A, 59–69.

Trenhaile, A.S., 1972. The shore platforms of the Vale of Glamorgan, Wales. *Trans. Inst. Br. Geogr.* 56, 127–144.

Trenhaile, A.S. 1974a - The geometry of shore platforms in England and Wales. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 62, 129–42.

Trenhaile, A.S. 1974b - The morphology and classification of shore platforms in England and Wales. *Geografiska Annaler*, 56A, 103–10.

Trenhaile, A.S., 1978. The shore platforms of Gaspé, Québec. *Annals of the Association of American Geographers*, 68: 95-114.

Trenhaile, A.S., 2006. Tidal wetting and drying on shore platforms: An experimental study of surface expansion and contraction. *Geomorphology*, 76: 316-331.

Van der Meulen M. J., J. E. Meulenkamp, M. J. R. Wortel, 1998 - *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 203

Vasseur et Fournier E. 1896 - Preuves de l'extension sous-marine, au sud de Marseille, du Massif ancien des Maures et de l'Estérel. *C.R.Ac. Sc.*, t. 122, p. 209-213, Paris.

Verges, J., M. Fernandez, and A. Martinez 2002 - The Pyrenean orogen: Pre-, syn-, and postcollisional evolution, *J. Virtual Explorer*, 8, 57 – 76.

Vernet B. & Vernet M., 1980 - Essai de discrimination par méthode isotopique de l'origine des eaux des systèmes karstiques - Application aux karsts continentaux et littoraux de la Basse Provence. *Mémoire de thèse, Université d'Aix- Marseille I,* Marseille: 208 p.

Villeger, M., Andrieux, J., 1987.- Phases tectoniques post-Eocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales). *Bull. Soc. geol.* Fr. 8, p. 147-156.

Villeneuve-Flayosc, 1856 - Description minéralogique et géologique du Var et des autres parties de la Provence, avec application de la géologie à l'agriculture, au gisement des sources et des cours d'eau, (Reliure inconnue).

Virtual Seismic Atlas http:// www.seismicatlas.org. http://noc.ac.uk/science-technology/earth-ocean-system/seafloor/submarine-canyons.

Vissers, R.L.M., Platt, J.P., Van der Wal, D., 1995.-Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran domain: a lithospheric view. *Tectonics* 14 (4), 786–803.

Weber C., Hirn A., Philip H., Roche A. 1980 -. Tectonique récente et sismicité de la France. *26ème Congr. Intern. Géol., Paris,* II (7) éd. BRGM, Orléans, Fr ., 26-50.

Weijermars, R., Roep, T.B., Van den Eeckhout, B., Postma, G., Kleverlaan, K., 1985. Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene–Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnb.* 64, 397–411.

Wong S. Y. M, Ton A., Wortel M. J. R., 1997 -. *Geophys. Res. Lett.* 24, 2095

Wortel, M. J. R. & Spakman,W. 2000 -. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science* 290, 1910-1917.

Yoklavich, M., Greene, H.G., Cailliet, G.M., Sullivan, D.E., Lea, R.N., Love, M.S., 2000. Habitat associations of deep-water rockfishes in a submarine canyon: an example of a natural refuge. *Fisheries Bulletin* 98 (3), 625–641.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K., 2001, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present: Science, v. 292. p. 686–693, doi: 10.1126/ science.1059412.

Table des illustrations

Chapitre 1 : Introduction

Figure 1- 1 : a) Carte de la Méditerranée occidentale montrant la localisation de la marge provençale limitée par les marges Ligure et du Golfe du Lion, la morphologie des plateaux continentaux et des pentes incisées par des canyons sous-marins, et des bassins (d'après compilation de données de l'Ifremer, 2006). Les principales structures tectoniques sont tirées de Jolivet et al., 2006. b) profil sismique interprété (localisé par le trait rouge sur la Fig.1-1-a) illustrant l'architecture stratigraphique de la marge du Golfe du Lion et la surface d'érosion messinienne, d'origine subaérienne (bleu foncé) ou marine (bleu clair ; d'après Bache 2008). MU : Mobile Unit ; Dm : Detritic material ; LU : Lower Unit._____ 14

Figure 1- 2 : Carte géologique simplifiée de la Basse-Provence et localisation de la bordure du plateau continental (pontillés noirs). La marge provençale est caractérisée par des massifs d'orientation est-ouest réputés pyrénéens, des fossés oligocènes de direction NE-SW, et une sédimentation mésozoïque à cénozoïque à dominante carbonatée. Les principaux cours d'eau actuels, de taille relativement modeste, sont surlignés en rouge et la position des sources karstiques de Port-Miou et Bestouan est indiquée par une flèche rouge. D'ouest en est ce sont : l'Arc, l'Huveaune, les sources karstiques de Port-Miou et Bestouan, le Grand Vallat, la Reppe et le Gapeau. En mer, la pente continentale est colorée en bleu clair. _____ 15

Figure 1- 3 : La méthodologie utilisée consiste en l'intégration de données hydrogéologiques et géomorphologiques à terre, et de données sismiques en mer afin de construire un modèle d'évolution géologique terre-mer. _____ 18

Chapitre 2 : Généralités sur les karts et les canyons sous-marins

Figure 2- 1 : Représentation schématique du paysage et de l'aquifère karstique d'après Mangin (1975). _____ 23

Figure 2- 2 : Organisation d'un drainage karstique depuis la zone épikarstique sous la surface jusqu'à l'émergence, au contact du niveau de base (d'après Perrette, 1999, modifié). _____ 24

Figure 2- 3 : Schématisation d'un système karstique fracturé (Drogue, 1971). _____ 25

Figure 2- 4 : Carte géomorphologique des karsts de France (d'après Nicod, 1995)._____ 27

Figure 2- 5 : (A) Coupe théorique à travers un aquifère libre homogène côtier montrant la zone de transition et les directions d'écoulement des deux fluides (d'après Reilly & Goodman, 1985, modifié). (B) Coupe schématique d'une source polluée par une intrusion d'eau de mer diffuse en profondeur dans le conduit. (C) Coupe schématique d'une source polluée par une intrusion d'eau de mer par un conduit profond connecté au système (d'après Arfib, 2001)._____ 28

Figure 2- 6 : Localisation des principales sources karstiques côtières nord-méditerranéennes (d'après COST Action 621, 2005)_____ 29

Figure 2- 7 : Représentation graphique du comportement hydrogéologique général des sources karstiques côtières de Méditerranée nord-occidentale (d'après COST Action 621, 2005)._____ 29

Figure 2- 8 : Etagement des niveaux de grottes en relation avec les variations du niveau de base (Mocochain, 2007)._____ 30

Figure 2- 9 : Chronologie de la mise en place des étages de la grotte de St Marcel (Ardèche) et des recoupements souterrains de méandres qui leur sont corrélés. Le processus se forme en deux temps : 1/suite à

une première remontée du niveau de base le drainage provenant du plateau s'adapte par creusement d'un puits cheminée et /ou d'un drain horizontal calé sur la surface piézométrique (étapes 1 à 3) ; 2/le recoupement de méandre se forme en se raccordant à ce drainage provenant du plateau (Mocochain et al., 2006c). _____ 31

Figure 2- 10 : Les deux exemples de puits. a/ de type per descensum (puits-méandre) , b/ de type per ascensum (puits-cheminée), d'après Mocochain et al., 2006c._____ 32

Figure 2- 11 : Localisation des systèmes phréatiques profonds du pourtour méditerranéen comparés aux canyons messiniens et aux rias pliocènes (Mocochain et al., 2011). _____ 33

Figure 2- 12 : Schéma conceptuel de la méthodologie de caractérisation du développement de la karstification (Aunay et al., 2005 in Dörfliger et al., 2008). _____ 34

Figure 2- 13 : Physiographie d'un canyon sous-marin et du système sédimentaire clastique associé (d'après Reading et Richards, 1994)._____ 36

Figure 2- 14 : Blocs diagrammes synthétiques illustrant les principales observations effectuées dans les canyons des Stoechades et de Saint-Tropez lors des plongées de la soucoupe Cyana. entre 1 500 et 2 000 m. A/ : a. série oligo-aquitanienne; b, Pléistocène; c, blocs épars ou groupés sur le fond du canyon; d, éboulis et chaos de blocs au pied des versants; e, seuil; f, buttes-témoins; g, rides de courant; h, structures attribuées à des diapirs vaseux; i, cavernes; j, ressauts lithologiques; k, gradins de failles panaméennes; 1, faille d'origine tectonique; m, entailles, gorges; n, rigoles; o, ravins; p, crevasses d'arrachement; q, affleurements épars hors du canyon. (Angelier et al., 1977). B/ A, ravin ; B, rigoles ; C, ressaut lithologique ; D, arrachement ; E, falaise ; F, butte témoin ; G, réseau de stries (Angelier et al., 1978). _____ 37

Figure 2- 15 : Photographies prises lors des plongées en submersible du groupe Estocade. A : rigole; B : affleurement montrant des lithologies variées avec un banc de galet au sommet; C : un bloc épars ensablé ; D : érosion différentielle et réseaux de stries sur un versant de canyon (Angelier et al. 1978). _____ 37

Figure 2- 16 : Cartes du fond marin en temps (ms TWTT) illustrant des canyons sous-marins interprétées d'après des données de sismique réflexion. A : Canyons sous-marins au large de la Guinée Equatoriales (Jobes et al., 2010) ; B et C : Canyons sous-marins au large du delta du Niger (d'après Virtual Seismic Atlas http:// www.seismicatlas.org). _____ 38

Figure 2- 17 : Cartes de bathymétrie multifaisceaux haute résolution de canyons sous-marins. A : Visualisation 3D du canyon de Nazare sur la marge ouest du Portugal. L'échelle de couleur montre des profondeurs allant de -50 m (en rouge) jusqu'à -5000 m (en violet) dans la plaine abyssale ibérique. La longueur du canyon est d'environ 100 km ; source : http://noc.ac.uk/science-technology/earth-ocean-system/seafloor/submarine-canyons B : Image au sonar multifaisceaux du canyon de Norfolk sur la côte est des Etats-Unis orientée dans l'axe du canyon de la tête (en bas à gauche) à l'embouchure (en haut) source : http://deepwatercanyons.wordpress.com/. C : Visualisation 3D du canyon de Whittard au sud-ouest de l'Irlande. L'échelle de l'image est d'environ 100 km de large ; source : http://noc.ac.uk/science-technology/earth-ocean-system/seafloor/submarine-canyons. _____ 38

Figure 2- 18 : Modèle de genèse et d'évolution des canyons sous-marins basé sur l'exemple de la marge nord-est Australienne mettant en évidence l'influence de l'érosion régressive et des courants (D'après Puga-Bernabéu et al., 2011). _____ 40

Figure 2- 19 : Cartes montrant la localisation de 5849 canyons sous-marins d'après les données bathymétriques ETOPO1 et leur classification selon Harris et Witheway (2011). _____ *41*

Figure 2- 20 : Exemples de données de bathymétrie ETOPO1 pour différentes régions. A : le canyon du Congo, relié au fleuve Zaïre, incise profondément le plateau continental et est isolé des autres canyons, 100 km plus loin. B : le canyon de Swatch-no-Ground, face à l'embouchure du Gange incise la marge et est également isolé des autres canyons. C : la marge du Golfe du Lion présente les trois types de canyons, espacés de moins de 10 km. D : De nombreux canyons du chenal laurentien incisent la marge canadienne. (D'après Harris et Witheway, 2011). _____ *43*

Figure 2- 21 : Blocs diagrammes schématiques mettant en évidence les caractères morphologiques des canyons des marges actives et des marges passives. Les valeurs moyennes des paramètres mesurés sont données et surlignées en jaune lorsqu'elles montrent des différences significatives (intervalle de confiance à 95%) entre les marges actives et passives (D'après Harris et Whiteway, 2011). _____ *44*

Figure 2- 22 : Vues de la partie amont du canyon de Cap de Creus montrant les morphologies des versants nord (gullies) et sud (champs de furrows). A : Carte bathymétrique Simrad EM-300. B : vue 3D (Lastras et al., 2007). C : Modèle 3D terre-mer et direction des courants (Harris et Baker 2012). _____ *46*

Chapitre 3 : Synthèse géologique et géomorphologique de la marge provençale

*Figure 3- 1 : Carte structurale et coupes géologiques terre-mer du domaine pyrénéo-provençal. FNP : Faille Nord-Pyrénéenne ; FC : Faille des Cévennes ; FdN : Faille de Nîmes ; FSC : Faille de Salon-Cavaillon ; FA : Faille d'Aix ; FMD : Faille de la Moyenne Durance. Modifié d'après Lacombe et Jolivet (2005), Séranne (1995).*_____ *51*

Figure 3- 2 : Topographie du toit du socle. Les lignes d'isoprofondeur en mètres sont indiquées en noir. Les principales failles sont en rouge. Le relief topographique ombré est superposé à la topographie du socle (Modifié, Le Pichon et al., 2010). _____ *53*

Figure 3- 3 : Topographie de la base du Miocène marin (Burdigalien). Même légende que pour la figure 3-2 (modifié, Le Pichon et al., 2010). _____ *54*

Figure 3- 4 : Modèle numérique de terrain et profils topographiques à travers le bassin du Sud-Est (modifié, Le Pichon et al., 2010). _____ *55*

Figure 3- 5 : Cadre structural et bathymétrique des marges du Bassin liguro-provençal (Bache, 2008). _____ *56*

Figure 3- 6 : Cartes des anomalies magnétiques (A et C) et de la bathymétrie (B et D) du Bassin liguro-provençal à l'époque actuelle (A et B) et restaurées à la période anté-rift (C et D ; Bache, 2008). E : Coupes bathymétriques à travers les marges nord et sud du Bassin liguro-provençal illustrant la complémentarité des marges étroites et larges disposées de part et d'autre du bassin (Olivet, 1996). _____ *57*

Figure 3- 7 : Images de tomographie sismique des anomalies de vitesse des ondes P en Méditerranée. Les couleurs indiquent les déviations en pourcentages des anomalies de vitesse par rapport aux vitesses moyennes du manteau données par le modèle de référence ak135 (Kennett et al., 1995). A et B montrent des images en plan aux profondeurs de 200 et 600 km. X = 2,5 pour A, C, D ; X=1,5 pour B, E, F. Les rectangles noirs situent la marge provençale. C et D montrent un agrandissement de la marge ligure à la Calabre aux profondeurs

respectives de 53 et 380 km. E et F sont des coupes à travers l'arc calabrais et le sud du bassin liguro-provençal (Spakman et Wortel, 2004). _____ *58*

Figure 3- 8 : a, b, c : Coupe de tomographie sismique le long de l'axe Golfe du Lion, Corse, Calabre montrant la rupture du slab sous le Bassin liguro-provençal. (Faccenna et al., 2000). d : représentation schématique du détachement du slab. Une déchirure initiale (A) se propage latéralement et se développe pour former un segment détaché beaucoup plus large (B). La lithosphère subductée, froide et dense exerce une traction sur la partie du slab non détachée conduisant à un stress tectonique important (l'étoile indique une activité sismique élevée). Les processus géodynamiques associés au détachement du slab montrent le développement d'un dépocentre subsident en surface lié aux forces de traction exercées par le slab, l'uplift des régions situées au droit de la déchirure, et l'incursion de matériel asthénosphérique chaud dans le vide créé par la déchirure du slab causant des processus magmatiques et de minéralisation (Wortel et Spakman, 2000). _____ *59*

*Figure 3- 9 : Cadre géologique de la Provence de la Camargue aux massifs nord-toulonnais. Les failles de socle NE-SW sont représentées en pointillés, les traits de coupe en rouge. (Modifié, Lamarche et al., 2010).*_____ *60*

Figure 3- 10 : Coupes géologiques à travers le massif des calanques d'après la carte géologique de Marseille-Aubagne au 1/50000 et données de terrain pour les coupes AA', BB' et DD'. La coupe CC' est reprise de Guieu (1968). La coupe DD' est une coupe Terre-Mer où la partie marine jusqu'au canyon de Cassidaigne est hypothétique, basée sur le prolongement des pendages à Terre. _____ *61*

Figure 3- 11 : Paléogéographie du Bassin du Sud-Est au Trias, au Jurassique supérieur et au Crétacé supérieur ; les isopaques sont exprimées en mètres. (Curnelle et Dubois, 1986 ; Dubois et al., 1989 in Dercourt 2002). ___ *64*

*Figure 3- 12 : Reconstitution en coupe de l'évolution des dépôts sédimentaires et des structures tectoniques en Provence depuis le Crétacé inférieur (Rubino, 2002, 2005).*_____ *65*

*Figure 3- 13 : Cartes paléogéographiques du Sud-Est de la France au Crétacé inférieur (1 : Barrémien sup. ; 2 : Aptien inf.) montrant l'étendue de la plate-forme urgonienne et du bassin vocontien (Masse et Fenerci-Masse, 2011).*_____ *66*

*Figure 3- 14 : Bloc diagramme représentant le cadre paléogéographique sud provençal au Turonien et au Coniacien inf. D'après Hennuy (2003). Jusqu'à 8 km de sédiments s'accumulent dans le bassin sud-provençal durant le Mésozoïque.*_____ *66*

Figure 3- 15 : Bloc diagramme illustrant le cadre géodynamique des plaques européenne, ibérique et adriatique à la fin du Crétacé. Un décrochement majeur entre l'Ibérie et l'Europe pendant le Crétacé moyen a précédé la collision entre ces deux blocs, responsable de la formation du raccourcissement pyrénéo-provençal. Dans le même temps se développe la subduction de la croûte océanique téthysienne sous la plaque adriatique (d'après Schreiber et al., 2010) _____ *67*

Figure 3- 16 : Paléogéographie de l'orogène pyrénéo-provençal à l'Eocène moyen (Stampfli et al., 2002). ____ *67*

Figure 3- 17 : Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale depuis l'Eocène selon Séranne (1999). *68*

*Figure 3- 18 : Cartes paléogéographiques montrant l'extension de la mer miocène dans le SE de la France. Les rectangles rouges localisent la zone d'étude décrite en fig. 3-16 (Besson, 2005, modifié)*_____ *70*

Figure 3- 19 : Cartes paléogéographiques de la marge provençale durant la période anté-rift (A), de rifting (B), et post-rift (C, D) de l'océan liguro-provençal. Oudet, 2008 (modifié). _____ *70*

Figure 3- 20 : Surfaces d'abrasion marine dans le massif de la Nerthe. A : Bloc diagramme des corps sédimentaires oligo-aquitaniens avec leur relation au substratum mésozoïque arrasé à l'Anse Boumandariel (d'après Borgovini in Besson et al., 2005). B : Détail du contact entre les dépôts oligo-aquitaniens et le substratum mésozoïque (Carrière de Boumandariel). (Besson et al., 2005) C : Surface de transgression du Miocène sur le Crétacé et chaos de blocs sur la D9 à proximité de La Couronne._____ 71

Figure 3- 21 : Les deux modèles interprétatifs de la crise de salinité messinienne. A gauche, le modèle profond (Hsü et al., 1973) propose une origine eustatique pour le dépôt des évaporites. A droite, le modèle peu profond (Nesterroff, 1973) lui oppose une origine tectonique. D'après Mocochain, 2007. _____ 73

Figure 3- 22 : Physiographie et contexte tectonique de l'arc bético-rifain au Tortonien (Benson et al., 1991, Jolivet et al., 2006). Les échanges hydriques entre le Bassin méditerranéen et l'Océan atlantique sont assurés par les corridors bétique et rifain. Avant la crise, une compression N-S provoque la fermeture progressive des liaisons océaniques._____ 74

Figure 3- 23 : Modèle digital de terrain de la Méditerranée occidentale (Smith et Sandwell, 1997) et synthèse des marqueurs de la crise de salinité messinienne dans le Bassin méditerranéen. A Terre, les canyons messiniens sont représentés en rouge, les thalwegs en bleu. En Mer, les évaporites sont cartographiées en vert (évaporites supérieures « upper unit ») ou en jaune (sel messinien « mobile unit »). Les coupes illustrent l'organisation des marqueurs messiniens selon un axe terre-mer. D'après Maillard et al., 2011 modifié in Lofi et al., 2011. _____ 75

Figure 3- 24 : Modèle numérique de la surface d'incision messinienne des canyons du Rhône et de la Durance à partir des données de surface et de subsurface (sismique et forages). Garoux-Torres, Clauzon, Rubino 1999 ; Roure, 2009._____ 77

Figure 3- 25 : Cartographie de la surface d'érosion messinienne sur la Marge du Golfe du Lion (Guennoc et al., 2006)._____ 78

Figure 3- 26 : Sections schématiques et interprétation de profils sismiques de la Marge du Golfe du Lion mettant en évidence les unités sédimentaires messiniennes et les surfaces d'érosion. A : Schéma idéal de l'organisation des marqueurs messiniens de la Méditerrannée occidentale en l'absence de tectonique salifère (Lofi et al., 2011), B : Schéma représentant une ligne sismique NW-SE qui montre l'organisation des marqueurs messiniens dans le Golfe du Lion d'après Lofi et al., 2011. C : Interprétation d'un profil sismique NW-SE dans le Golfe du Lion d'après Bache et al. (2011). L'interprétation de la MES diffère pour ces auteurs. La surface d'érosion bleu foncé (surface « rugueuse ») correspond à une surface d'érosion aérienne et la surface d'érosion bleu ciel (surface « lisse ») est interprétée comme une surface de ravinement transgressive._____ 78

Figure 3- 27 : La remise en eau pliocène du bassin méditerranéen. A : Perspective reconstituant le début de remise en eau de la Méditerranée par eaux atlantiques à travers le détroit de Gibraltar consécutivement à son ouverture (Pibernat, 2009). B : Ria pliocène du Rhône et de ses affluents après la remise en eau complète de la Méditerranée (fond de carte et contours d'après Roure et al., 2009, et Mocochain, 2007 pour la ria de l'Ardèche). _____ 79

Figure 3- 28 : Profil sismique LRM12 (A) non interprété et (B) interprété montrant sur la plate-forme les séries plio-quaternaire progradantes déposées sur la surface d'érosion messinienne. Les "bottomsets" des clinoformes,

en "downlap" sur la discordance, suggèrent dans ce secteur l'absence de cortège sédimentaire transgressif associé au remplissage du bassin méditerranéen. Lofi, 2002. _____ *80*

Figure 3- 29 : Cadre géographique et géomorphologique de la Basse Provence. _____ *82*

Figure 3- 30: Surfaces vues de la mer autour de la baie de Marseille _____ *87*

Figure 3- 31 : Surfaces d'aplanissement de la Nerthe (en orange) et du Logis Neuf (en jaune) constituant son prolongement vers l'Est (photographies, MNT et carte topographiques de l'IGN au 1/25000°). _____ *88*

Figure 3- 32 : Dépression au nord du Rove à remplissages marins (déterminations Guy Tronchetti, Loïc Villier) d'âge probable Tertiaire récent (Tortonien ?) localisée sur l'ancienne carte géologique au 1/50000 et décrit comme Miocène continental. Il n'apparaît pas sur la version récente. _____ *89*

Figure 3- 33 : Les surfaces d'abrasion marine de La Fare, au Nord du chaînon de la Nerthe, constituent des encoches nettes dans le paysage qui enregistrent les différentes étapes des transgressions entre le Burdigalien et le Tortonien (Besson et al., 2005). _____ *89*

Figure 3- 34 : Les deux premières photos montrent la molasse tortonienne transgressive sur les assises de la montagne Ste Victoire. La première photo est un gros plan sur la géométrie en onlap de la molasse, tirée de Besson et al., 2005. La seconde photo est une vue générale prise de l'Est. La photo suivante et la carte IGN montrent la surface d'érosion plane au sommet de la Ste Victoire. La dernière photo représente la surface d'aplanissement à l'est qui est déformée. _____ *90*

Figure 3- 35 : Surfaces d'aplanissement visibles à Terre. A: Surface de la Fontasse vue du Nord; B : Surface de la Fontasse vue de l'Est ; C : Surface des Hauts de Carnoux. _____ *91*

Figure 3- 36 : Couronne de Charlemagne et pas d'Oullier. Photos de paléokarsts et leurs remplissages. _____ *92*

Figure 3- 37 : Localisation de la surface des Hauts de Carnoux et du remplissage karstique daté en contre-bas (Helvétien marin ; Philip et al., 1975) dans les gorges du Douard et photo du remplissage. _____ *92*

Figure 3- 38 : Surfaces d'aplanissement de l'Unité du Beausset. A : Surface du Camp vue de la chapelle du Beausset-Vieux ; B : Surface du Camp et coulées basaltiques en contre-haut vue du Rocher de l'Aigle ; C : Surface à la base des coulées de lave d'Evenos, et fossilisée par le basalte. L'ensemble est incisé par les gorges d'Ollioules. _____ *93*

Figure 3- 39 : A : Localisation des réseaux karstiques Tête de Cade et Maramoye et de la coulée basaltique d'Evenos, en inversion de relief par rapport aux vallées actuelles de la Reppe et du Destel (Jouves, 2011). B : Photo du puits d'entrée du Maramoye. C : Galets de basaltes plaqués aux parois du réseau inférieur du Maramoye (Photo J-Y. Bigot). D : Topographie du réseau spéléologique du Maramoye (Monteau, 1967). E : Topographie du réseau spéléologique de la Tête de cade (Monteau, 1967). _____ *94*

Figure 3- 40 : Contact entre la coulée basaltique et les grès cénomanien qui présentent des galets de quartz roulés. _____ *95*

Figure 3- 41 : Schéma explicatif de l'inversion de relief d'une coulée basaltique, avec l'exemple de la coulée d'Evenos. _____ *95*

Figure 3- 42 : Surface d'aplanissement de la rade de Toulon vue du Mont Caume. _____ *96*

Figure 3- 43 : Localisation des poljés de Cuges-les-Pins (ouest) et Chibron (est). A : Vue de la carrière du poljé de Chibron montrant plusieurs dizaines de mètres de remplissage ; B : chenal à galets centimétriques et base

érosive dans le remplissage argileux du poljé. C : détail du remplissage à éléments détritiques peu roulés. D : Vue en direction du sud-ouest sur le poljé de Cuges-les-pins et le plateau du Camp en arrière-plan. _____ *97*

Figure 3- 44 : Caractéristiques géomorphologiques d'une surface d'abrasion marine au nord de l'Espagne (Asturies) A: Schéma ideal d'une plate-forme côtière (Alvarez-Marron et al., 2008., modifié d'après Burbank et Anderson, 2001). Une large surface d'abrasion marine (wavecut) upliftée au-dessus du niveau marin est préservée. Ces terrasses marines sont caractérisées par la surface d'abrasion et localement des sédiments marins. B : Photo d'une surface d'abrasion marine (wavecut surface) dans des quartzites du nord de l'Espagne (Cap Vidio ; Alvarez-Marron et al., 2008). C : MNT de la côte ouest des Asturies d'une résolution de 10m montrant la vaste superficie des terrasses marines (Service cartographique du gouvernement régional des Asturies in Alvarez-Marron et al., 2008). D : Carte géologique et géomorphologique de la terrasse marine. D'après Alvarez-Marron et al., 2008. _____ *99*

Figure 3- 45 : Synthèse des niveaux repères sédimentaires et morphologiques Cénozoïque du massif de la Nerthe (à l'Ouest) au bassin du Beausset (à l'est) projetés dans un plan ouest-est. Les altitudes des niveaux repères sont indiquées en ordonnées. La nature des marqueurs sédimentaires est indiquée par différentes couleurs. Les marqueurs ne sont pas synchrones, leur âge, lorsqu'il est connu est indiqué dans la figure. La flèche indique la tendance générale qui montre des altitudes croissantes vers l'Est. _____ *100*

Figure 3- 46 : Topographie terre-mer de la zone d'étude modifié d'après le MNT bathymétrique à la maille de 83 et 250 m créé par le BRGM-RNSC (Projet Tsunami Méditerranée) d'après les données sources du SHOM, IFREMER et IGN (selon autorisations) et localisation sur le bloc 3D de la marge du Golfe du Lion (IFREMER). _ *105*

Figure 3- 47 : Cartes bathymétriques du plateau continental provençal d'après les minutes de sonde du SHOM. A : Carte bathymétrique de la Nerthe à Cassis (Ouest de Cassidaigne) interprétée en terme de modelé karstique : (A) abrupts et bords des canyons, (B) abrupts < 5m, (C) dépressions fermées, dolines, (D) talus sous-marins non structuraux (paléorivages). (Collina-Girard, 1996). B : Carte bathymétrique de Cassis à Bandol (Est de Cassidaigne), montrant notamment le haut-fond Est-Ouest du Banc des Blauquières (SHOM). _____ *106*

Figure 3- 48 : Talus continental entre le canyon de Cassidaigne et le canyon de Toulon schématisant les lobes détritiques profonds, l'emplacement d'une levée profonde externe ouest-est, les axes de transit des matériaux par effet gravitaire. Blanc et al., 1992. _____ *109*

Figure 3- 49 : Image de bathymétrie haute résolution du canyon de Cassidaigne (Source : M-C Fabri © IFREMER) _____ *110*

Figure 3- 50 : Schéma morphologique du canyon de Cassidaigne interprété d'après la bathymétrie haute résolution. _____ *111*

Figure 3- 51 : Plan de position de la campagne de sismique menée par l'équipe de géophysique du Musée Océanographique de Monaco à bord de la Calypso d'après les relevés radar (Leenhardt et al., 1969). Les chiffres dans les cercles correspondent aux numéros des lignes sismiques présentées sur les figures suivantes. _____ *112*

Figure 3- 52 : Ligne sismique est-ouest n°8 montrant le réflecteur C qui recoupe les forts pendages du réflecteur D. A l'est (gauche de l'image) le réflecteur D est bien net, tandis qu'à l'ouest il est en partie masqué par des diffractions. Cette variation caractérise deux provinces tectoniques (Leenhardt et al., 1969). _____ *113*

Figure 3- 53 : Ligne sismique nord-sud n°19. Le réflecteur B, sous le fond surmonte le réflecteur C qui recoupe les forts pendages du réflecteur D. (Leenhardt et al., 1969) _____ *114*

Figure 3- 54 : Ligne sismique est-ouest n°7 bordant au sud l'île Riou. S indique la largeur du signal. (Leenhardt et al., 1969) _____ *114*

Figure 3- 55 : Ligne sismique est-ouest n°15 imageant un canyon remblayé (L) et l'irrégularité topographique amenant un amincissement des sédiments au-dessus du réflecteur C vers la droite de la figure. (Leenhardt et al., 1969) _____ *114*

*Figure 3- 56 : Carte structurale du secteur du Planier-Riou montrant les axes des plis et les deux provinces tectoniques interprétées par Leenhardt et al., (1969).*_____ *115*

Figure 3- 57 : Carte des isochrones du réflecteur C. Cette carte représente la surface « pontienne » (messinienne) et le tracé des canyons comblés. (Leenhardt et al., 1969) _____ *115*

Figure 3- 58 : Carte de situation des profils de sismique réflexion de l'équipe de géophysique du Musée Océanographique de Monaco sur la zone du Banc des Blauquières (Froget, 1974). _____ *116*

Figure 3- 59 : En haut : Ligne sismique 8 B4 orientée S-N entre les haut-fonds de l'Esquine et de Cassidaigne. Un bassin subsident à remplissage plio-quaternaire et qui semble bordé par des failles se situe entre le socle métamorphique de l'Esquine et mésozoïque de Cassidaigne. Il correspond à la tête orientale du canyon (Froget, 1974). En bas : Ligne sismique C1G7 de direction NW-SE au large de La Ciotat. L'interprétation suggère la présence de dolomies au NW (I), de phyllades (II) au SE, des séries permiennes à jurassiques de la région de Bandol (III), de Tertiaire probable (IV) qui correspondrait à la base du bassin subsident, et de Plio-Quaternaire (V) montrant une série réduite car la coupe est au bord du bassin (Froget, 1974). _____ *117*

*Figure 3- 60 : Coupe nord-sud terre-mer à travers la Pointe Nègre, le cap Sicié et le plateau continental réalisée d'après la sismique réfraction en mer de Ducrot (1971).*_____ *117*

Figure 3- 61 : Localisation des échantillons en mer. En haut : les principaux échantillons. En bas : les roches dolomitiques, ferrugineuses et phosphatées. (Froget, 1974). _____ *119*

*Figure 3- 62 : Lame mince d'un échantillon (R15) de calcaire à Halimeda (a), corallinacées (b), pélécypodes (c), et échinodermes (d) dragué sur la pente continentale (-270 m) au sud du Banc des Blauquières. Le ciment primaire, isopaque qui entoure les débris organiques est dolomitisé. Les espaces vides sont remplis par la goethite (Froget, 1974).*_____ *120*

*Figure 3- 63 : Section polie d'une calcarénite à Corallinacées pliocène. Les Algues calcaires (a) sont blanches et friables. La roche, perforée est recouverte d'une croûte ferrugineuse (Froget, 1974).*_____ *120*

Figure 3- 64 : Localisation de la conduite d'acheminement des boues rouges à travers le plateau continental, photo du déversoir (photo : COMEX) et extension des dépôts sur la marge d'après la concentration du titane (Arnoux et Stora, 2003) source : http://www.alcan-gardanne-environnement.fr/File/AlcSynt10y.pdf (modifié). _____ *122*

Chapitre 4 : Hydrogéologie des sources karstiques sous-marines de Port-Miou et Bestouan

Figure 4- 1 : Carte géologique au 1/50000 et localisation des sources karstiques côtières de Port-Miou et Bestouan. _____ *124*

Figure 4- 2 : Localisation des sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan, de la baie de Cassis, des calanques de Port-Miou et Port-Pin et de la carrière Solvay. L'entrée du puits artificiel menant à la galerie karstique de Port-Miou est indiquée, ainsi que le tracé approximatif du réseau karstique (photo : Capiomont, 2007 in : www.survoldefrance.fr). _____ *125*

Figure 4- 3 : Coupe développée de la galerie de Port-Miou après l'exploit du spéléonaute Xavier Méniscus à -223 m en mai 2012 (d'après SCRPS / FFESSM). _____ *125*

Figure 4- 4 : Coupe développée de la galerie du Bestouan (d'après CRPS / FFESSM mai 1992). _____ *125*

Figure 4- 5 : Tracé en surface des réseaux karstiques explorés de Port-Miou et Bestouan sur la carte géologique et photo aérienne (Modifié d'après Acquaviva et al., 2012). _____ *126*

Figure 4- 6: Schéma en coupe du barrage de Port-Miou obstruant partiellement la galerie naturelle (Cavalera, 2007). A l'aval, la langue d'eau de mer salée, plus dense que l'eau de la source est concentrée dans la partie inférieure du conduit noyé. A l'amont, l'eau de la source est saumâtre. La galerie artificielle permettant l'accès terrestre au réseau karstique est représentée également. Des photos du puits artificiel et du barrage illustrent ce schéma. _____ *128*

Figure 4- 7 : Chronique des précipitations journalières (St Cyr sur Mer, Cassis, Roquevaire), des vitesses d'écoulement (associées au débit), de la salinité et de la température des sources de Port-Miou et Bestouan pour la période du 22 mai 2005 au 28 février 2008 (Loubet, 2008, d'après les données de Cavalera, 2007). __ *129*

Figure 4- 8 : Modèle conceptuel de karstification montrant les effets de l'obturation partielle (A) ou totale (B) du drain L'aquifère est mis en charge dans le cas B. (Potié, 1974). _____ *130*

Figure 4- 9 : Modèles conceptuels de contamination saline de l'aquifère de Port-Miou d'après Cavalera (2007). A : Contamination diffuse à travers la matrice saturée en eau de mer. B : contamination locale par un drain karstique profond (d'après Gilli, 2001). Dans les deux cas, la zone grise représente la zone où s'effectue la contamination. _____ *131*

Figure 4- 10 : Modèle conceptuel de la contamination saline aux sources de Port-Miou et Bestouan d'après Loubet (2008). Les deux systèmes karstiques font partie d'un même aquifère. A) : Contamination diffuse par la matrice. B) contamination par effet venturi dans un conduit profond. _____ *131*

Figure 4- 11: Limites du bassin versant du système karstique Port Miou-Bestouan. Les hypothèses sur son extension diffèrent. En haut : limites supposées d'après Blavoux et al., 2004. En bas : hypothèse de Cavalera et al., 2009. _____ *132*

Figure 4- 12: A : Localisation du traçage de la perte de Mauregard à la sulforhodamine B et des points d'émission à Port-Miou et Bestouan. Carte géologique au 1/50000 vectorisée, BRGM. B : Pic de sulforhodamine B à la source de Port-Miou le 24/02/11 par mesures au fluorimètre automatique in-situ et sur échantillons au laboratoire. Modifié d'après Arfib et Lamarque, 2011. _____ *133*

Figure 4- 13 : Images de thermographie aéroportée dans la baie de Cassis et la baie de La Ciotat réalisées en 1971. Les sources de Port Miou et du Bestouan sont bien visibles, ainsi que le panache du vallon de Roubaud

(eaux usées ?). D'autres traces sont visibles au niveau des falaises Soubeyrannes mais leur origine reste à déterminer. SEM-BRGM, 1971. _____ *135*

Figure 4- 14 : Carte de salinité de surface. A : du littoral des calanques de Sormiou à Cassis (Gilli et coll. 2009). B : centrée sur la calanque de Port-Miou. Le débit apparent des sources littorales de Port-Miou et Bestouan contraste avec les petites émergences de Sormiou, du Figuier, de la Triperie, de Sugiton et de l'Oule. C : Sortie d'eau annexe dans la Calanque de Port-Miou. L'eau a les mêmes caractéristiques physico-chimiques que celle de la source de Port-Miou, située à quelques centaines de mètres. D : Photo aérienne montrant la direction du conduit majeur de Port-Miou et des linéaments (fractures) situés dans l'axe de sources annexes. _____ *136*

Figure 4- 15 : Vue en coupe du matériel de mesures installé à la source de Port-Miou. _____ *138*

Figure 4- 16 : Détail de l'installation des sondes à l'amont et l'aval du barrage de Port-Miou. La hauteur des sondes est fixée par un système de cordes et de câbles tendus. Vue en coupe. (dessin B. Arfib) _____ *138*

Figure 4- 17 : Photos de l'installation du matériel KarstEau à Port-Miou. A : Boîtier d'enregistrement et de téléchargement des données (datalogger Tétraèdre) dans la galerie artificielle relié aux 10 sondes par des câbles électriques. B : Photo du fluorimètre protégé de l'eau saumâtre très corrosive par des anodes sacrificielles. C : bloc destiné à maintenir les sondes disposées à l'aval. D : Installation du panneau solaire. E : Extraction par les plongeurs d'Explobiotique de la cage en inox de mesure de vitesse (installée par Cavalera) tombée en panne dans une buse du barrage. _____ *139*

Figure 4- 18 : Coupe schématique du dispositif de mesures dans le forage de Bestouan. En bleu clair, l'eau saumâtre, en bleu foncé, l'intrusion d'eau de mer salée à la base de la galerie directement par la source. (dessin B. Arfib) _____ *140*

Figure 4- 19 : Sondes de conductivité-température, pression-température et fluorimètre-turbidité installées dans le forage de Bestouan. Le dispositif est plus simple qu'à Port-Miou, à l'air libre, avec moins de sondes, un datalogger sur place, et une prise électrique à disposition. _____ *140*

Figure 4- 20 : Calanque de Port-Miou en période de temps sec(A) et lors d'une forte crue de la source (B et C). Le courant, visible en surface par des remous à la source est extrêmement élevé au niveau du barrage qui déborde (D). Photos de la crue prises le 15 décembre 2008. _____ *141*

Figure 4- 21 : Chronique de données de température, conductivité et hauteur d'eau à l'amont du barrage de Port-Miou sur une année hydrologique (en haut), un mois (au centre) et une semaine (en bas). Les données du mois et de la semaine sont centrées sur la crue historique de décembre 2008. _____ *143*

Figure 4- 22 : Courbes d'hystérésis de différents paramètres mesurés lors de la crue de décembre 2008 (Période du 7 au 31 décembre 2008). A : Hystérésis Pression-Conductivité ; B : hystérésis conductivité-température ; C : hystérésis Pression-température. _____ *144*

Figure 4- 23 : Chronique de données de Port-Miou à l'étiage (période juin-juillet-aout 2009) à l'aide de trois sondes CTD posées à différentes hauteurs d'eau (-2 m, -7 m, -10 m) et un fluorimètre automatique. _____ *145*

Figure 4- 24 : Fig.1: Localization of the study area _____ *148*

Figure 4- 25 : Fig.2: Continuous monitoring of salinity, temperature and relative water level of Port-Miou major flooding. Water-level and temperature curves are smoothed with a 6 hours moving average. _____ *149*

Figure 4- 26 : Fig.3 Conceptual model of seawater intrusion in a karst conduit feeding a brackish coastal spring. A diffuse saline intrusion by matrix-conduit exchange, B concentrate saline intrusion by connection of conduits. _____ *151*

*Figure 4- 27 : Fig.4: Hydrogeological conceptual model of Port-Miou aquifer functioning by time variable head in the matrix. A low flow period, B High water discharge event.*_____ *152*

*Figure 4- 28 : Contexte géologique de la calanque de Port-Miou : la plate-forme calcaire urgonienne est fracturée et karstifiée à plusieurs échelles (centimétrique à métrique à l'affleurement (Lamarche 2010, Pomar 2010, Matonti en cours), kilométrique en sub-surface avec la galerie noyée).*_____ *155*

Figure 4- 29 : Distribution et direction des fractures dans la carrière Solvay. (Etude en cours, J. Lamarche) __ *155*

Figure 4- 30 : Imagerie de GPR 3D (Ground Penetrating Radar) dans le coin nord-est de la carrière Solvay et interprétation des réseaux de fractures (bleu foncé et rouge) et de karsts (bleu clair, entouré en rouge). Le coin situé en bas à gauche de l'image apparaît comme bien karstifié, Pomar, 2010. L'imagerie électrique 3D de notre étude a été réalisée au même endroit afin de comparer les interprétations. _____ *156*

Figure 4- 31 : Profil de tomographie de résistivité électrique dans le vallon de Port-Pin, à proximité de la galerie karstique de Port-Miou. Le profil mesure 400 m de long et image le sous-sol jusqu'à la côte -40 m. _____ *157*

*Figure 4- 32 : Profil de tomographie de résistivité électrique dans la carrière Solvay, située entre la galerie karstique et la calanque de Port-Miou. Le profil mesure 600 m de long et image le sous-sol jusqu'à la côte -80 m. Le mur de la carrière montre un aspect largement fracturé.*_____ *157*

Figure 4- 33 : Nuage de points de résistivité résultant de l'imagerie électrique du bloc 3D. _____ *158*

Figure 4- 34 : Modèle de résistivité synthétique qualitatif utilisé pour l'interprétation des profils et basé sur les différents types poreux et types de fluides observés dans le secteur d'étude. _____ *158*

Figure 4- 35 : Figure 1 : Location of the study area. In red, the 2D and 3D ERT surveys. The blue arrow localizes the explored karstic conduit. The blue circles point coastal springs. Geological sections AB and CD are reported on the map. _____ *160*

Figure 4- 36 : Figure 2: Geological sections of the experimental site. Section AB is NW-SE and crosses the karstic conduit and profiles 1 and 2. A probable karstic collapse with marly limestone fillings is located above the conduit. Section CD is SW-NE and represents the upper wall of the Solvay quarry, showing dense fracturation and karstification in the urgonian limestones. _____ *161*

*Figure 4- 37 : Figure 2 : A: N-S ERT profile along Port-Pin trail. B: NE-SW ERT profile in Solvay Quarry. Sea level is projected on the profiles.*_____ *162*

Figure 4- 38 : Figure 4: 3D ERI cube in the Solvay quarry. Dimensions of the ERT cube are 30 x 30 x 15 m (xyz). _____ *163*

Figure 4- 39 : Figure 5: Location of ERT profiles, karstic conduit, fractures in the quarry and coastal springs. A connection exists between major fractures, electrical resistivity anomalies and secondary springs along the coast of Port-Miou. _____ *164*

Figure 4- 40 : Construction de la surface topographique triangulée dans le géomodeleur gOcad par la méthode DSI à partir des courbes de niveau digitalisées sur la carte topographique des Calanques au 1/15000° (IGN). *166*

Figure 4- 41 : Construction du modèle 3D de l'aquifère fracturé-karstique de Port-Miou : drapage de la photo aérienne sur la surface et ajout des principales fractures et failles (d'après Pomar 2010), du conduit karstique, et des profils d'imagerie électrique. _____ *167*

Figure 4- 42 : Modèle 3D de l'aquifère de Port-Miou. Différentes vues et perspectives du drain karstique connecté aux systèmes de fractures ouvertes visibles dans la carrière Solvay. Ces fractures constituent des drains secondaires entre le conduit de Port-Miou et la côte à l'origine des petites sources côtières qui sortent le long du port de Port-Miou. _____ *167*

Chapitre 5 : Architecture tectono-stratigraphique et géomorphologie messinienne de la marge provençale

Figure 5- 1 : Carottier à roche CNEXO-VILLE utilisé lors de la campagne CASSEIS (2009) et photos de quelques échantillons carottés sur le fond marin. _____ *171*

Figure 5- 2 : Capture d'écran du logiciel Kingdom Suite pour l'interprétation des données numérisées. _____ *173*

*Figure 5- 3 : Quelques relations géométriques entre les réflecteurs et les limites de séquences de dépôt (d'après Mitchum et Vail, 1977).*_____ *173*

Figure 5- 4 : Méthode d'interprétation des données de sismique. En l'absence de données de puits sur le plateau continental, le lien terre-mer est privilégié pour interpréter les sismo-faciès. _____ *174*

Figure 5- 5 : Figure 1: Topographic map of Southern Provence and bathymetric map of the Provence continental shelf. The main karst area and hydrographic networks are reported. (Source: IGN, SHOM, IFREMER). _____ *177*

Figure 5- 6 : Figure 2: Simplified geological map of Southern Provence showing the offshore location of the seismic profiles and cores. Heavy lines correspond to the illustrations cited in the text (sources: IFREMER and geological map of Marseille 1/250000, modified). _____ *179*

Figure 5- 7 : Figure 3: Core sections of newly collected sea-bottom rock samples. (a): Bioclastic packstone. Age : Oligo-Miocene, sample CAS09-CR17, (b) : Foraminiferal grainstone. Age : probable Cenomanian, sample CAS09-CR57, (c) : Foraminiferal grainstone. Age : probable Cenomanian, sample CAS09-C65, (d) : Phyllad, Age: Paleozoic, sample CAS09-CR60, (e) : Siliceous spiculite. Age : probabble Aptian, sample CAS09-CR40, (f) : Cimented conglomerate with peloidal grainstone and shells. Age: Pliocene, sample CAS09-CR74. _____ *181*

Figure 5- 8 : Figure 4: Definition of the seismostratigraphic units on the basis of their seismic attributes (reflector continuity, amplitude and frequency) and the nature of their bounding surfaces. Interpreted ages are reported for each unit. _____ *185*

Figure 5- 9 : Figure 5: Sparker seismic image and interpretation of profile CAS09-spk06 located on the shelf, north of Cassidaigne canyon (see location on Figure 2). _____ *186*

*Figure 5- 10 : Figure 6: HR seismic image and interpretation of profile cas09gi-36 located in the Central area, crossing Marion-03 profile (see location on Figure 2).*_____ *187*

*Figure 5- 11 : Figure 7: a: Interpretation of profile CAS09-gi31, located on the eastern flank of the Cassidaigne canyon. b: Interpretation of profile CAS2011-53 oriented W-E and located on the south part of Central area. (see location on Figure 2).*_____ *188*

Figure 5- 12 : Figure 8: a: Coastal outcrops and interpretation of the CAS09-spk8 sparker profile, oriented W-E and located in the Cassis bay. b: Sparker seismic image and interpretation of profile CAS2011-89 located in the Eastern area, close to the coast and Cassis (see location on Figure 2). _____ *189*

Figure 5- 13 : Figure 9: a: interpretation of of msl08-63 VHR seismic profile located in the southern part of the Marseilles basin (see location on Figure 2). b: interpretation of msl08-85 VHR seismic profile located in the southern part of the Marseilles basin (see location on Figure 2). _____ *190*

Figure 5- 14 : Figure 10: VHR Seismic image and interpretation of profile msl08-17 located in the Western area (see location in Figure 2). _____ *190*

Figure 5- 15 : Figure 11: a: Interpretation of the HR seismic profile LM122 situated on the eastern flank of Cassidaigne Canyon (see location on Fig. 2); b: Interpretation of the HR seismic profile LM108 across the Cassidaigne canyon (see location on Fig. 2). c: Interpretation of profile Marion-03 corresponding to a 120km W-E LR seismic profile extending from the offshore Rhône valley to the Riou area (see location on Fig. 2), on the western edge of Cassidaigne canyon (Modified from Lofi, 2005). _____ *192*

Figure 5- 16 : Figure 12: a: Interpretation of the VHR seismic profile CAS2011-75 situated on the Eastern area (see location on Fig. 2); b: Interpretation of HR profile cas09gi-46 (see location on Fig. 2); c: Interpretation of HR profile cas09gi-02 corresponding to a S-N seismic line extending from the slope to the shelf, near the Bandol coastline (see location on Fig. 2). _____ *193*

Figure 5- 17 : Figure 13: Interpretation of seismic profiles Marion-03, LM 108, LM 118, h09lm104, h09lm108, CAS2011-gi10 across the Cassidaigne canyon and localization on the 3D bathymetric image of the canyon derived from the seismic data. _____ *195*

Figure 5- 18 : Figure 14: Geological map from onshore Southern Provence (modified after the BRGM Geological Map of Marseille 1/ 250000) and offshore Provence continental shelf (this study). _____ *197*

Figure 5- 19 : Figure 15: Land-to-sea cross sections of the Provence Margin. A: N-S cross section from Beausset Unit onland to the Bandol Canyon and the continental shelf break offshore. B: N-S cross section from Huveaune valley onland to Riou islands and continental shelf break. C: N-S cross section from Nerthe massif onland to offshore Marseille Basin and the continental shelf break. _____ *198*

Figure 5- 20 : Figure 16: A: Depth-map (m) of the Base Plio-Quaternary Surface (according to hypothesis 1) offshore Provence. B: Depth map (m) of the Base Plio-Quaternary in the Cassidaigne and Bandol canyons area, according to hypothesis 1; C: Depth map (m) of the Base Plio-Quaternary in the Cassidaigne and Bandol canyons area, according to hypothesis 2. _____ *199*

Figure 5- 21 : Figure 17: A: High resolution bathymetric map of present-day Cassidaigne Canyon (© IFREMER); B: Geomorphological interpretation of the high resolution bathymetric map. _____ *201*

Figure 5- 22 : Figure 18: Messinian erosion of Cassidaigne and Bandol canyons and Plio-Quaternary infills: A: Location of Plio-Pleistocene deposits within the Messinian incision superimposed to the 3D surface of base Plio-Quaternary deposits. B: Thickness of Plio-Pleistocene deposits within Bandol and Cassidaigne canyons superimposed to the high resolution bathymetric map according to hypothesis 1. _____ *201*

Figure 5- 23 : Figure 19: Map of the base Plio-Quaternary surface of onshore and offshore Provence constructed using gOcad software. Present-day rivers and massifs onland are indicated. Hypothetic Messinian karst pocket valleys are indicated in Planier and Cassidaigne canyons heads, and in Bandol Canyon. _____ *203*

*Figure 5- 24 : Plan de position des profils sismiques et des échantillons rocheux prélevés sur le fond marin (carottes et dragages). Les principaux points de carottage et les profils sismiques présentés dans le chapitre sont numérotés.*_____ *210*

Figure 5- 25 : Planche 1 _____ *212*

Figure 5- 26: Planche 2 _____ *214*

Figure 5- 27: Planche 3. _____ *216*

Figure 5- 28: Planche 4 _____ *218*

Figure 5- 29: planche 5 _____ *220*

Figure 5- 30: Planche 6. _____ *222*

Figure 5- 31: Planche 7 _____ *224*

Figure 5- 32: Planche 8 _____ *226*

Figure 5- 33: Planche 9. _____ *228*

Figure 5- 34 : Planche 10 _____ *230*

Figure 5- 35: Planche 11. _____ *232*

Figure 5- 36: Planche 12. _____ *234*

Figure 5- 37 : Msl08-129 correspond à la combinaison de quatre lignes sismiques à très haute résolution (THR): les lignes msl08-61, msl08-129, msl08-129c, et msl08-129d. La juxtaposition de ces profils permet d'obtenir un profil sismique de 35 km de long orienté SW-NE de la côte marseillaise au large, au sud de la Nerthe. Ce profil composite permet de recouper un grand nombre de profils HR (Haute resolution) et THR (84RM-40, msl08-19, msl08-17, 80GL-27) ainsi que des points de carottages. En haut : profil sismique non interprété. En bas : interprétation. _____ *236*

*Figure 5- 38 : Profil sismique et interprétation de la ligne msl08-16 (THR) parallèle à la côte de Marseille.*___ *237*

Figure 5- 39 : Profil sismique et interprétation de la ligne msl08-72b (THR) parallèle à l'archipel du Frioul et perpendiculaire la côte de Marseille. _____ *238*

*Figure 5- 40 : Profil sismique et interprétation de la ligne msl08-19 (THR) au sud de la Nerthe.*_____ *239*

Figure 5- 41 : Profil sismique 84RM-40 et interprétation. Le profil sismique HR de 40 km de long est orienté SSW-NNE, parallèle au profil msl08-19, de la bordure de la marge à 6 km de la côte et recoupant le profil 80GL-27 au point de tir 600. Quatre unités sismo-stratigraphiques sont visibles : socle, U4, U5, U6. Le signal acoustique est detectable jusqu'à 1.9 s temps double (TWTT) et le multiple est visible a 0.4 s TWTT comme un réflecteur continu de forte amplitude, parallèle au fond marin. _____ *241*

Figure 5- 42 : Profil sismique 80GL-27 et interprétation. Le profil sismique HR de 35 km de long est orienté SW-NE, parallèle au profil msl08-129. Quatre unités sismo-stratigraphiques sont visibles : socle, U4, U5, U6. Le signal acoustique est détectable jusqu'à 1.9 s temps double (TWTT) et le multiple est visible a 0.3 s TWTT comme un réflecteur continu de forte amplitude, parallèle au fond marin. _____ *242*

Figure 5- 43 : Profil sismique THR (sparker) CAS2011-93 orienté W-E et localisé au sud des calanques (de Sugiton à la baie de Cassis). _____ *244*

Figure 5- 44 : Profil sismique THR (sparker) CAS2011-53 orienté SSW-NNE et localisé au sud de l'île de Riou. _ *245*

Figure 5- 45 : Profil sismique LM101 orienté WNW-ESE sur 10 km long, de la branche est de Cassidaigne à la partie médiane du canyon de Bandol. _____ *247*

*Figure 5- 46 : Profil HR Cas09gi-14 orienté WNW-ESE sur 9 km de long. Il recoupe l'affluent nord du canyon de Bandol.*_____ *248*

*Figure 5- 47 : Profil sparker Cas2011-10 orienté W-E dans l'axe du canyon de Bandol.*_____ *249*

*Figure 5- 48 : Profil sparker Cas2011-75 orienté S-N et perpendiculaire à l'axe du canyon de Bandol.*_____ *250*

*Figure 5- 49 : Localisation des coupes géologiques terre-mer n° 1 à 6 sur la carte géologique de la Marge provençale.*_____ *251*

*Figure 5- 50 : Coupe géologique (n°1 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S du massif de la Nerthe à la bordure du plateau continental, à l'ouest du canyon de Planier. Elle traverse les structures géologiques d'âge jurassique et crétacé du massif de la Nerthe au nord et d'un massif immergé vers le sud qui prolonge vers l'ouest le massif des Calanques, ainsi que les séries d'âge oligocène et miocène connues à l'affleurement dans le bassin de Marseille et à la Nerthe.*_____ *252*

Figure 5- 51 : Coupe géologique (n°2 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S, de la vallée de l'Huveaune à l'archipel de Riou et le long du plateau continental, jusqu'à la rupture de pente. _____ *253*

*Figure 5- 52 : Coupe géologique (n°3 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S, du Bassin de Marseille (vallée de l'Huveaune) au Canyon de Cassidaigne. Elle traverse à terre les structures géologiques qui forment le massif de Carpiagne (Mt St Cyr, Mt Puget) jusqu'au littoral (Calanque du Devenson). En mer, la coupe traverse les structures faillées des Calanques qui se prolongent vers le sud-est, et traverse en long le Canyon de Cassidaigne.*_____ *253*

Figure 5- 53 : Coupe géologique (n°4 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S, du plateau de la Fontasse à la calanque de Port-Miou et au Canyon de Cassidaigne. A terre, la position du réseau karstique de Port-Miou est replacée sur la coupe. _____ *254*

Figure 5- 54 : Coupe géologique (n°5 sur la carte de localisation). La coupe est orientée NE-SW du Bassin du Beausset à la tête ouest du Canyon de Cassidaigne et au sud du Bassin de Riou. La transition terre-mer se situe au niveau des falaises Soubeyrannes qui forment le littoral entre Cassis et La Ciotat. _____ *254*

Figure 5- 55 : Coupe géologique (n°6 sur la carte de localisation). La coupe est orientée N-S, du nord du Bassin du Beausset à la pointe Grenier, et le long du plateau continental, à travers le canyon de Bandol et jusqu'à la rupture de pente du plateau. _____ *254*

Chapitre 6 : Modélisation sédimentaire et géodynamique 2D-3D de la marge provençale au Cénozoïque

Figure 6- 1 : Méthodes générales d'étude des uplifts et des taux d'érosion mettant en évidence le rôle de la géologie structurale, la géomorphologie et la sédimentologie pour relier l'enregistrement sédimentaire aux processus lithosphériques et aux variations de la topographie (dessin de P. Japsen in Cloetingh et al., 2007). *259*

Figure 6- 2 : Méthode d'étude de l'évolution tectono-eustatique de la marge provençale. 259

Figure 6- 3 : Position de la break-up unconformity sur le profil sismique msl08-19 localisée entre 0,15 et 0,22s TWTT et entre 13 et 29 km des côtes de la Nerthe, où la discordance est décrite à l'affleurement. Localisation en fig. 6-6. 260

Figure 6- 4 : Photos montrant la breakup unconformity (en jaune) sur le littoral de la Nerthe (haut : Ste Croix ; bas : Ponteau) qui abrase les séries sous-jacentes syn-rift (Oligo-Aquitanien) et anté-rift (Substratum mésozoïque). D'après Oudet (2008). 261

Figure 6- 5 : A : Molasse tortonienne à pendage sub-horizontal en onlap sur l'anticlinal de Mirabeau tronqué par l'abrasion marine. Photo orientée SE-NO ; B : Molasse tortonienne déformée (forts pendages vers l'Est) au nord de Mirabeau. 261

Figure 6- 6 : Carte de localisation des dépôts syn-rift et post-rift superposée aux structures du substratum et localisation du profil de la figure 6-3. Modifiée avec les nouvelles données de sismique au sud du chaînon de la Nerthe, et données de terrain au nord de Cassis, d'après Oudet (2008). 262

Figure 6- 7 : a : Zoom sur la ligne sismique LM101 orientée O-E et située approximativement sur le même tracé que la ligne CAS09-gi46. b : Ligne sismique CAS09-gi46 (canon) orientée O-E le long du canyon de Bandol, non interprétée et interprétée (c). Le rectangle noir sur le profil b correspond à la localisation de l'agrandissement du profil a. Se reporter à la fig. 6-12 pour la localisation. Le réflecteur vert correspond à la limite entre le prisme de régression forcée (RF) associé au prisme de bas-niveau (LST2) et l'unité transgressive (TST2) et de haut-niveau (HST2) postérieures. Le maximum de bas niveau marin pliocène est donné par l'offlap-break ultime du prisme de régression forcé RF. 264

Figure 6- 8 : Ligne sismique CAS2011-23 (sparker) orientée S-N à travers le canyon de Bandol, parallèle à la ligne CAS2011-21 ci-dessous, non interprétée (haut) et interprétée (bas). Ce profil, de plus haute résolution que les profils canons précédents image seulement le remplissage de l'unité U6 (et non l'unité U6b sous-jacente). Se reporter à la fig. 6-12 pour la localisation. TST2 : Transgressive System Tract 2; HST2 : High Stand System Tract 2 ; RF : Régression forcée ; LST2 : Low-Stand System Tract 2 ; SB : Limite de séquence. 265

Figure 6- 9 : Ligne sismique CAS2011-21 (sparker) orientée S-N à travers l'unité U6 du canyon de Bandol, non interprétée (haut) et interprétée (bas). Ce profil montre bien la dissymétrie entre le flanc N et S de l'unité U6: une unité (U6') prograde du N vers le S et onlappe le flanc Sud. Une autre unité (U6'') est aggradante sur le flanc S et progradante sur le flanc N traduisant une architecture complexe liée à différentes sources d'apports. Se reporter à la figure 6-12 pour la localisation. 265

Figure 6- 10 : Ligne sismique interprétée LM122 (canon) orientée N-S à la jonction entre le canyon de Bandol et de Cassidaigne. Se reporter à la fig. 6-12 pour la localisation. 266

Figure 6- 11 : Ligne sismique interprétée h09lm108 (canon) orientée O-E et située dans la partie aval du canyon de Cassidaigne. Se reporter à la fig. 6-12 pour la localisation. Le socle acoustique est représenté en gris uniforme. Il correspond à l'encaissant paléozoïque de ce secteur du canyon de Cassidaigne. Le remplissage pliocène est interprété en blanc. 266

Figure 6- 12 : Localisation des profils sismiques sur le bloc diagramme. 266

Figure 6- 13 : Profil le long du canyon de Bandol (plate-forme) et du canyon de Cassidaigne représentant le développement de séquences sédimentaires en fonction de l'oscillation du niveau marin durant le cycle eustatique messino-pliocène, et bloc diagramme illustrant les différents stades d'évolution des canyons (modifié d'après Di Celma, 2011). Ce scénario d'évolution est réalisé d'après l'hypothèse 1 (U6 post-messinien, U6b anté-messinien). La courbe d'évolution relative du niveau marin méditerranéen durant la période messino-pliocène d'après la sismostratigraphie enregistrée dans le canyon de Bandol et selon l'hypothèse 1 est également représentée. _____ *270*

Figure 6- 14 : Profil le long du canyon de Bandol (plate-forme) au canyon de Cassidaigne (pente continentale) représentant le développement de séquences sédimentaires en fonction de l'oscillation du niveau marin durant le cycle eustatique messino-pliocène, et bloc diagramme illustrant les différents stades d'évolution des canyons (modifié d'après Di Celma, 2011). Ce scénario d'évolution est réalisé d'après l'hypothèse 2. La courbe d'évolution relative du niveau marin méditerranéen durant la période messino-pliocène d'après la sismostratigraphie enregistrée dans le canyon de Bandol et selon l'hypothèse 2 est également représentée. SEM : Surface d'Erosion Messinienne ; Courbe eustatique et valeurs de niveau marin d'après Haq et al., 1987. _____ *272*

Figure 6- 15 : Courbe d'évolution du niveau de base restituée d'après la datation relative (paléomagnétisme) et absolue ($^{10}Be/^{26}Al$) des niveaux de grottes dans les gorges de l'Ardèche et comparaison avec la courbe issue du remplissage sédimentaire du canyon de Bandol (modifié d'après Tassy et al., accepté). _____ *273*

Figure 6- 16 : Localisation de tous les niveaux repères géomorphologiques et sédimentaires permettant la restitution du niveau marin au Miocène supérieur sur le MNT de la partie à terre de la Marge provençale. __ *275*

Figure 6- 17 : Comparaison entre la densité du nuage de points à terre d'après la BD Alti de l'IGN et en mer d'après l'interprétation sismique. _____ *276*

Figure 6- 18 : nuage de points de la bathymétrie d'après les données au format ASCII xyz d'Oudet (2008) à l'ouest du chaînon de la Nerthe et les profils sismiques au sud et à l'est (converti en m). _____ *277*

Figure 6- 19 : nuage de points de la surface messinienne en mer (converti en m, pointé selon hypothèse 1). _ *277*

Figure 6- 20 : Surface topographique terre-mer actuelle. MNT à terre réalisé d'après les données IGN. La partie marine de la surface se remarque bien car elle est beaucoup plus lisse que la partie terrestre. _____ *278*

Figure 6- 21 : Surface terre-mer messinienne théorique (MNT actuel à terre et SEM en mer). _____ *278*

Figure 6- 22 : Niveaux eustatiques choisis pour les modélisations sur la courbe de Haq et al., 1987. a : haut niveau marin à +140 m au Burdigalien-Langhien-Serravalien ; b : Bas niveau marin à -80 m du Tortonien inférieur ; c : haut niveau marin (+20 m) du Tortonien supérieur ; d : bas niveau (-1500 m) messinien ; e : haut niveau pliocène (+70 m). _____ *279*

Figure 6- 23: Haut niveau marin burdigalien à + 140 m NGF. _____ *281*

Figure 6- 24 : Carte paléogéographique de la transgression burdigalienne sur la Marge provençale (Besson, 2005). A l'est de Marseille c'est le trait de côte actuel qui constitue une limite. _____ *281*

Figure 6- 25: Bas niveau marin du Tortonien inférieur à -80 m NGF. _____ *282*

Figure 6- 26: niveau marin Tortonien sup (+20m). Il convient de noter qu'il y a probablement des dépôts tortoniens dans le bassin au pied du talus continental, au sud, mais situés en dehors de notre base de données. _____ *283*

*Figure 6- 27 : Carte paléogéographique de la Marge provençale lors de la transgression tortonienne (Besson, 2005). Ici également, c'est le trait de côte actuel qui constitue une limite à l'est de Marseille.*_____ *284*

Figure 6- 28: Niveau marin messinien à -1500 m. _____ *285*

*Figure 6- 29: Haut niveau marin pliocene (+70 m)*_____ *286*

Figure 6- 30 : A : Carte paléogéographique du Pliocène de la Marge du Golfe du Lion à la Marge Ligure. Le rectangle rouge indique la localisation de la zone située entre la vallée de la Durance et le canyon de Cassidaigne. Modifié d'après Debrand-Passard et Courbouleix, 1984. B : Nouvelle carte paléogéographique du maximum de transgression pliocène d'après les nouveaux résultats de cette étude dans le secteur Marseille-Toulon. _____ *287*

Figure 6- 31 : A : Topographie de la base du Burdigalien des Alpes occidentales à la Marge provençale. Modifié d'après Le Pichon et al., 2010. B : Même carte complétée au sud dans le rectangle rouge. _____ *288*

Figure 6- 32 : Carte paléogéographique de la Marge de Golfe du Lion (Guennoc et al., 2006) complétée à l'est par la carte paléogéographique de la Marge provençale (cette étude) au Messinien. _____ *289*

Figure 6- 33 : Topographie en 3D de l'Europe de l'Ouest (EUCOR-URGENT in Cloetingh et al., 2007). _____ *290*

Figure 6- 34 : Schéma explicatif du concept de la topographie dynamique (Braun, 2010). _____ *291*

Figure 6- 35 : Cartes de topographie dynamique en Méditerranée réalisée d'après deux modèles de densité mantellique obtenus par la tomographie sismique. La marge provençale (rectangle rouge) est caractérisée sur les deux modèles par une topographie dynamique positive qui peut être liée à des flux mantelliques régionaux (Bosci et al., 2010). _____ *291*

Figure 6- 36 : Localisation des transects topographiques nord-sud réalisés sur la surface terre-mer 3D. L'échelle de couleurs est en mètres. Les profils nord-sud sont numérotés de 1 (à l'ouest) à 15 (à l'est). _____ *292*

*Figure 6- 37 : Localisation des transects topographiques ouest-est réalisés sur la surface terre-mer 3D. L'échelle de couleurs est en fig. 6-36. Les profils ouest-est sont numérotés de 16 (au nord) à 32 (au sud).*_____ *293*

Figure 6- 38 : Profils de topographie-bathymétrie nord-sud compilés avec les niveaux repères traversés. Haut : tous les profils et niveaux repères. Bas : profil moyen et niveaux repères. Localisation des profils en fig. 6-36. 293

*Figure 6- 39 : Quatre profils types de topographie-bathymétrie nord-sud compilés avec les niveaux repères traversés. Localisation des profils en fig. 6-36.*_____ *294*

Figure 6- 40 : Profils de topographie-bathymétrie ouest-est compilés avec les niveaux repères traversés. Haut : tous les profils et niveaux repères. Bas : profil moyen et niveaux repères. Localisation des profils en fig. 6-37. 294

*Figure 6- 41 : Trois profils types de topographie-bathymétrie ouest-est compilés avec les niveaux repères traversés. Localisation des profils en fig. 6-37.*_____ *294*

Figure 6- 42 : Méthodologie des restaurations topographique développée en 2D. _____ *295*

*Figure 6- 43: gradient de déformation assimilable à la topographie dynamique (valeurs de déformation positive en violet « + » et négative en rouge «- ») D0.*_____ *296*

*Figure 6- 44: surface T1= surface actuelle sans les incisions post-tortoniennes.*_____ *297*

Figure 6- 45: Surface intermédiaire T1- 1/4 D0 _____ *297*
Figure 6- 46: Surface intermédiaire T1 -1/3 D0 _____ *298*
Figure 6- 47 : Surface intermédiaire T1 -1/2 D0 _____ *298*
Figure 6- 48 : Surface intermédiaire T1 -2/3 D0 _____ *299*
Figure 6- 49 : Surface intermédiaire T1 -3/4 D0 _____ *299*
Figure 6- 50 : Surface restaurée T0= T1-D0 (topographie-bathymétrie au Tortonien) _____ *300*
Figure 6- 51 : Surface restaurée T0 avec les niveaux repères du Tortonien et le trait de côte actuel reportés au-dessus. La mer tortonienne (+ 20 m NGF) est en bleu clair. _____ *300*
Figure 6- 52 : Mouvements verticaux apparents des zones côtières d'après l'altitude des paléo-rivages formés durant le dernier maximum interglaciaire (~122 ka) (Pedoja et al., 2011). _____ *301*
Figure 6- 53 : A : Reconstitution tectonique de l'évolution de la subduction et de l'extension arrière-arc de la Calabre au Golfe du Lion à quatre périodes de temps clefs de la formation du bassin liguro-provençal (modifié d'après Jolivet, 2008). B : Modèle analogique en silicone et sirop de glucose reproduisant le comportement du slab dans une zone de subduction (Faccenna et al., 2001). _____ *302*
Figure 6- 54 : Processus géodynamiques en limite de plaques prédits pour accompagner la migration latérale du détachement du slab. La concentration des forces de traction entraînent une subsidence (et le développement d'un dépôt-centre) et un uplift dû au rebond de la lithosphère le long de la déchirure. Du matériel chaud asthénosphérique s'insère dans la déchirure et provoque du magmatisme de composition variable (Wortel et Spakman, 2000). _____ *303*
Figure 6- 55 : a : Carte des anomalies de vitesse des ondes P en Europe occidentale à 450-650 km et volcanisme alcalin des derniers 30 Ma. B : coupe de tomographie sismique à travers la section A-B montrant la lithosphère froide du panneau plongeant africain sous la marge provençale. C : carte et coupe schématique de la zone de subduction mettant en évidence l'établissement du volvanisme intraplaque par upwelling mantellique à la bordure du slab. D : schémas montrant la fusion du slab dans le manteau à l'origine de ce volcanisme intraplaque. Modifié d'après Faccenna et al., 2010. _____ *304*
Figure 6- 56 : A et B : Schéma d'évolution géomorphologique du Nil durant la crise messinienne. La baisse du niveau marin a permis une érosion importante. Un rebond isostasique se produit alors. Ce rebond est susceptible de créer des lacs ou des lagons dans la partie aval du Nil (Gargani et al., 2010). C : Profils paléotopographique terre-mer le long du Golfe du Lion d'après une rigidité flexurale de 10^{23} N.m. Traits pleins : profil actuel. Tirets : paléo-topographie du Messinien supérieur calculée après la seule vidange en eau du bassin. Pointillés : paléo-topographie du Messinien inférieur calculée après la vidange en eau et en évaporites. ____ *305*
Figure 6- 57 : Schéma illustrant des uplifts sur les marges actives et passives dus à l'intensification de la compression des plaques lithosphériques (Pedoja et al., 2011). _____ *306*
Figure 6- 58 : Evolution géodynamique de la topographie depuis le Tortonien de la Ste Victoire au plateau continental. _____ *307*
Figure 6- 59 : Contexte géodynamique actuel de la Marge provençale à l'échelle lithosphérique, de l'avant pays alpin (au nord) à la subduction de la plaque africaine (au sud). _____ *308*

Chapitre 7 : Géodynamique et hydrogéologie de la marge provençale

Figure 7- 1 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale lors de la transgression tortonienne à +20 m NGF. Les massifs pyrénéo-provençaux constituent des îlots au-dessus de la mer miocène (en pointillés), et dont l'altitude moyenne s'élève à 400 m. Les contours blancs correspondent à l'altitude 0 m NGF, permettant d'indiquer des altitudes relatives par rapport au référentiel actuel. _____ *312*

Figure 7- 2 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale lors de la crise de salinité messinienne. L'ensemble de la marge est exondée. Un réseau hydrographique messinien de surface et karstique se met en place et incise des canyons en relation avec le bas niveau marin. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille. _____ *313*

Figure 7- 3 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale montrant un instantané de la remise en eau pliocène. Les cours d'eau messiniens sont peu à peu refoulés vers l'amont, tandis que le rebond hydro-isostatique postérieur à la crise a entraîné un soulèvement des côtes. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel. La mer pliocène est indiquée par le figuré à pointillées. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille. _____ *314*

Figure 7- 4 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale au Pliocène inférieur. Du remplissage sédimentaire se met en place dans les canyons de Bandol et Cassidaigne, et du volcanisme apparaît à l'est de l'unité du Beausset et les coulées de lave se mettent en place dans la vallée de la Reppe. Le mouvement de bascule NE-SW s'amorce. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et la mer au pliocène inférieur est donnée par le figuré en pointillés. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille. _____ *315*

Figure 7- 5 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale au Pliocène moyen. La sédimentation se poursuit dans les canyons de Bandol et Cassidaigne. La bascule NE-SW de la Marge se poursuit. Le réseau hydrographique de surface est perturbé, le cours aval de l'Huveaune est capturé vers le NW. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et la mer au pliocène moyen est donnée par le figuré en pointillés. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille. _____ *316*

Figure 7- 6 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale au Plio-Pléistocène. La sédimentation comble le canyon de Bandol. La bascule NE-SW de la Marge se poursuit. Le réseau hydrographique de surface est perturbé, le cours aval du Gapeau est capturé vers l'E. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et la mer au plio-pléistocène est donnée par le figuré en pointillés. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. :

*Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille.*_____ *317*

Figure 7- 7 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale durant un bas niveau marin Quaternaire. Le canyon de Bandol, totalement comblé n'est plus visible sur la bathymétrie. La bascule NE-SW de la Marge se poursuit. Les cours d'eau de la Reppe et du Destel incisent des gorges à travers la coulée volcanique. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et la mer quaternaire est donnée par le figuré en pointillés. Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille. _____ *318*

Figure 7- 8 : Topographie terre-mer restaurée de la marge provençale durant un haut niveau marin Quaternaire (Holocène). La bascule NE-SW de la Marge se poursuit. La ligne blanche correspond au niveau zéro actuel et au littoral de la mer quaternaire (figuré en pointillés). Aur. : Mt Aurélien ; Et. : Massif de l'Etoile ; Al. : Massif d'Allauch ; Ste B. : Massif de la Ste Baume ; S.B. : Massif de Siou-Blanc ; U.B. : Unité du Beausset ; Carp. : Massif de Carpiagne ; Cal. : Massif des Calanques ; C.S. : Cap Sicié ; Ba. : Bandol ; La C. : La Ciotat ; Cas. : Cassis ; Aub. : Aubagne ; Mars. : Marseille. _____ *319*