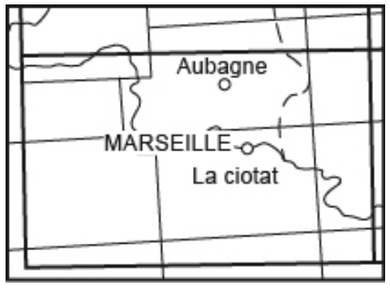
CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000

AUBAGNE - MARSEILLE

AUBAGNE - MARSEILLE

La carte géologique à 1/50 000
AUBAGNE - MARSEILLE



par

M. VILLENEUVE *et al*.

MÉMOIRE EXPLICATIF

RgF RÉFÉRENTIEL GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

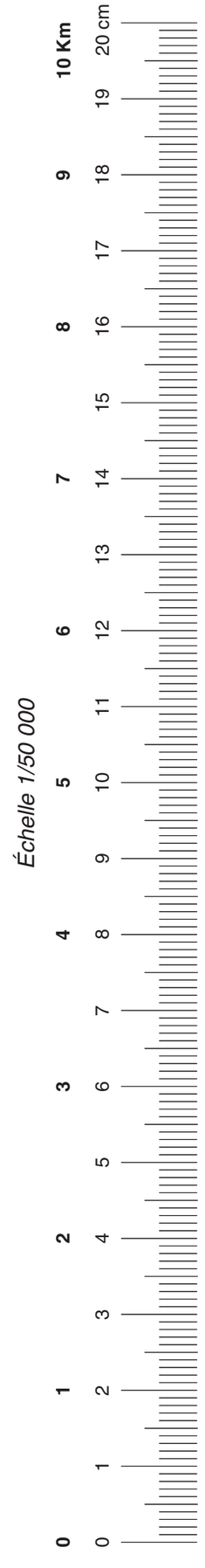
Géosciences pour une Terre durable
brgm

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P.36009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.



COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président :* J. DUBREUILH ; *Secrétaire Général :* D. JANJOU ; Membres : P. BARBEY, Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT, P. GIGOT, P. GUENNOC, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET, P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO, F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER, P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

cioMémoire explicatif de la carte géologique
Aubagne-Marseille à 1/50 000

3e édition

Mémoire explicatif

Coordonnateur général
Michel Villeneuve

Coordonnateurs
Pierre Laville (2005-2011)
Michel Villeneuve (2011-2018)

Numérisation des données cartographiques
Raymond Monteau

Auteurs
J.-J. Blanc, J. Collina-Girard, M. Dubar, F. Floquet, J.-P. Masse, R. Monteau, D. Nury, J. Philip, M. Villeneuve, B. Arfib, I. Argyriadis, P. Arlhac, C. Arnal, J.-P. Caron, F. Fournier, J. Jouves, J. Hennuy, P. Laville, J. Ricour, C. Rousset, A. Tassy-Borgomano, I. Thinon, M. Vacca-Goutoulli

Collaborateurs
L. Bestani, E. Bonifay, J.-J. Châteauneuf, J.-J. Cornée, J. Collina-Girard, M. Fenerci-Masse, A. Gartner, C. Guyonnet-Benaize, U. Linnemann, N. Marçot, P. Munch, J. Riveline, A. Tendil, A. Arnoux, J.-F. Babinot, A. Boyer, C. Cavelier, J.-C. Hippolyte, F. Magnien, P. Ropolo, G. Tronchetti, L. Villier et l'équipe Casseis-Marsolig (13 membres)

BRGM Éditions
Service Géologique National

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante (ensemble des documents carte et notice) :
– *pour la carte* : Laville P., Monteau R., Villeneuve M. *et al.* (2018) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3éme édition (1044).
– *pour le mémoire explicatif* : M. Villeneuve (coord.) *et al.* (2018) – Mémoire explicatif. Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3éme édition (1044). Orléans : BRGM, 333 p. Carte géologique par Laville P., Monteau R., Villeneuve M. *et al.*

Une partie précise du mémoire explicatif peut également être citée en utilisant une formulation du type suivant :
Masse J.-P., Fenerci-Masse M. (2018) – Le Crétacé inférieur, *in* Villeneuve *et al.*, Mémoire explicatif, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3ième édition (1044), pp. 57-63.

© Brgm, 2018. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-2044-6

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS (M. Villeneuve)

RÉSUMÉ

ABSTRACT

INTRODUCTION (coord. M. Villeneuve)

SITUATION GÉOGRAPHIQUE (M. Villeneuve)

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL (M. Villeneuve)

PRÉSENTATION DE LA CARTE (M. Villeneuve)

SCHÉMA STRUCTURAL (M. Villeneuve)

TRAVAUX ANTÉRIEURS (M. Villeneuve)

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE (M. Villeneuve)

LOCALISATION DES LEVERS CARTOGRAPHIQUES (R. Monteau)

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Le substratum métamorphique (M. Villeneuve)

Le Permien et le Trias inférieur (interprétation de J.-P. Caron étendue à l'ensemble du Trias)

Le Permien et le Trias inférieur (interprétation de J. Philip étendue à l'ensemble du Trias)

TERRAINS AFFLEURANTS

Le Trias moyen et supérieur (J. Philip avec conclusions de J. Philip pour l'ensemble du Trias)

Le Jurassique (M. Floquet, avec les données et tracés de J. Philip pour le Massif de la Lare et secteurs connexes et les tracés de R. Monteau pour le Massif de Carpiagne)

Le Crétacé inférieur (J.-P. Masse, M. Fenerci-Masse)

Le Crétacé supérieur (coord. M. Floquet, avec les contributions de M. Floquet, J. Hennuy et J. Philip)

L'Oligocène (coord. D. Nury, avec les contributions de D. Nury, P. Arlhac, M. Villeneuve, J.-J. Châteauneuf, J. Riveline et une contribution de J. Philip)

Formations post-oligocènes (coord. M. Dubar, avec les contributions de M. Dubar, E. Bonifay, P. Arlhac, D. Nury, J. Philip, M. Villeneuve)

Les formations marines anté-quaternaires (F. Fournier, A. Tassy, I. Thinon, P. Münch, J.-J. Cornée et l'équipe CASSEIS-MARSOLIG

Les formations quaternaires en mer (coord. J.-J. Blanc, avec les contributions de J.-J. Blanc et I. Thinon)

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

LES MASSIFS

Les massifs des Calanques (coord. R. Monteau, avec les contributions de R. Monteau, M. Villeneuve etJ. Ricour)

L'Archipel de Riou/Maïre (R. Monteau)

Le massif de la Sainte-Baume (coord. J. Philip, avec les contributions de J. Philip, I. Argyriadis, L. Bestani)

La bande triasique de l'Huveaune (J. Philip)

Le massif d'Allauch (J. Philip, C. Guyonnet-Benaize)

Le massif de la Salette (J. Philip)

Le massif de l'Étoile (R. Monteau, J.-P. Masse)

Le massif de la Nerthe (R. Monteau)
Les îles du Frioul (R. Monteau)
Le massif de Notre-Dame-de-la-Garde (R. Monteau, J. Philip)

LES BASSINS
Le synclinal du Beausset (M. Floquet)
Les bassins oligocènes (M. Villeneuve, D. Nury, P. Arlhac, A. Gärtner, U. Linnemann)
Les structures post-oligocènes (coord. M. Villeneuve, avec les contributions de M. Villeneuve, J.-J. Blanc, F. Fournier, P. Arlhac, M. Dubar, R. Monteau, J. Jouve, A. Tendil, D. Nury)

ÉVOLUTION TECTONIQUE

INTRODUCTION (M. Villeneuve)

L'ÉVOLUTION ANTÉRIEURE À LA SURRECTION DE LA CHAÎNE PYRÉNÉO-PROVENÇALE (du Trias à l'Éocène)
Évolution du Trias en Provence (M. Villeneuve)
Synthèse sur l'évolution et la dynamique sédimentaire en Basse Provence occidentale au Jurassique (M. Floquet)
Le régime des plates-formes carbonatées au Crétacé inférieur (J.-P. Masse)
Les événements tectoniques du Crétacé moyen : le Bombement Durancien (J. Philip, J.-P. Masse, M. Floquet)
Évolution sédimentaire et géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur (M. Floquet et J. Philip)
Évolution des bassins au Paléogène inférieur (M. Villeneuve)

DÉFORMATION DES BASSINS ANTÉ-OLIGOCÈNES : MISE EN PLACE DES CHEVAUCHEMENTS ET CHARRIAGES DE LA PHASE TECTONIQUE PYRÉNÉO-PROVENÇALE (C. Rousset, M. Villeneuve)
Introduction
Le style tectonique provencal
Les principales unites structurales
Répartition géographique des différentes unités
Estimation du raccourcissement pyrénéo-provençal
Modèles de déformation progressive

ÉVOLUTION DES BASSINS POSTÉRIEURS À LA CHAÎNE PYRÉNÉO-PROVENÇALE
Mise en place et déformation des bassins Oligocènes (M.Villeneuve, D. Nury, P. Arlhac)
Mise en place des bassins du Miocène au Pliocène (A. Tassy, M. Villeneuve)

SYNTHÈSE DE L'ÉVOLUTION TECTONIQUE (M. Villeneuve)

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

INTRODUCTION (M. Villeneuve)

LES PRINCIPAUX ÉVÉNEMENTS (R. Monteau)

LES GRANDS ENSEMBLES ET ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES RÉGIONAUX (M. Villeneuve)
La chaîne Varisque (430-300 Ma)
Les bassins du Trias à l'Éocène
La chaîne pyrénéo-provençale
Les bassins oligocènes
Les événements tectoniques au Miocène
Les événements tectoniques au Pliocène
Synthèse de l'évolution de la Méditerranée occidentale

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

ÉVOLUTION TECTONIQUE AU QUATERNAIRE (Coord. J.-J. Blanc et J. Collina-Girard avec la collaboration M. Dubar, P. Arlhac, E. Bonifay, D. Nury, M.Villeneuve, F. Fournier, R. Monteau)
Anté-travertins
Syn- et post-travertins

SISMICITÉ ET NÉOTECTONIQUE EN PROVENCE (M. Villeneuve)
La sismicité
Les contraintes tectoniques et géodésiques

GÉOLOGIE DE l'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DES SOLS (C. Arnal)
Identité administrative
Urbanisation
Agriculture
Espaces naturels

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE ET SITES POLLUÉS (M. Villeneuve)
Éléments de Géotechnique
Sites pollués

RISQUES NATURELS
Risques naturels
Inondations (N. Marçot)
Sismique (N. Marçot)
Tsunamis (M. Villeneuve)

RESSOURCES EN EAU (B. Arfib)
Hydrologie
Hydrogéologie

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES
Altérites (P. Laville)
Autres roches (J. Ricour)

GRANDS TRAVAUX (J. Ricour)
Tunnels pour les transports
Tunnels d'évacuation

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE
La « grotte Cosquer » (J. Collina-Girard)
Les matériaux de construction de l'Antiquité au Moyen-âge (M. Vacca-Goutoulli)

SITES REMARQUABLES (J.-P. Masse, M. Villeneuve)
Sites classés
Sites classiques

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES
Transversales géologiques (proposées par J. Philip et M. Floquet)
Itinéraires (proposés par C. Rousset)
Itinéraires (proposés par J.-J. Blanc)

CARTES, GUIDES ET OUVRAGES DE DÉCOUVERTE GÉOLOGIQUES
Cartes géologiques du secteur Marseille-Aubagne
Guides géologiques

SITES INTERNET GÉOLOGIQUES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES (M. Villeneuve)

REMERCIEMENTS (M. Villeneuve)

BIBLIOGRAPHIE

COORDINATEURS, AUTEURS ET COLLABORATEURS

ANNEXES

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Les principaux éléments topographiques du secteur Marseille-Aubagne

Fig. 2 - Toponymie des fonds marins de l'aire marseillaise

Fig. 3 - Principaux ensembles géologiques entourant la Provence

Fig. 4 - Cadre structural sédimentaire du bassin du Sud-Est, au Mésozoïque

Fig. 5 - Schéma structural de la zone Aubagne-Marseille

Fig. 6 - Localisation des levés cartographiques

Fig. 7 - Succession litho-stratigraphique du Trias provençal

Fig. 8 - Lithostratigraphie schématique et synthétique de la série jurassique

Fig. 9 - Log lithostratigraphique du Crétacé inférieur

Fig. 10 - Log lithostratigraphique du Bedoulien

Fig. 11 - Représentation synthétique des unités lihostratigraphiques (formations et membres) constituant la série d'âge cénomanien à coniacien moyen

Fig. 12 - Représentation synthétique des unités lihostratigraphiques (formations et membres) constituant la série d'âge coniacien inférieur à santonien supérieur

Fig. 13 - Successions lithostratigraphiques des formations oligocènes du bassin de Marseille-Aubagne

Fig. 14 - Succession des niveaux dans le sondage de l'usine Fournier

Fig. 15 - Coupe de la série oligocène et de son substratum mésozoïque au Sud du massif de la Salette

Fig. 16 - Coupe des terrains oligocènes sur le littoral entre l'Estaque et Marseille

Fig. 17 - Légende stratigraphique des formations miocènes à quaternaires

Fig. 18 - Carte géologique simplifiée incluant le plateau continental oriental du golfe du Lion

Fig. 19 - Localisation des lignes sismiques et des prélévements de roches sur le plateau continental de Basse-Provence

Fig. 20 - Profil sismique dans la partie Nord de la baie de Marseille

Fig. 21 - Profil sismique dans la partie Ouest de la baie de Marseille

Fig. 22 - Profil sismique dans le plateau continental, au Sud des îles de Riou

Fig. 23 - Profils sismiques dans la partie Orientale du plateau continental, entre le Canyon de Cassidaigne et la presqu'ile du cap Sicié

Fig. 24a - Cartographie des dépôts superficiels dans la baie de Marseille et sur le plateau continental

Fig. 24b - Nature des fonds marins avec la nomenclature des cartes G du SHOM
Fig. 25 - Coupe géologique Nord-Sud du massif de Carpiagne
Fig. 26 - Les différents modèles susceptibles d'avoir engendré des dépressions
Fig. 27 - Le massif de la Sainte-Baume
Fig. 28 - Les Gypières, coupe géologique
Fig. 29 - Coupe géologique schématique des grandes unités structurales du massif de la Sainte-Baume
Fig. 30 - Schéma structural du secteur N et NE de la Sainte-Baume
Fig. 31 - L'unité jurassique d'Encauron en rive gauche du ruisseau la Gastaude
Fig. 32 - Coupe montrant les relations entre les unités allochtones de Baou Rouge, et de Liquette et l'autochtone du synclinal de Villecroze
Fig. 33 - Coupe de la structure d'Orgnon
Fig. 34 - Les écailles de la Piguière
Fig. 35 - Coupes équilibrées du massif de la Sainte-Baume
Fig. 36 - Coupe transversale dans la bande triasique de l'Huveaune, entre Villecroze et Roquevaire
Fig. 37 - Coupe géologique dans la partie SE de la bande triasique de l'Huveaune
Fig. 38 - Coupe géologique à travers la partie NE de la « bande triasique de l'Huveaune »
Fig. 39 - Coupe géologique dans le dôme triasique situé à l'Ouest de Pont-de-l'Étoile
Fig. 40 - Schéma structural du massif d'Allauch
Fig. 41 - Évolution du bloc central d'Allauch au Crétacé moyen
Fig. 42 - Coupes sériées sur la bordure sud du massif d'Allauch
Fig. 43 - Coupes sériées sur la bordure est du massif d'Allauch
Fig. 44 - Coupe dans l'unité du Bec Cornu
Fig. 45 - Coupes schématiques dans le massif de la Salette
Fig. 46 - Structure du massif de la Salette par É. Haug (1930)
Fig. 47 - Coupe géologique schématique Sud-Nord à travers le bassin de l'Arc
Fig. 48 - Coupes géologiques méridiennes dans les massifs de la Nerthe et de l'Étoile
Fig. 49 - Coupe géologique transverse dans le massif de la Garde
Fig. 50 - Esquisse géologique du synclinal du Beausset
Fig. 51 - Coupe N-S du synclinal du Beausset, schématique et interprétative
Fig. 52 - Les Principaux ensembles géologiques à dépôts oligocènse et les travertins pléistocènes
Fig. 53 - Coupes géologiques schématiques dans les bassins de Marseille-Aubagne
Fig. 54 - Modèle de bassin en extension applicable au bassin du Prado
Fig. 55 - Âges des zircons détritiques extraits des grés de la Formation de la Gastaude
Fig. 56 - Modèle interprétatif du remplissage des fossés oligocènes
Fig. 57 - Histogramme de répartition des types de galets dans les poudingues P1

Fig. 58 - Principaux événements tectoniques dans les formations oligocènes
Fig. 59 - Diagramme (Wulff) des éléments tectoniques des formations oligocènes
Fig. 60 - Plis post-oligocènes dans la partie nord de la baie de Marseille
Fig. 61 - Paléogéographie des dépôts oligocènes
Fig. 62 - Principaux témoins des dépôts miocènes et pliocènes, à terre
Fig. 63 - Schéma montrant la mise en place des travertins
Fig. 64 - Coupe des travertins du Pont-de-Joux
Fig. 65 - Carte de localisation des principaux karsts
Fig. 66 - Coupe schématique N-S entre la Nerthe et la bordure méridionale du plateau continental
Fig. 67 - Localisation des canyons de Cassidaigne (N-S) et de Bandol (W-E)
Fig. 68 - Remplissage du canyon de Bandol (coupe longitudinale au canyon)
Fig. 69 - Interprétation au travers du plateau continental au SW de la Pointe de Fontagne
Fig. 70 - Schéma géologique de la région sud-est avec localisation de la coupe équilibrée
Fig. 71 - Principaux événements géologiques en Provence
Fig. 72 - Schéma et profil paléogéographiques de la Téthys au Trias
Fig. 73 - Esquisses paléogéographiques du SE de la France au Tithonien
Fig. 74 - Cartes paléogéographiques du Sud-Est de la France au Crétacé inférieur
Fig. 75 - Répartition des gisements de bauxite en Basse-Provence occidentale
Fig. 76 - Coupe schématique du versant sud du Bombement Durancien
Fig. 77 - Reconstitution de la paléogéographie ouest-européenne au Turonien supérieur
Fig. 78 - Schéma paléogéographique du Bassin Sud-Provençal *sensu lato* au Crétacé supérieur
Fig. 79 - Cadre paléogéographique du Bassin Sud-Provençal *sensu lato* au Turonien supérieur et au Coniacien inférieur
Fig. 80 - Coupe équilibrée et restaurations de l'avant-pays pyrénéo-provençal
Fig. 81 - Modèle proposé pour la mise en place des structures pyrénéo-provençales
Fig. 82 - Les principaux fossés oligocènes en Provence
Fig. 83 - Prolongement en mer du « rift ouest européen »
Fig. 84 - Paléogéographie du secteur Marseille-Aubagne
Fig. 85 - Hypothèses sur tracé du réseau hydrographique au Messinien
Fig. 86 - Blocs diagramme illustrant les différents stades d'évolution des canyons
Fig. 87 - Schéma interprétatif de l'évolution régionale, du Trias à l'Oligocène
Fig. 88 - Paléogéographie de l'Europe au Trias supérieur (Rhétien)
Fig. 89 - Reconstruction du domaine alpin au Jurassique supérieur
Fig. 90 - Reconstruction du domaine alpin au Crétacé inférieur
Fig. 91 - Reconstruction du domaine alpin au Crétacé supérieur
Fig. 92 - Les domaines orogéniques de la marge méditerranéenne, en France

Fig. 93 - Les orogènes pyrénéens et alpins à l'Éocène moyen
Fig. 94 - Coupe schématique du domaine Corse et provençal, à l'Éocène supérieur
Fig. 95 - Le « Rift ouest européen » au *Rupélien*
Fig. 96 - Schéma géodynamique à l'Oligocène
Fig. 97 - Schéma paléogéographique du rift liguro-provençal
Fig. 98 - Cartes paléogéographiques montrant l'extension de la mer miocène dans le SE de la France
Fig. 99 - Les dépôts d'évaporites du Messinien en Méditerranée occidentale
Fig. 100 - Schéma paléogéographique de la France au Miocène (figure de gauche) et Pliocène (figure de droite)
Fig. 101 - Failles inverses sur le flanc sud du massif des Calanques
Fig. 102 - Réseau des stations sismique en PACA (source BRGM)
Fig. 103 - Les principaux séismes en PACA (source BRGM)
Fig. 104 - Faille de la Moyenne Durance et faille d'Aix
Fig. 105 - Réseau de stations GPS permanentes dans le Sud-Est
Fig. 106 - Carte d'état-major de la fin du XIX^{e} siècle
Fig. 107 - Synthèse stratigraphique, hydrogéologique et karstologique du Beausset
Fig. 108 - Localisation des principaux cours d'eau et principales sources
Fig. 109 - Tracé schématique des galeries karstiques noyées des sources de Bestouan et Port-Miou dans la baie de Cassis
Fig. 110 - Structure générale d'un profil bauxitique
Fig. 111 - Principales combinaisons des faciès chimiques de la formation bauxitique provençale
Fig. 112 - Localisation sommaire des itinéraires proposés
Fig. 113 - Coupe géologique simplifiée des falaises entre Cassis (Ouest) et La Ciotat (Est)

LISTE DES PLANCHES HORS TEXTE

Pl. 1 – Coupes géologiques

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Comparaison des séries triasiques en Basse-Provence

Tabl. 2 - Subdivisions biostratigraphiques ayant servi à dater des formations de l'Oligocène

Tabl. 3 - Corrélations entre les différentes unités lithostratigraphiques de l'Oligocène du bassin de Marseille-Aubagne

Tabl. 4 - Campagnes d'acquisition sismique sur le plateau continental de Basse-Provence

Tabl. 5 - Tableau synthétique des caractéristiques moyennes des différents terrains

Tabl. 6 - Synthèse des traçages artificiels réalisés sur le territoire de la carte géologique

Tabl. 7 - Mesures sur la source sous-marine de Port-Miou

Tabl. 8 - Les faciès chimiques des formations bauxitiques et leurs discontinuités en fonction des teneurs en silice de quelques gisements

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo 1 - Les Gypières, vue vers l'Est

Photo 2 - Vue du conglomérat de Piedoulard dans le secteur de Saint-Joseph

Photo 3 - Auvent des Aygalades

Photo 4 - Sables jaunâtres associés aux travertins des Aygalades

Photo 5 - Section de galerie fossile avec son remplissage de spéléothèmes

Photo 6 - Marnes déformées du stade vélodrome (environ 2000 BP)

Photo 7 - Éboulement du 5 février 2006 dans la Calanque des « Pierres Tombées »

Photo 8 - Vue de la fresque des chevaux dans une partie de la grotte Cosquer

Photo 9 - Fin VIe siècle avant notre ère : fortification grecque archaïque, partiellement enterrée, au SW du site de la Bourse

Photo 10 - Chapiteau d'abord dit de « tradition ionique archaïque »

Photo11 - Marseille - jardin des Vestiges - avant mur du II^{e} siècle avant notre ère

Photo 12 - Sarcophage daté du Ve siècle avant notre ère mis au jour en 1954

Photo. 13 - Marseille – Fort Saint-Jean. Seules traces d'un travail de carrier dans un poudingue

Photo 14 - Tour des trinitaires (quartier du Panier)

Photo 15 - Jardin des Vestiges, Musée d'Histoire, la Bourse. Fortification du IV^{e} siècle avant notre ère

AVANT-PROPOS (M. Villeneuve)

Cette 3e édition est l'aboutissement de plus de 20 ans d'efforts de la part de géologues ayant, pour la plupart, consacré la plus grande partie de leur carrière à la géologie provençale.

Nous avons essayé de répondre aux principaux objectifs listés dans les recommandations du CCGF (Comité de la Carte Géologique de France). Ces objectifs sont :

– une **publication scientifique originale** exposant les découvertes nouvelles dans tous les domaines disciplinaires, y compris le domaine marin ;

– un **document pédagogique** essayant d'expliquer simplement une évolution géologique complexe et capable de replacer les éléments géologiques locaux dans leur cadre régional, voire méditerranéen ;

– un **document informatif** à l'intention des professionnels et amateurs avec des parties environnementales et géotechniques significatives ;

– un **guide géologique** et des renseignements utiles à tous les utilisateurs de la géologie régionale.

De plus, ce document qui fait le point sur la géologie régionale, 44 ans après la précédente édition de la carte géologique à 1/50 000, est présenté sous une forme moderne, c'est à dire numérique. Les documents sont accessibles avec des logiciels basiques et la numérisation des données renseigne chaque point de la carte sur son contenu et sur ses archives. Présenté ainsi les documents (carte et notice) informatisés pourront être mis à jour régulièrement et imprimés à la demande. Ainsi, chaque utilisateur pourra imprimer les pages qui l'intéressent.

D'autre part, étant donnée la variété des sujets traités et le nombre important de co-auteurs, la notice est présentée sous la forme d'un volume spécial d'un colloque ou d'un programme. Chaque article est signé par son (ou ses) co-auteurs et sous leur propre responsabilité. Il n'y donc pas de responsabilité collective de la totalité des documents par l'ensemble des auteurs. La responsabilité de l'ouvrage complet (carte et notice) revenant à l'éditeur, en l'occurrence le responsable du projet et le CCGF (Comité de la Carte Géologique de France). D'autre part, la notice tient compte des diverses hypothèses exprimées sur un sujet donné.

Enfin, compte tenu du fait que le programme cartographique national s'est arrêté en 2011, nous avons tenu à rassembler toutes les informations disponibles dans un seul volume (Notice) et numériser la carte afin qu'elle puisse s'intégrer dans le programme RGF (Référentiel Géologique de la France en 3D) qui a pris le relais du programme cartographique en 2D.

RÉSUMÉ

48 ans après la deuxième édition (1969), cette nouvelle édition de la carte géologique Marseille-Aubagne fait le point sur les connaissances géologiques dans ce secteur sud-provençal. Les découvertes sont importantes surtout dans les bassins et en ce qui concerne la stratigraphie, la sédimentologie, la géodynamique et la géologie marine.

Les polémiques qui ont accompagné l'édition précédente sont éteintes et si le travail fondamental de G. Guieu et de ses collaborateurs sert toujours de référence pour la géologie des parties montagneuses, la connaissance des bassins (à terre et en mer) a profondément évolué.

À Terre, la stratigraphie des formations du Mésozoïque a largement bénéficié des recherches sur le Trias, le Jurassique, le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. Les bassins, principalement ceux qui se sont formés de l'Oligocène à nos jours, ont également été fortement revus aussi bien pour leur structure que pour leur stratigraphie. La stratigraphie du post-Oligocène a également été réactualisée.

L'absence de bons affleurements (du fait de l'urbanisation importante) et de données géophysiques n'ont pas permis d'évaluer toutes les contraintes néotectoniques. Mais des avancées significatives ont été réalisées assez récemment dans ce domaine.

En Mer, les travaux réguliers menés depuis les années 1960 ont été complétés par les résultats des campagnes marines de la dernière décennie. Ces campagnes océanographiques disposant d'un matériel moderne ont nettement fait progresser les connaissances du plateau continental, aussi bien sur les parties profondes que sur les parties plus superficielles pour la période Miocène à Pléistocène (laquelle est peu représentée à Terre)

La Géodynamique qui semblait marquer le pas depuis de nombreuses années, faute d'une approche microtectonique et géophysique, a progressé grâce à de nouvelles investigations sur le terrain et à la modélisation informatique des géologues du CEREGE et du Collège de France. Ceci a permis d'intégrer les données locales dans un contexte géologique interrégional allant des Pyrénées aux Alpes en passant par la Méditerranée.

Enfin, il faut souligner, les efforts accomplis dans la partie dite « **Géologie de l'Environnement »** et notamment sur l'hydrologie qui apporte des solutions aux problèmes des « Quaternaristes ».

Les coupes de la carte géologique ont été adaptées des travaux de J. Muller.

De plus chaque mesure et chaque observation est numérisée et stockée dans des dossiers informatiques qui faciliteront l'intégration dans le programme RGF (Référentiel Géologique de la France) et qui seront sollicités pour les mises à jour futures.

Cependant, il serait prétentieux tout autant qu'irréaliste de considérer qu'il n'y a plus rien à voir au-delà de cette carte. Une des premières constatations c'est qu'il n'y a pratiquement aucune donnée de géophysique sur les parties profondes des bassins à terre et pratiquement pas de sondages pour nous renseigner sur la géologie au-delà de la subsurface.

Cette carte et cette notice ont mobilisé 21 co-auteurs et les 36 collaborateurs qui ont donné de leur temps et de leur connaissance pour que le document voit le jour. Grace à ce travail considérable, cette notice dépasse la simple description des terrains reportés sur la carte pour devenir un document de référence régional.

ABSTRACT

Almost 48 years since the last geological map (1969) this third issue is upgrading the regional geology.

This part of Provence was at the origin of the “allochthonous” concept. Its application to the regional geology was debated until 1968 when researchers supporting the “allochthony” won the debate against the supporters of a total “autochthony”.

Since then, a lot of land and sea mapping and stratigraphic studies have been performed. The new results have been added to the map and included in the attached geological report.

Stratigraphy has been greatly improved for the Trias, the Jurassic, the Early Cretaceous, the Late Cretaceous, the Oligocene and the Quaternary.

Concerning the structural geology, new field investigations enhance this third issue with respect to the previous geological map (1969).

Concerning the marine part, ancient quaternary sediments have been completed by new seismic and drilling investigations allowing interpreting the deep structures of the marine margin.

A special effort was done to explain the geological Évolution of this restricted area in the light of a large regional frame including the Mediterranean Sea and the Pyrenean and Alpine belts.

Some environmental aspects have been developed such as hydrology, useful rocks and prehistoric studies. Geologic itinerary are proposing several interesting field trips.

We also took this opportunity to highlight some regional typical formations such as: poudingues, travertine or karsts.

Thank to R. Monteau of whom this map has been digitized. Digital data are now available for further upgrading. Each observation is stocked and so, available for further upgrading.

At least **21** co-authors and **36** co-workers have been involved in this geological study that begun in 1997. On behalf of the CCGF (Commission de la carte géologique de France) and BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières) that is supporting this mapping operation, I would like to thank all of them.

Even if this paper shows some significant advances in the current geological studies (of the region), we are aware that some further improvements could be done in the future.

INTRODUCTION (coord. M. Villeneuve)

SITUATION GÉOGRAPHIQUE (M. Villeneuve)

La feuille reprend pratiquement les mêmes limites que celles de la deuxième édition de 1969, à savoir, le territoire compris entre la baie de Marseille à l'Ouest, et la partie occidentale du massif de la Sainte-Baume, à l'Est. Y est rajoutée une partie marine subdivisée en trois secteurs (fig. 1), appartenant à l'extrémité orientale du plateau continental du Golfe du Lion.

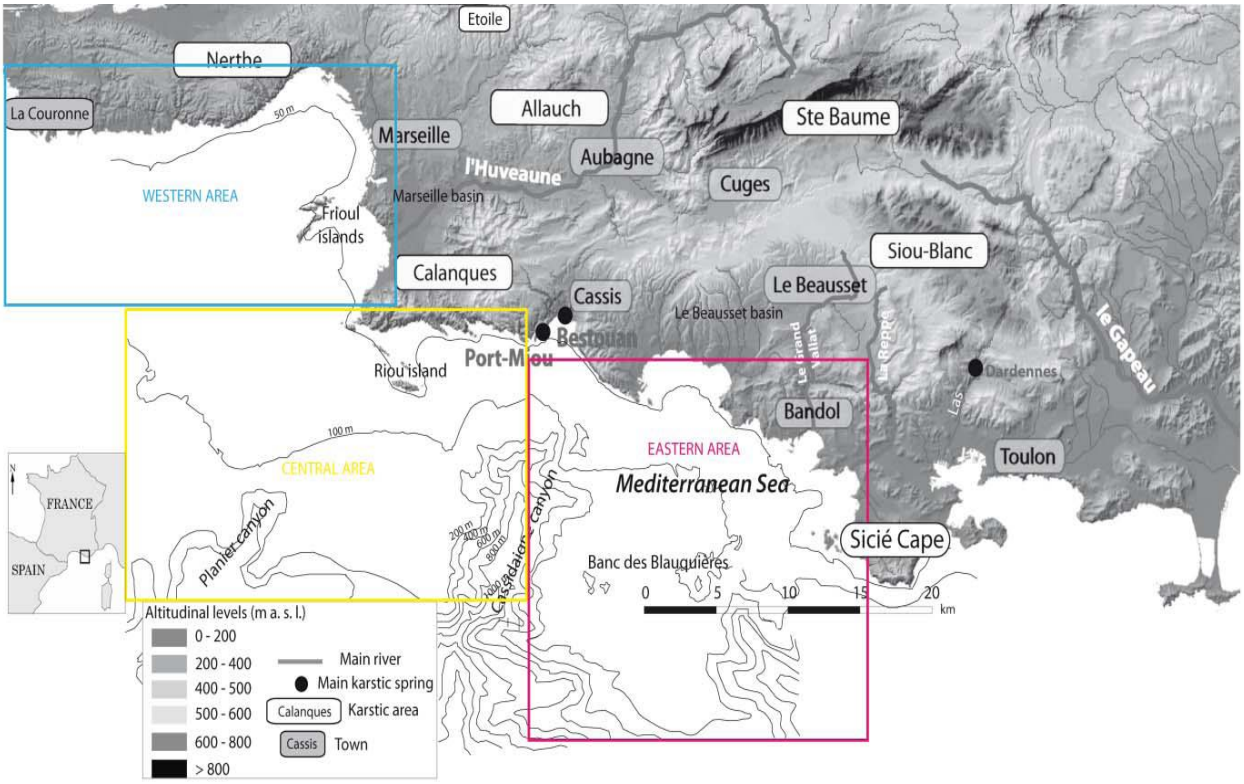


Fig. 1 - Les principaux ensembles topographiques et morphologique du secteur Marseille-Aubagne et les trois secteurs maritimes (d'après A. Tassy, 2012)

Au Nord, la carte inclut la partie du massif de la Nerthe située au NE de l'Estaque, la partie sud du massif de l'Étoile, le massif d'Allauch et la partie du massif de la Sainte-Baume située au Nord du « Plan d'Aups » (fig. 1).

Au Sud, la carte inclut le massif des Calanques et la partie occidentale du « bassin du Beausset » jusqu'au hameau du Camp.

Le centre est occupé principalement par deux bassins oligocènes traversés par deux cours d'eau, le Jarret au Nord et l'Huveaune au Sud. Ces deux bassins seraient probablement séparés par une dorsale orientée NNE-SSW qui s'étend du massif d'Allauch, au massif de la Garde et aux îles du Frioul. C'est dans ces bassins ceinturés par de hauts reliefs formant un amphithéâtre ouvert vers l'Ouest que se trouvent les agglomérations de Marseille et d'Aubagne dans lesquelles vivent plus d'un million d'habitants.

À l'Ouest, c'est la baie de Marseille avec un trait de côte méridien ce qui est plutôt rare en Méditerranée. Les reliefs montagneux sont relativement élevés pour une région côtière. Le massif de la Sainte-Baume culmine à plus de 1 000 m (1 148 m) au signal des Beguines, celui des Calanques à près de 645 m au Mont Carpiagne et celui du massif d'Allauch à près de 710 m au Pic du Garlaban. Le massif de l'Étoile culmine

à près de 779 m tandis que celui de la Nerthe atteint à peine 285 m. Le massif de la Garde atteint seulement 142 m sous la basilique de Notre-Dame et les îles du Frioul ne dépassent pas 87 m de haut à Pommègues. La falaise du cap Canaille, à l'Ouest du synclinal du Beausset, fait partie des plus hautes falaises marine d'Europe avec un à sommet à 394 m.

Ainsi se dessinent très clairement deux ensembles topographiques : les bassins oligocènes à quaternaires dans les zones basses et les chaînes du substratum secondaire formant les hauts reliefs qui entourent ces bassins.

Le réseau hydrographique est centré sur 3 cours d'eaux principaux : l'Huveaune (48,4 km de long) qui prend sa source au Nord du massif de la Sainte-Baume, le Jarret (21 km de long) qui prend sa source sur les contreforts des massifs d'Allauch et de l'Étoile, et les Aygalades (ou Mirabeau) qui prend sa source dans le massif de l'Étoile. Ces trois cours d'eau ont leur embouchure dans la baie de Marseille. Les principaux affluents de l'Huveaune sont : le Merlançon (pays de Valdonne), le Fauge (Gémenos) et la Gouffone (massif des Calanques). Ce réseau est complété par des cours d'eau non connectés aux principaux affluents qui se jettent dans les golfes de Cassis et de La Ciotat. À cette partie visible du réseau hydrographique s'ajoute celle des karsts souterrains qui traversent les massifs calcaires et notamment celui des Calanques.

La topographie marine n'est pas très différente de celle de la partie terrestre puisqu'il s'agit d'une aire continentale immergée à l'Holocène. De ce fait elle conserve des sites et des restes d'activités humaines (fig. 2). Le plateau continental oriental du Golfe du Lion a été exploré par les plongées et des campagnes à la mer au cours desquelles ont été effectués des sondages et des levés de bathymétrie et sismique réflexion. Sur le plateau interne (proche littoral), les éléments topographiques du domaine émergé se prolongent.
Le domaine immergé est décrit par J.-J. Blanc (2012) comme un pré-continent largement développé au Sud de la chaîne de La Nerthe, à l'Ouest de l'archipel du Frioul, au SW du Cap Croisette et au Sud du massif des Calanques : l'isobathe 200 m est à 9 ou 10 milles nautiques (mn) du littoral.

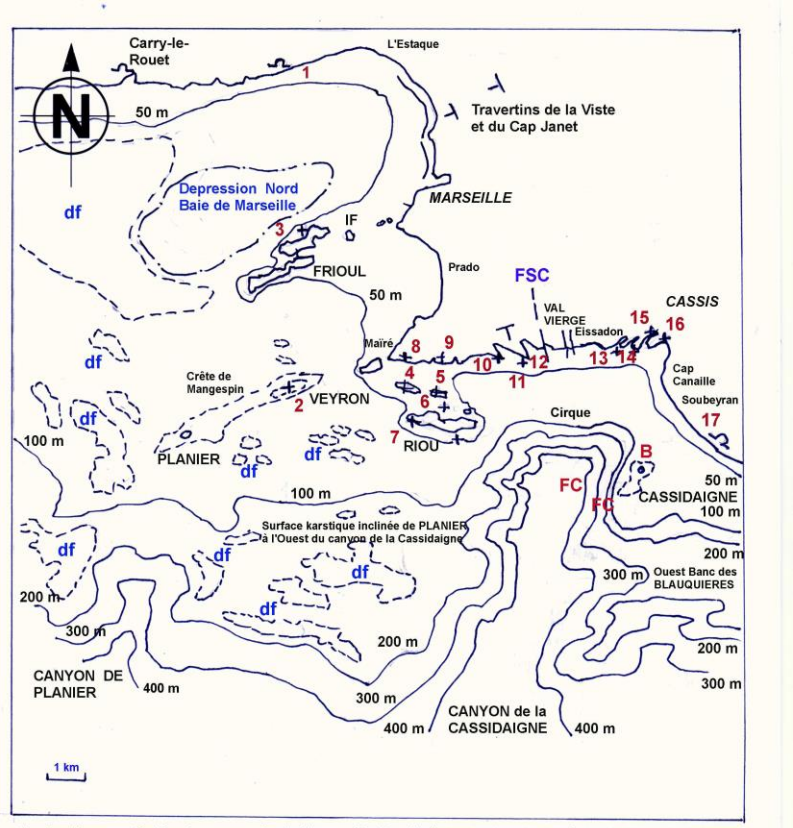
Il forme la partie orientale du plateau continental de la marge du Golfe du Lion. Il est légèrement incliné vers le bassin. Sa bordure située entre 100 à 160 m se situe à environ 10 milles nautiques (mn) de la côte. Au-delà, la pente continentale s'étend jusqu'au glacis situé entre 1 500 m et 2 000 m. La pente moyenne, mesurée au niveau des interfluves entre les isobathes 150 et 1 500 m, est de l'ordre de 3,8° entre les canyons de Planier et de Cassidaigne. Ces canyons sous-marins sont l'un des traits marquants de la morphologie de la pente continentale. Le dénivelé de certains flancs atteint 1 300 m dans le canyon de Cassidaigne (http://wwz.ifremer.fr/drogm/Activites/Cartographie/Mediterranee/Golfe-du-Lion/Edition/ Notice/Pente-continentale).

Le plateau continental, vaste surface sous-marine, est recouvert par des vases sableuses ou argileuses et des thanatocéenoses mêlées à des sables et graviers du large, voire des cordons littoraux sableux témoignant de littoraux fossiles. Ces vestiges correspondent à la dernière régression glaciaire.

Des têtes de roches émergent formant des écueils sous-marins, dalles et lapiez creusés dans le calcaire urgonien. Le recouvrement sédimentaire pléistocène et holocène montre une épaisseur variable : de moins de 1 m à quelques mètres. La fig. 2 montre les principaux hauts-fonds d'où émergent parfois des îles (Crête de Mangespin, Balise de Cassidaigne, etc..) mais aussi des dépressions fermées (probablement d'anciens lacs) comme celle de la baie nord de Marseille. De nombreuses grottes ont été ensevelies et comblées ; les plus connues sont sur le littoral du massif des Calanques comme celles de Cosquer ou des Tremies, qui ont été occupées par les hommes préhistoriques.

Administrativement, le périmètre de cette carte implique totalement ou partiellement, les territoires de 17 communes et de 2 communautés urbaines (MPM et l'Agglo).

La population concernée dépasse les 1 560 343 habitants (en 2008) dont 850 000 à Marseille. C'est donc une zone très peuplée notamment dans les bassins où se concentrent les grands ensembles immobiliers et les zones d'activité. Mais c'est aussi la zone la moins affleurante pour la géologie.



1 : Cap Ragnon, 2 : Karst sous-marin du Veyron, 3 : Morgiret, 4 : Grottes de Jaïré, 5 : Dolines de Calseraigne
6 : Ecueil de Miet, 7 : Grotte de Fontagne, 8 : G. de la Poulidette 9 : G. des Keïrons, 10 : G. du Capélan (Sormiou
11 : Grotte Cosquer, 12 : G. de la Triperie, 13 : Castel-Vieil, 14 : Grotte des Trêmies, 15 : Exsurgence de Port Miou
16 : Exsurgence du Bestouan, 17 : Grotte du Grand Draïoun
df : Aires avec dépressions fermées (cf. Collina-Girard) , FSC : Faille de Sainte Croix
FC : Failles de la Cassidaigne , B : Balise de la Cassidaigne

On remarquera l'absence de dépressions à l'Est du canyon de la Cassidaigne (substratum métamorphique)

Fig. 2 - Toponymie des fonds marins de l'aire marseillaise (d'après J.-J. Blanc, 2012)

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL (M. Villeneuve)

La carte géologique de Aubagne-Marseille se situe au cœur du grand ensemble SE qui va du golfe du Lion à la frontière italienne. Ce grand ensemble Sud-Est comprend (fig. 3) : à l'Ouest, la bordure du massif central et les Pyrénées ; au centre, le bassin du Sud-Est proprement dit, encadré par les failles des Cévennes et d'Aix (d'orientation NSSW-ENE à SE-NE) ; à l'Est, les Alpes et leur plateforme provençale.

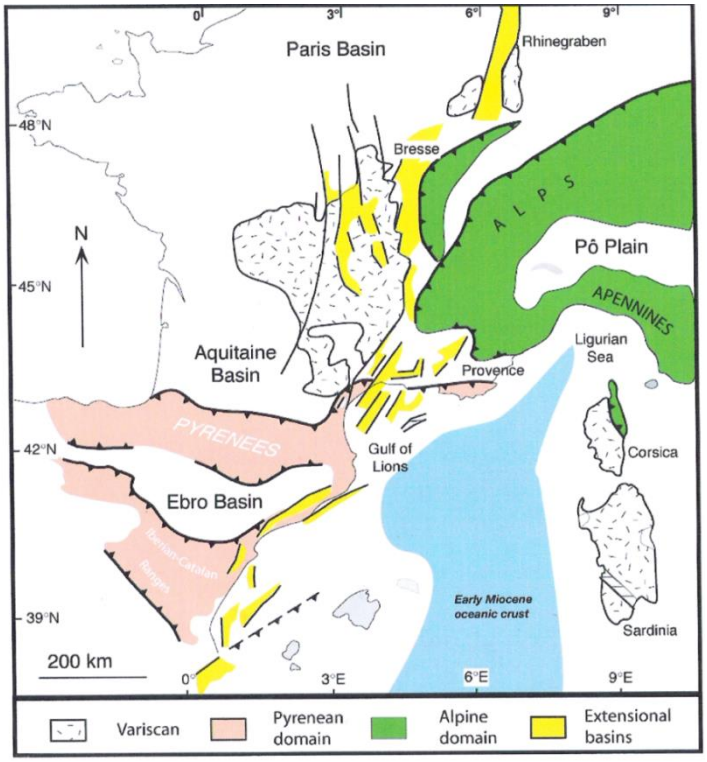


Fig. 3 - Principaux ensembles géologiques entourant la Provence (d'après J. Oudet, 2008, modifié)

Le bassin du Sud-Est (fig. 4) qui a reçu, par endroits, plus de 12 000 mètres de dépôts du Secondaire à l'Actuel, est donc encadré par :

– le socle « varisque » (330 à 250 Ma) qui affleure dans le massif central et dans les massifs provençaux des Maures et du Tanneron. Parfois on y retrouve des noyaux métamorphiques précambriens ;

– la chaîne pyrénéo-provençale (65 à 40 Ma) qui occupe toute la façade sud ;

– la chaîne alpine au N-E.

La zone provençale aussi bien que le bassin du Sud-Est ont subi les contrecoups des tectoniques pyrénéennes et alpines qu'il n'est pas toujours facile de distinguer entre elles.

À l'Est du Rhône, on distingue deux ensembles géologiques séparés par la faille d'Aix (ou faille de la Durance) avec, à l'Ouest, un ensemble sédimentaire peu déformé où affleurent largement les sédiments Oligocène à Actuel et, à l'Est, un ensemble plus complexe constitué de trois grandes unités.

Ces unités sont du Sud vers le Nord :

– l'unité métamorphique incluant le massif des Maures et le massif du « cap Sicié » au Sud de Toulon, est un segment de la chaîne « varisque » qui constitue le socle européen. Il est bordé au Nord par des bassins sédimentaires Carbonifère à Permien qu'il chevauche parfois ;

– l'unité des couvertures du Secondaire et du Tertiaire inférieur. Ces couvertures armées par des niveaux calcaires épais ont été structurées selon un type « jurassien ». C'est-à-dire que ces couches rigides ont glissé sur une couche « savon » d'âge triasique lors des raccourcissements pyrénéens et alpins les préservant des transformations importantes telles que schistosité et métamorphisme ;

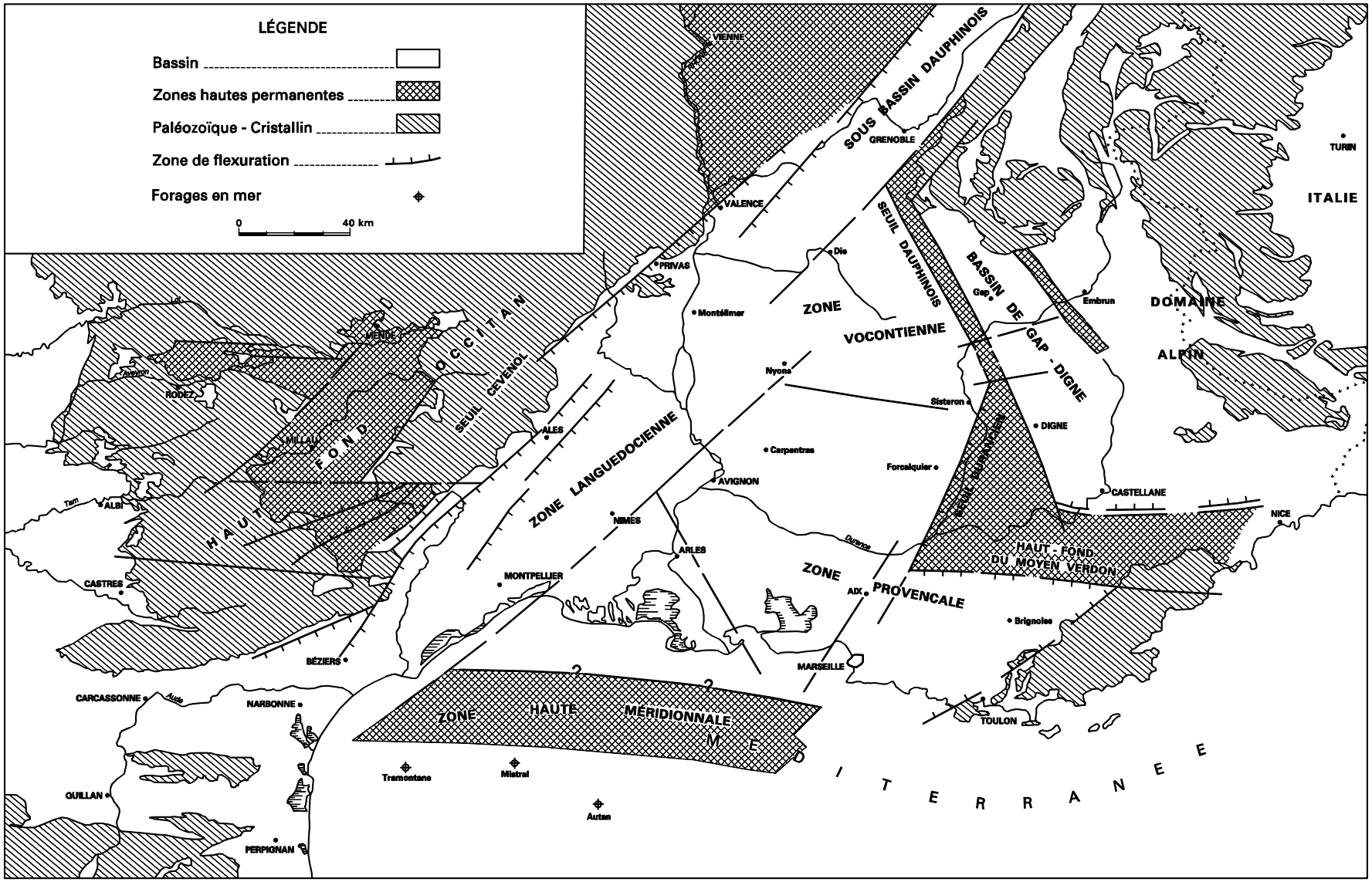


Fig. 4 - Cadre structural et sédimentaire du bassin du Sud-Est, au Mésozoïque (d'après F. Baudrimont et P. Dubois, 1977)

– l'unité alpine au NE est constituée des formations sédimentaires du Secondaire et du Tertiaire mais de type bassin profond (bassin Vocontien) contrairement à leurs homologues provençaux qui sont de type plate-forme. Ces sédiments ont subi des déformations importantes, surtout depuis l'Éocène. Ces déformations sont liées à des raccourcissements qui ont été, eux aussi, accommodés par des glissements sur les couches triasiques.

Entre ces deux événements tectoniques majeurs (pyrénéo-provençal et alpin), se placent des épisodes sédimentaires localisés dans des grabens ou de petits bassins notamment à l'Oligocène ou au Mio-Pliocène. Ces épisodes sédimentaires ne sont pas exempts de déformations contemporaines.

L'originalité des structures provençales tient au fait que les différents bassins qui se succèdent du Sud vers le Nord (bassin du Beausset, de l'Arc, de Rians) sont séparés par des « bandes » de déformation ou des zones de chevauchement (chevauchements toulonnais, nord-provençal, de la Sainte-Victoire et du Verdon). Les premiers ont été des chantiers fructueux pour les stratigraphes et les sédimentologistes et les seconds ont alimenté des débats mémorables entre « nappistes » et « anti-nappistes ». Les uns y voyant une nappe unique morcelée par les tectoniques postérieures et les autres des accidents liés à des structures crustales héritées de la distension post-hercynienne.

L'histoire géologique de la Provence peut donc sembler relativement simple. Elle débute avec l'érosion de la chaîne hercynienne, vers 250 Ma, et se prolonge jusqu'à nos jours puisque les séismes qui affectent la région sont liés à la tectonique alpine actuelle.

Au **Trias** (250-200 Ma), la Provence fait partie d'un vaste bassin peu profond qui se prolongeait jusqu'en Alsace. L'originalité de ce bassin est d'avoir été comblé partiellement par des argiles, des gypses et des évaporites qui seront les principaux niveaux de décollement lors des événements tectoniques ultérieurs.

Du **Jurassique inférieur au Barrémien** (200 Ma à 125 Ma), la Provence est une plate-forme plus ou moins profonde avec vasières à ammonites ou au contraire ensembles carbonatés relativement épais. Cette plate-forme est adossée au Sud à un continent et s'ouvre sur un bassin (Vocontien) situé au Nord.

A la fin du **Crétacé inférieur** (100 Ma), la collision naissante entre l'Afrique et l'Europe provoque en Provence des mouvements épirogéniques qui séparent le bassin en deux parties. La zone médiane émergée sur laquelle se forment des bauxites est dénommée « Bombement Durancien ».

Du **Crétacé supérieur à la fin de l'Éocène** (100 à 37 Ma), il y a alternance de bassins et de rides montagneuses avec la progression vers le Nord de l'onde épirogénique qui fait migrer les bassins vers le Nord. Le bassin du Beausset s'installe en marge du golfe pyrénéo-provençal désormais coupé de la Mésogée. D'abord marin puis continental, ce bassin émerge à la fin du Crétacé supérieur alors que le bassin situé plus au Nord, le bassin de l'Arc, continue à se remplir. Ce dernier fonctionnera en régime continental (avec dépôts de lignites) jusqu'à l'Éocène supérieur au moment où les mouvements tectoniques pyrénéens liés à la migration du bloc sud (Ibérique) contre la plaque européenne, érigeront la chaîne pyrénéo-provençale (phase tectonique bartonienne).

À **l'Oligocène** (34 à 23 Ma), les mouvements de la plaque africaine provoquent des déchirures (grabens) dans la plaque européenne. Ces fossés plus ou moins méridiens sont comblés par des sédiments fluvio-lacustres, bien que des incursions marines soient signalées çà et là. Dans les fossés les plus méridionaux (dont celui de Marseille) l'érosion de la chaîne « pyrénéo-provençale » atteint le socle hercynien d'où sont issus les galets métamorphiques des poudingues. Les principales zones d'alimentation sont localisées en bordure du continent Corso-Sarde.

Au **Miocène inférieur** (23 à 15 Ma), l'ouverture de la Méditerranée occidentale est la cause d'une inversion des reliefs. Désormais l'écoulement des eaux se fait du Nord vers le Sud en même temps que la mer transgresse dans la vallée du Rhône.

À la **fin du Miocène** (10 à 5 Ma), plusieurs événements se produisent : la Provence du Nord (Alpilles et Luberon) se déforme. Le compartiment situé à l'Est de la faille d'Aix s'effondre cependant que le golfe de Gènes s'élargit. À la toute fin du Miocène (Messinien) l'assèchement spectaculaire de la Méditerrané abaisse de 1 500 m mètres le niveau marin (Ryan et Cita, 1978) entraînant une reprise d'érosion terrestre qui se fait sentir jusque dans le milieu de la vallée du Rhône et sur les contreforts des Causses et de la « Haute Provence ». Cette érosion provoque une intense « karstification » des formations carbonatées du Sud-Est.

Au **Pliocène** (5 à 1,8 Ma) la Méditerranée envahit les principales vallées du littoral transformées en « rias » comblées par des marnes bleues « plaisanciennes ». Dans le compartiment oriental, ces marnes bleues sont envahies par les conglomérats alpins qui remplissent le bassin de Valensole.

Enfin au **Quaternaire**, les fleuves alpins (Rhône et Durance) reprennent leurs droits et leurs apports sédimentaires comblent le delta de la Crau pendant que les périodes glaciaires et interglaciaires réactivent les érosions marines et modifient les rivages.

Tous ces événements sont bien entendu très présents dans l'emprise de la carte géologique de Marseille-Aubagne qui se situe sur la bordure orientale de la faille d'Aix et donc dans le compartiment de la Provence orientale.

PRÉSENTATION DE LA CARTE (M. Villeneuve)

La carte géologique de la feuille Aubagne-Marseille à 1/50 000 comprend une partie terrestre et une partie marine.

La partie marine localisée à l'Ouest dans la baie de Marseille et au Sud, de l'île du Planier à la baie de La Ciotat, est présentée en deux temps : la cartographie du substratum anté-quaternaire sub-affleurant, issue des interprétations sismiques et des sondages, est reportée directement sur la carte à 1/50 000. Une synthèse cartographique du substratum anté-quaternaire de l'ensemble du plateau continental de Basse-Provence est présentée dans la notice (*cf.* § Carte géologique terre-mer). Le Quaternaire n'est pas représenté sur la carte pour plus de lisibilité. La cartographie des sédiments meubles superficiels fait l'objet d'une figure spécifique insérée dans la notice (*cf.* § Les formations quaternaires en mer).

La partie terrestre est centrée sur les bassins qui occupent plus de la moitié de la superficie. Ces bassins qui sont reliés les uns aux autres sont, selon D. Nury *et al.* (2013), au nombre de trois : bassin du Jarret au NW, bassin du Prado au SW et bassin d'Aubagne à l'Est.

La « dorsale » de Notre Dame de la Garde - massif d'Allauch, en partie enfouie, sépare le bassin du Prado de celui du Jarret. A noter que la partie SE du bassin de la Destrousse affleure au NE de la carte entre les massifs de l'Étoile et de la Sainte-Baume. Ces bassins se sont ouverts au début de l'Oligocène (*Rupélien basal*) et ont été comblés par du matériel oligocène recouvert localement par des dépôts plio-quaternaires.

Ces bassins sont entourés par des massifs à reliefs imposants (plus de 1 000 m pour la Sainte-Baume) :

– au Nord, ce sont les massifs de la Nerthe, de l'Étoile et de l'Olympe qui chevauchent le bassin de l'Arc ;

– au centre, ce sont l'archipel du Frioul, le massif de la Garde, le massif de la Salette, le massif d'Allauch et plus à l'Est le massif de la Sainte-Baume ;

– au Sud, se trouve le massif des Calanques constitué de plusieurs ensembles géographiques (Marseilleveyre, Carpiagne, la Gardiole, le Douard).

Du point de vue géologique, ces massifs sont constitués d'une épaisse carapace de calcaires blancs déposés du Jurassique jusqu'à la fin du Crétacé inférieur, c'est-à-dire jusqu'à la mise en place des bauxites que l'on retrouve sur les massifs d'Allauch et de la Sainte-Baume.

Le Crétacé supérieur affleure principalement dans le synclinal du Beausset où il recouvre les calcaires blancs précédents. Il s'agit de calcaires, de marnes et de grès de couleur orange ou beige formant notamment la falaise du cap Canaille, entre Cassis et La Ciotat. On en retrouve des lambeaux sur les autres massifs, soit qu'il s'agisse des restes de la couverture épargnée par l'érosion, soit qu'il s'agisse des reliques de la « nappe tectonique » de Basse Provence.

Enfin, dans certains ensembles plus petits (massif de l'Huveaune, de la Salette ou de Pichauris au NE du massif d'Allauch), affleurent des formations triasiques.

Structuralement, on distingue les massifs méridionaux d'aspect relativement homogène et peu déformés des massifs centraux et septentrionaux composés de parties autochtones peu déformées et allochtones plus déformées, comme c'est le cas au Sud du massif d'Allauch.

Aucun de ces massifs n'est réellement sub-horizontal. Ils présentent des « voussures » pluri-kilométriques d'axe principalement EW. Les structures brachyanticlinales et brachysynclinales disposées en « dômes et cuvettes » indiquent des interférences de plis de directions très variables.

Par contre, presque tous ces massifs sont traversés par des accidents tectoniques importants, notamment ceux de direction WSW-ENE, SW-NE ou N-S qui ont probablement servi de guides aux failles normales bordant les bassins oligocènes. Certains de ces accidents pourraient être d'échelle crustale.

SCHÉMA STRUCTURAL (M. Villeneuve)

Le schéma structural présenté ici (fig. 5) est tiré de G. Guieu (1968) repris par G. Gouvernet *et al*. (1979) et modifié, notamment pour les bassins oligocènes à terre.

On distingue les ensembles principaux suivants :

– le bassin de l'Arc au Nord (en blanc) qui n'est pas directement dans l'emprise de la carte ;

– les ensembles supposés autochtones ou sub-autochtones (en jaune) et les bandes triasiques (hachuré vertical) ;

– les ensembles allochtones (en vert) ;

– les ensembles allochtones renversés (en bleu) ;

– les ensembles postérieurs à la chaîne pyrénéo-Provençale (en pointillé).

TRAVAUX ANTÉRIEURS (M. Villeneuve)

Un historique très complet des travaux géologiques réalisés sur la Provence a été publié par J. Philip (2012).

Cette histoire remonte au XVII^{e} siècle. A. Pons publie en 1778 la première carte minéralogique au 1/200 000 de la Provence en distinguant, du Sud au Nord, 3 bandes : schisteuse, calcaire et marneuse. M. Darluc (1717-1763) explore le massif de Marseilleveyre, tandis que F. De Saussure explore la Basse Provence vers 1780 et 1787.

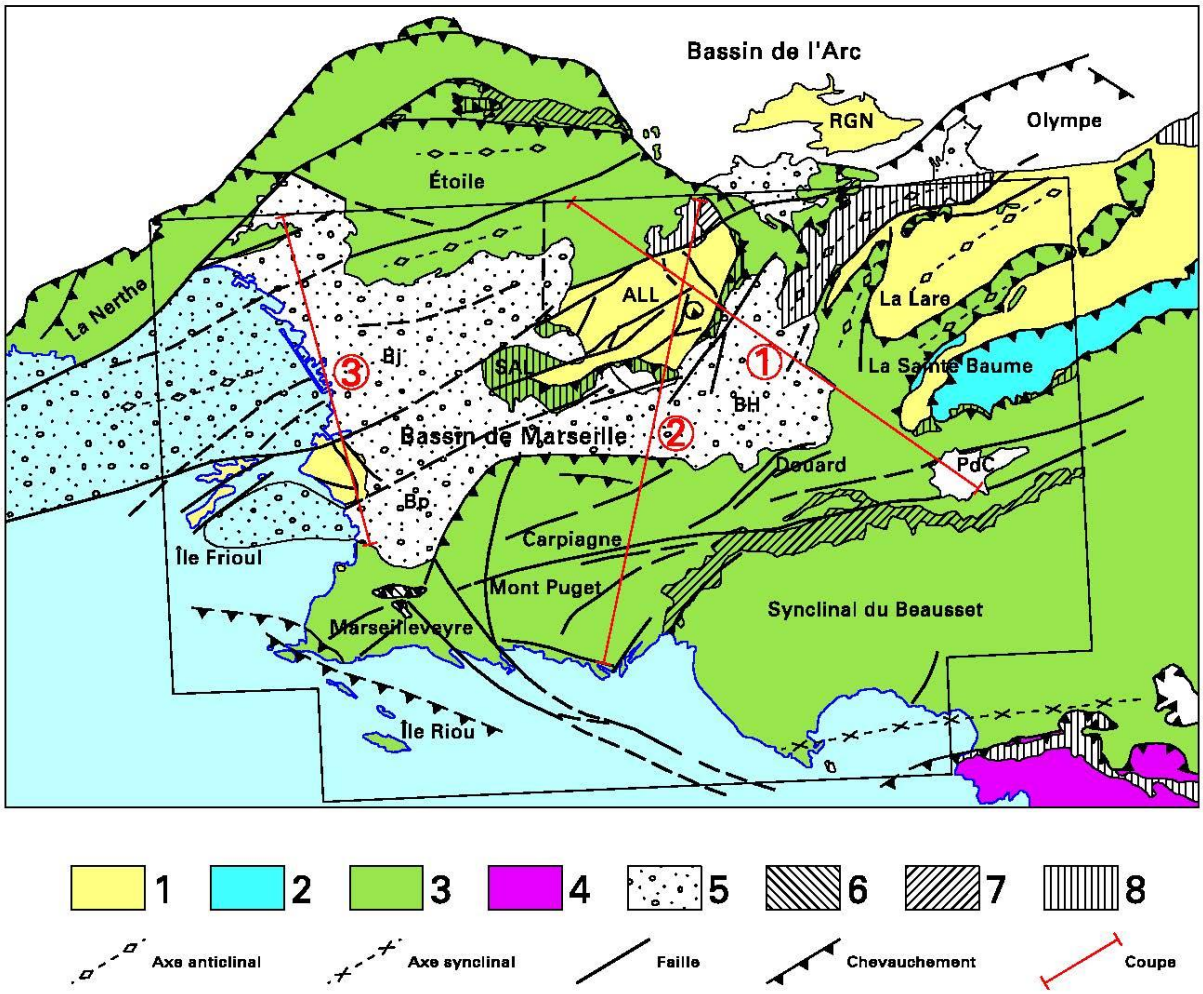


Fig. 5 - Schéma structural de la zone Aubagne-Marseille (d'après G. Guieu, 1968, modifié)

1 : Autochtone durancien et paraautochtone ; 2 : Série renversée et blocs-klippes de la Sainte-Baume ; 3 : Unité allochtone du Beausset ; 4 : Unité allochtone de Bandol ; 5 : Oligocène ; 6 : Aptien faciès sud ; 7 : Aptien faciès nord ; 8 : Trias ; massifs de Marseilleveyre, Carpiagne, Puget, Douard, Cuges (Jurassique-Crétacé) ; ALL : massif d'Allauch (Jurassique-Crétacé) ; NDG : massif de Notre-Dame de la Garde (Jurassique-Cretacé) ; Bassins : synclinal du Beausset (Cénomanien à Santonien) ; bassin de l'Arc (Coniacien à Campanien), bassin de Marseille (Oligocène à Quaternaire) ; B.J. : bassin du Jarret ; B.P. : bassin du Prado ; B.H. : bassin de l'Huveaune ; PdC : Polje de Cuges. En rouge les principaux forages : FV : Vaufrèges ; FF - Fournier ; FPC : plan de Cuques ; F A : plan d'Aups.

Les bases de la géologie régionale ont été posées au cours du XIX^{e} siècle et jusqu'au milieu du XX^{e} par ce que J. Philip (2012) a appelé : le « temps des fondateurs ». Les périmètres des cartes de Marseille-Aubagne et de Toulon ont été au centre de gravité de ces recherches géologiques sous l'impulsion notamment de P. Matheron et H. Coquand. P. Matheron (1839) publia la première carte géologique des Bouches du Rhône au 1/75 000 et définit les principales subdivisions stratigraphiques. H. Coquand (1863) étudia en détail le massif de la Sainte-Baume. A. Toucas (père et fils) étudièrent le Crétacé, notamment celui du bassin du Beausset (Toucas, 1873).

Mais c'est sur la première carte géologique de Marseille à 1/80 000 publiée en 1880 par M. Bertrand et C. Depéret que les principaux éléments géologiques sont reliés les uns aux autres. M. Bertrand mit en évidence la tectonique de « couverture », d'abord avec le chevauchement de la Sainte-Baume sur le plateau du Plan d'Aups (Bertrand, 1884), puis le chevauchement du lambeau du Vieux Beausset (Bertrand, 1887) sur le bassin du Beausset et enfin des charriages sur les massifs d'Allauch et de Pichauris (Bertrand, 1891). En 1898, il étendit l'allochtonie des terrains au massif de l'Étoile chevauchant le bassin de l'Arc et à la

partie sud du massif d'Allauch (Bertrand, 1899). En 1899 il publie l'essentiel de ses interprétations mettant en évidence une forte allochtonie de l'ensemble des massifs du Secondaire.

Ses travaux ont été poursuivis par É. Haug (1915) et J. Répelin (1922), toujours sur le massif de la Sainte-Baume, puis par É. Haug sur le massif d'Allauch (1930). Le bassin de Marseille (Oligocène) a fait l'objet d'une synthèse de C. Depéret (1889), laquelle est restée pratiquement la seule jusqu'à la thèse de D. Nury (1987).

De 1930 à 1960, les hypothèses « allochtonistes » de M. Bertrand et É. Haug sont remises en cause par G. Corroy, G. Denizot et C. Gouvernet. G. Denizot publie une monographie du massif des Calanques en 1934 et précise la stratigraphie du Crétacé inférieur. G. Corroy (1939) favorise le « diapirisme » des formations triasiques pour expliquer leur mise à l'affleurement dans les collines situées au NW de la Sainte-Baume. À la suite de M. Bertrand et É. Haug, A. De Lapparent (1938) montre l'importance du niveau de « décollement » du Trias, tandis qu'en 1943, J. Goguel date de l'Éocène supérieur (Bartonien) l'événement tectonique principal des massifs secondaires de la Provence. En 1957 L. Lutaud récapitule l'évolution tectonique de la région, entre Toulon et la Sainte-Baume.

La dernière phase des recherches géologiques sur la région marseillaise s'étend de **1960 à nos jours** avec notamment la publication de la deuxième édition de la carte géologique au 1/50 000 à laquelle ont participé, sous la houlette de G. Guieu (1969), un certain nombre d'auteurs de la présente édition. En 1967, J. Aubouin et J. Chorowicz étudièrent le chevauchement « Sud provençal » situé au Nord des massifs de l'Étoile, d'Allauch et de la Sainte-Baume, tandis qu'en 1966, J.-P. Caron *et al*. mirent en évidence les troncatures basales du flanc inverse du pli de la Sainte-Baume. De son côté C. Cornet entreprit une révision de la « bande triasique » de l'Huveaune (1965). Entre temps, la stratigraphie associée à la sédimentologie fit de grands progrès avec les travaux de. J.-P. Masse (1976) sur le Crétacé inférieur, de J. Philip (1970), M. Floquet et J. Hennuy (2003) sur le Crétacé supérieur, de D. Nury (1988) sur le bassin oligocène de Marseille-Aubagne-Roquevaire et E. Bonifay (1967) sur le Quaternaire.

Périodiquement, des travaux sont entrepris localement dans le cadre de mémoires ou de thèses d'étudiants mais les apports les plus récents viennent des études de sismique marine dans la baie de Marseille (Pantaine, 2010) ou au large du littoral sud, entre Toulon et Marseille (Tassy, 2012). Tous ces travaux sont intégrés aux recherches spécifiques pour la mise à jour de cette 3^{e} édition.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE (M. Villeneuve)

La mise en chantier de la troisième édition de la carte au 1/50 000 a eu lieu vers le milieu des années 90 (1995) sous la direction de G. Guieu puis de J. Rouire (1997). En 2005, P. Laville (BRGM) reprit la coordination de cette feuille jusqu'à sa démission en mars 2011. En juin 2011, le CCGF (Comité de la Carte Géologique de France) demande à M. Villeneuve (CNRS) de reprendre cette coordination. Au-delà de ces changements, un suivi complet des reports cartographiques et de la numérisation des données était effectué par R. Monteau.

Sur le fond, cette nouvelle édition était justifiée par l'importance des nouveaux apports intervenus depuis 1969. Ces données nouvelles sont venues de thèses universitaires, de mémoires d'étudiants, de résultats de fouilles ou de forages à l'occasion de grands travaux (émissaires, tunnel du métro, tranchées d'autoroutes, tunnel du TGV, etc.) ou tout simplement des fondations de constructions individuelles ou collectives dont les données sont archivées dans la BSS (Banque du Sous-Sol) sous la responsabilité du BRGM. En mer, de récentes campagnes d'acquisition marine de sismique réflexion et de carottages dans la baie de Marseille (Marsolig, 2008 ; Casseis, 2009, 2011, etc) et le long du littoral entre Toulon et Marseille, ont complété les anciennes données imageant pour l'essentiel le fond marin.

Sur la forme, nous avons suivi, autant que possible, les recommandations du CCGF notamment en ce qui concerne le plan de l'ouvrage (Andreieff, 1997). D'où une place conséquente accordée aux entités géologiques, au contexte géodynamique et aux inventaires environnementaux. Les délais très courts et très stricts ainsi que le grand nombre d'auteurs nous ont conduit à adopter (en accord avec le directeur de la Carte géologique et du Président du CCGF) la formule d'un ouvrage thématique type édition des actes d'un colloque.
La deuxième édition (1969) avait pris en compte les dernières découvertes concernant le substratum secondaire et les données de surface de la partie marine, mais la cartographie des bassins post-oligocènes était pratiquement celle de la première édition (1935). Seule la partie quaternaire était rénovée (Bonifay, 1967). Avec la thèse de D. Nury (1987) et les travaux de J.-C. d'Hippolyte *et al*. (1993), les connaissances paléontologiques, stratigraphiques et tectoniques dans la partie du bassin central ont progressé. D'autre part, les données nouvelles relatives aux campagnes en mer sont reportées dans la carte et la notice.

Cette nouvelle édition a bénéficié d'importants travaux de vérification menés par les collaborateurs, tant sur le substratum secondaire que sur les bassins, ce qui en fait une publication originale sur le secteur de Marseille-Aubagne.

Dans la partie stratigraphique, les formations anté-mésozoïques non affleurantes ont été synthétisées par M. Villeneuve et associées à la stratigraphie du Permien et du Trias du Var, bien étudiés par J.-P. Caron. Les terrains triasiques des Bouches-du-Rhône ont été revus et complétés par J. Philip. Les terrains du Jurassique et Crétacé inférieur ont été révisés par M. Floquet et J.-P. Masse. La révision des terrains du Crétacé supérieur à été faite par M. Floquet et J. Philip. La révision de l'Oligocène a été effectuée par D. Nury, P. Arlhac et M. Villeneuve et a bénéficié des données de J. Philip en bordure des massifs plus anciens. La révision des terrains post-Oligocène a été réalisée par M. Dubar avec l'aide de P. Arlhac et D. Nury et les conseils d'E. Bonifay et de J.-J. Blanc.

Dans la partie « entités géologiques », les massifs à dominante triasique de l'Huveaune et de la Salette ont été revus par J. Philip. La révision de la géologie des massifs du Secondaire a été effectuée par R. Monteau sur le massif de Carpiagne, par M. Floquet et J. Hennuy sur le bassin du Beausset, par I. Argyriadis, R. Monteau et J. Philip sur le massif de la Sainte-Baume, par C. Guyonnet-Benaize et J. Philip sur le massif d'Allauch et par J.-P. Masse et R. Monteau sur le massif de l'Étoile. Les bassins oligocènes ont été entièrement revus et réinterprétés par M. Villeneuve, D. Nury et P. Arlhac, tandis que les formations sus-jacentes ont été réexaminées par M. Dubar, D. Nury et P. Arlhac avec la participation d'E. Bonifay et J. Philip.

Pour le domaine maritime, la description du substratum anté-quaternaire a été rédigée par F. Fournier, A. Tassy, et I. Thinon, qui ont bénéficié des travaux L. Pantaine A. Tassy, P. Munch, J.-J. Cornée et I. Thinon. La description des formations sédimentaires meubles superficielles, sur la base de la deuxième édition de la carte Aubagne-Marseille, a été rédigée par J.-J. Blanc qui a bénéficié de l'aide de J. Collina-Girard. Une autre description des formations sédimentaires meubles superficielles est proposée sur la base de la nomenclature des cartes G (carte de nature du fond marin du SHOM). Cette dernière cartographie proposée inclut les données modifiées de la carte G et complétées par les informations dérivées des profils de sismiques réflexions THR (zone nord, bassin de Marseille) (Données © SHOM - mises à jour du 10/2013 - reproduites avec l'autorisation n°77/2014). *Mentions d'avertissement du SHOM : « Aucun service hydrographique officiel n'a vérifié les informations contenues dans ce document et ne peut être tenu responsable de la fidélité de leur reproduction ou de toute modification ultérieure. La possession de ce produit dérivé n'exonère pas de l'obligation d'utiliser les documents nautiques appropriés prévus par les règlements nationaux ou internationaux ».*

La partie **Évolution** a été prise en charge par les responsables des subdivisions stratigraphiques et la partie **Géodynamique** a été rédigée par C. Rousset et M. Villeneuve, pour la partie anté-Oligocène.

La partie dite « **environnementale** » a bénéficié du concours de B. Arfib pour la partie Hydrologie, de P. Laville pour les altérites (bauxites), de J. Ricour pour la partie matériaux utiles et grands travaux, de C. Arnal en ce qui concerne l'occupation des sols et de N. Marçot en ce qui concerne les risques naturels. J. Collina-Girard et M. Vacca- Gouttouli ont rédigé la partie Préhistoire et Archéologie, cependant que M. Floquet, J. Philip et C. Rousset se sont chargé des itinéraires géologiques.

Une nouveauté importante concerne la **numérisation totale** effectuée grâce aux efforts de P. Laville et R. Monteau afin que ces documents puissent rentrer dans le cadre du projet national RGF (Référentiel Géologique de la France).

Un mot sur la **visibilité des affleurements**. Si une grande partie des massifs est encore affleurante malgré les reboisements, la partie bassin est presque totalement oblitérée par l'urbanisation. Les rares possibilités d'observer les roches en place viennent des terrassements d'immeubles ou des travaux souterrains, comme ceux du tunnel de raccordement entre le rond-point du Prado et la L2 qui relie les autoroutes Est et Nord. Mais ces affleurements sont éminemment éphémères, ce qui réclame une vigilance constante et une grande réactivité de la part des géologues.

Enfin, nous sommes conscients que ce travail n'est qu'un **rapport d'étape (2015)** et que de nombreuses questions sont restées sans réponse. Ceci nous a conduit, dans quelques cas, à proposer deux ou plusieurs hypothèses pour expliquer certaines structures. Nous ne doutons pas que les recherches futures s'appuyant sur des outils nouveaux (notamment la sismique et les forages) permettront de choisir, parmi les différentes hypothèses, celle qui correspond le mieux à la réalité.

LOCALISATION DES LEVERS CARTOGRAPHIQUES (R. Monteau)

La carte géologique a bénéficié des données antérieures complétées par les levés effectuées dans le cadre de cette troisième édition. La fig. 6 montre les périmètres repris des anciennes cartes et ceux qui ont été modifiés. Comme on peut s'en rendre compte les tracés des périmètres correspondent approximativement aux entités géologiques.

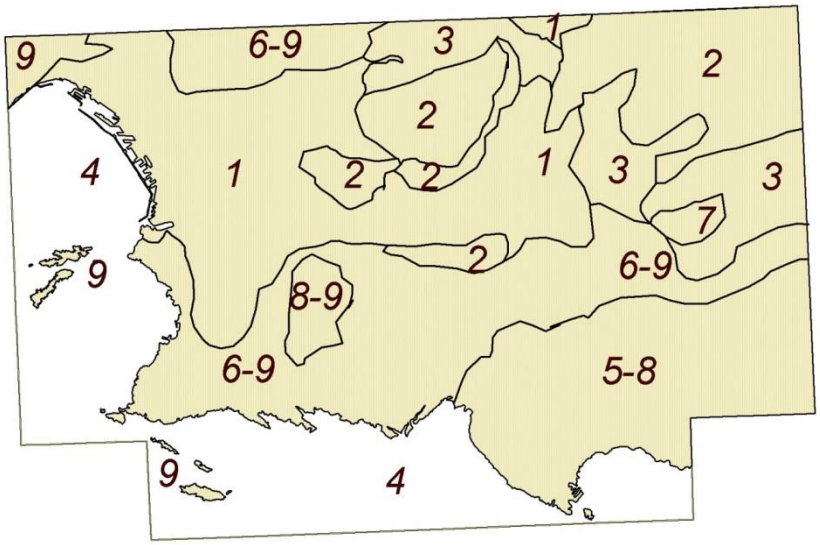


Fig. 6 - Localisation de levés cartographiques

Pour la 1re édition (1935) de 1917 à 1927 par É. Haug, A. Lanquine, F. Maury, G. Denizot, L. Lutaud et J. Pfender.

Pour la 2e édition (1969) de 1957 à 1966 par J.-J. Blanc, E. Bonifay, R. Campredon, J.-P. Caron, G. Guieu, S. Humbert, J. Philip, S. Taxy Fabre, C. Tempier et pour la partie marine par J.-J. Blanc, J.-M. Pérès et J. Picard.

Pour la 3e édition (2017) de 1994 à 2014 par : 1) D. Nury, P. Arlhac et M. Villeneuve, 2) J. Philip, 3) contours de la 2e édition. 4) J.-J. Blanc, 5) J. Hennuy, 6) J.-P. Masse, 7) I. Argyriadis, 8) M. Floquet, 9) R. Monteau. La cartographie des dépôts quaternaires à terre a été réalisée par M. Dubar avec les levers d'E. Bonifay, D. Nury, P. Arlhac, J. Philip, S. Dupire, M. Villeneuve, C. Morhange, R. Monteau. . La cartographie des dépôts quaternaires en mer est issue du levé de J.-J. Blanc et de la carte G modifié du SHOM (Garlan, 2009). La cartographie du substratum anté-Quaternaire a été effectuée par A. Tassy, F. Fournier et l'équipe de Marsolig (P. Munch, I. Thinon, J.-J. Cornée, …).

DESCRIPTION DES TERRAINS

Cette partie correspond à la description des formations géologiques. Nous nous sommes efforcés, autant que faire se peut, de nous conformer aux recommandations du CCGF (Andreieff, 1997), c'est dire de présenter des successions lithostratigraphiques.

Cette partie comprend les terrains qui affleurent effectivement sur la carte géologique et ceux qui sont supposés exister en profondeur, soit parce qu'on les a échantillonnés en forages, soit parce qu'ils ont été prélevés dans la zone sous-marine par dragage ou carottage, soit parce qu'ils affleurent sur des cartes géologiques adjacentes, soit encore parce qu'on les trouve en blocs sédimentés dans les terrains postérieurs. C'est le cas des formations métamorphiques attribuées à la chaîne « varisque » et des sédiments de leur couverture du Permien et du Trias inférieur.

Afin de préciser la description des terrains triasiques, nous en avons inséré une description détaillée issue d'observations effectuées sur des cartes adjacentes à la feuille Aubagne-Marseille. En effet, contrairement aux autres terrains dont on peut suivre la continuité stratigraphique sur place, le Trias affleurant dans l'emprise de la carte Aubagne-Marseille est très morcelé du fait d'une tectonique puissante qui a conduit à l'ablation de plusieurs parties de sa succession lithostratigraphique.

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Le substratum métamorphique (M. Villeneuve)

Il s'agit principalement de phyllades, de quartzophyllades, de gneiss, d'amphibolites, de schistes noirs, de lydiennes et phtanites, de quartzites ainsi que de poudingues très déformés et rarement de granites. Les âges vont du Précambrien (Néoprotérozoique) au Dévonien.

Ces roches ont été draguées dans le canyon de Cassidaigne, au large de Cassis (Froget, 1974), et carottées sur le banc des Blanquieres au large du Cap Sicié (Tassy, 2012 ; Tassy *et al.*, 2014). On en retrouve, à terre, en proportions variables sous forme d'éléments figurés (galets) dans les brèches et poudingues des formations du Crétacé supérieur du synclinal du Beausset et de l'Oligocène des bassins de Marseille et d'Aubagne. L'examen de ces formations détritiques (Redondo, 1986 ; Nury, 1988 ; TIPE, 2011) donne les proportions de matériel siliceux (y compris de nombreux quartz hyalins) qui oscillent généralement autour de 15 à 25 % pour la fraction supérieure à 4 cm et autour de 20 à 40 % pour la fraction inférieure à 4 cm. Non seulement on les trouve dans presque tous les étages du Mésozoïque et du Cénozoïque, mais aussi dans des bassins aussi éloignés de la bordure marine supposée que le bassin Oligocène de la Destrousse.

L'affleurement terrestre le plus proche est celui du cap Sicié, au SW de Toulon, où ils ont été étudiés par J.-P. Destombes (1951) puis par C. Gouvernet (1952) et enfin par M. Mattauer et F. Proust (1963) lesquels ont remis à l'honneur le « charriage » des terrains métamorphiques sur la couverture permo-triasique qui se trouvait alors au Nord du massif autochtone.

Cet affleurement du Cap Sicié n'est pas un massif isolé, mais une partie de la branche sud de la chaîne « varisque » (métamorphisée à la fin du Dévonien et au Carbonifère inférieur) comprenant les massifs des Maures, de l'Esterel du Tanneron et les îles du Levant (Maluski, 1968 ; Seyler et Crevola, 1982 ; Corsini et Schneider, 2012). Ce tronçon de « chaîne varisque » fait suite aux noyaux alpins mais son raccordement aux noyaux varisques de la chaîne pyrénéenne est encore hypothétique. Des datations radiométriques en cours devraient préciser les héritages métamorphiques des différents tronçons.

Avertissement

La section suivante de la notice présente deux interprétations des terrains permiens à triasiques inférieurs non affleurants. L'une, par J.-P. Caron, est étendue à l'ensemble de l'intervalle Permien à Trias. Elle s'appuie sur des données recueillies en Basse Provence, à l'écart de la présente feuille, et sur différents sondages réalisés dans son périmètre et qui ont recoupé l'ensemble du Trias. L'interprétation de J. Philip s'appuie sur un sondage de 1961 dont elle décrit l'ensemble du log en limitant sont interprétation à sa section non affleurante sur le territoire de la présente feuille (Permien à Trias inférieur). A la suite, J. Philip reprend la description des forages préalablement décrits par J.-P. Caron dont il donne une interprétation différente. Les interprétations des deux auteurs sont présentées à la suite dans la présente notice.

Le Permien et le Trias inférieur (interprétation de J.-P. Caron étendue à l'ensemble du Trias)

Le Permien et le Trias inférieur (Buntsandstein) ne sont pas connus à l'affleurement sur le territoire de la feuille Aubagne-Marseille. Le Trias moyen à supérieur y affleure dans sa partie NE (fig. 5), où il constitue l'extrémité occidentale du bassin permien à triasique provençal. Celui-ci se caractérise par un cortège de roches volcaniques, volcano-sédimentaires, volcano-détritiques et sédimentaires continentales, discordantes sur le socle métamorphique varisque et qui en constituent le tégument structuralement solidaire, et par là relativement épargné par les déformations provençales. Au sein de ce bassin, le Permien et le Trias inférieur affleurent largement autour du massif des Maures-Tanneron.

Le Permien et le Trias en Basse-Provence

La prise en compte des feuilles adjacentes à celle d'Aubagne-Marseille : Cuers à l'Est, La Ciotat au Sud, Toulon au SE et Brignoles au NE permet de donner une image très complète du Permien et du Trias de Basse-Provence, utile pour leur cartographie sur la feuille Aubagne-Marseille où ces formations, décrites plus bas par J. Philip (cf. *infra*), sont masquées ou peu étendues et structuralement complexes.

La fig. 7 montre la succession stratigraphique du Trias (faisant suite au Permien) en Basse Provence.

Trias inférieur (t1-t2 - Induen - Olénékien)

En Basse-Provence le secteur le plus occidental où affleure le Trias inférieur se situe à l'Ouest de Sanary, à Port-Issol. La coupe de la falaise (Caron, 1968 ; Glinzboekel et Durand, 1984 ; Durand *et al.*, 2011) permet d'observer la succession suivante :

– le conglomérat de base (t1) qui contient des niveaux de galets de quartz filonien, éolisés, des galets de phtanites et de roches vertes, alternant avec des niveaux de grès siliceux. La présence de ce conglomérat est constante dans la région toulonnaise, avec toutefois des variations d'épaisseur importantes (plus de 10 m à quelques décimètres) ;

– au-dessus, s'observe l'alternance (60 à 80 m) de grès grossiers à argilo-micacés, à nodules et stratifications entrecroisées, puis de psammites, de grès argileux rouges, dont certains à stratifications entrecroisées, et vers le sommet, des grès dolomitiques clairs, à *ripple-marks*. Ces formations attribuées au Buntsandstein (t2) traduisent un milieu continental fluviatile, sous climat aride, et seraient d'âge Smithien (Olénékien).

Trias moyen (t3-4 - Anisien-Ladinien)

Le Trias moyen est signalé dès 1829 par A. Brongniart « près Toulon, le cap de Seine et le pied du Mont Faron », qui le dénomme Conchylien, et le parallélise avec le Muschelkalk d'Allemagne méridionale. Le terme est repris par A. d'Orbigny (1850) qui en fait son 5^{e} étage. C'est ensuite sous la dénomination de Muschelkalk, au sens large, englobant la Lettenkohle (aujourd'hui considérée comme du Keuper inférieur) qu'il sera mentionné.

D

ans cet ensemble, une formation calcaire et calcaréo-dolomitique, particulièrement riche en gisements fossilifères, a attiré l'attention des géologues et paléontologues. Elle est à l'origine des premières comparaisons avec le Trias moyen germanique.

C'est surtout sur le plan tectonique, que l'importance du Trias moyen - Keuper est mise en évidence. En permettant le décollement de la couverture secondaire provençale sur le socle et son tégument, cet ensemble a joué un rôle majeur dans l'édification des principaux chaînons provençaux.

Trois subdivisions y sont actuellement proposées :

– Muschelkalk inférieur (t_{3a} - Aegean) ;

– Muschelkalk moyen (t_{3b} - Bithinien) ;

– Muschelkalk supérieur (t_{3c} - Pelsonien et Illyrien).

ECHELLE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU TRIAS DE BASSE PROVENCE

Jean Paul CARON 2013 version 27/03/2015

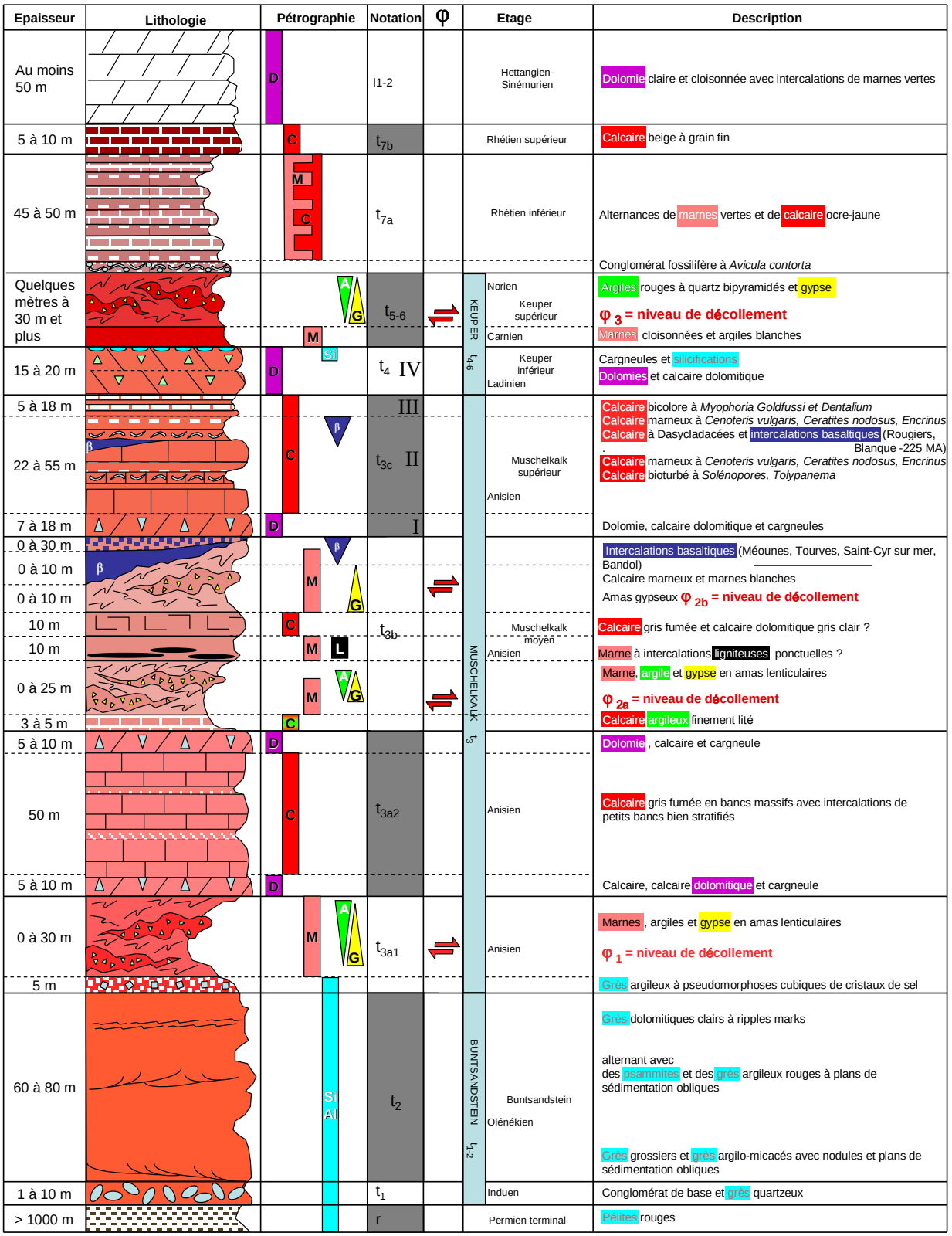


Fig. 7 - Succession litho-stratigraphique du Trias provençal (J.-P. Caron, inédit)

Muschelkalk inférieur

Deux unités y sont distinguées : t_{3a1} et t_{3a2}.

t_{3a1}. À Port-Issol (feuille Toulon 1/50 000), la coupe montre en continuité avec le sommet du Buntsandstein, un niveau de plaquettes (5 m env.) gréseuses à pseudomorphoses cubiques (halite) et d'argile rouge, jaune et plastique au sommet, traduisant la première incursion marine. Ce niveau s'étend vers le NE et l'Est, jusqu'à Levens (Caron et Roux, 1966), dans l'arc de Nice, de façon continue, mais avec une épaisseur variable, notamment pour les niveaux argilo-marneux.

Au-dessus apparaissent des évaporites, gypse et/ou anhydrite (0 à ~30 m ?), qui se présentent souvent en lentilles d'épaisseur irrégulière, parfois absentes et/ou laminées. Elles affleurent rarement, mais peuvent donner naissance à des fontis et/ou glissements, et ont été exploitées artisanalement dans des carrières souterraines dont certaines ne sont plus visibles.

Ces évaporites, associées à des argiles et/ou des marnes, ont un comportement ductile et plastique. Elles sont affectées de plissements dysharmoniques et constituent le premier niveau de décollement de la couverture sédimentaire provençale ; noté φ 1 et localisé entre **t_{3a1}** et **t_{3a2}**.

t_{3a2}. Cette unité est divisée en trois ensembles :

– à la base, des calcaires dolomitiques, des dolomies, ou des cargneules (~5 m à ~10 m). Le contact avec t_{3a1} est fréquemment tectonisé, les roches pouvant être bréchifiées ou cargneulisées ;

– au-dessus, un calcaire gris fumée en bancs massifs (~50 m) avec quelques intercalations de petits bancs bien stratifiés. On y observe des bioturbations de type « *Rhyzocorallium* » et aucune macrofaune classiquement décrite n'y est présente, hors quelques niveaux (quelques cm) de calcarénites recristallisées ;

– au sommet, des calcaires dolomitiques, dolomies et/ou cargneules (~5 m à ~10 m), comparables à celles de la base et qui constituent la partie terminale du Muschelkalk inferieur.

Cet ensemble de roches compétentes forme le premier niveau tectoniquement déformé dont les structures peuvent être reconstituées avec une certaine précision. Il affleure dans le front de taille de l'ancienne carrière de Fondacle, aux Olives (Marseille), où il est plissé en antiforme (cf. J. Philip, *supra*).

Muschelkalk moyen (t_{3b} *- Bithinien)*

Des coupes et affleurements de qualité visibles sur des cartes voisines de celle d'Aubagne-Marseille ont permis d'établir une stratigraphie détaillée du Muschelkalk

Les derniers niveaux calcaréo-dolomitiques du Muschelkalk inférieur passent à un niveau argileux finement lité (3 à 5 m), parfois déformé, qui représente la base du Muschelkalk moyen.

Au-dessus, trois types de roches en constituent l'essentiel :

– tout comme dans t_{3a}, des niveaux de **gypse et anhydrite** (0 à ~25 m) qui affleurent sporadiquement en lentilles laminées pluri-décamétriques d'épaisseur irrégulière, associées à des marnes et/ou argiles. Ces amas peuvent également donner naissance à des fontis et/ou des glissements, et ont pu être exploités artisanalement dans des carrières souterraines désormais inaccessibles. Ces roches, ductiles et plastiques, ont un comportement identique à celles qui constituent t_{3a}, siège du décollement φ1. Elles constituent une partie importante de t_{3b}, et sont le siège du deuxième niveau de décollement (φ2) de la couverture sédimentaire ;

– dans certains secteurs, les roches précédentes englobent des passées de **marnes** (~10 m), à intercalations ligniteuses (quelques dm), parfois exploitées (Est d'Ollioules), et/ou un niveau de calcaire gris fumé et de

calcaire dolomitique gris clair (~10 m), d'épaisseur et de faciès différents de ceux du Muschelkalk inférieur. Des niveaux de gypse et anhydrite, peuvent alors se trouver au-dessus. φ2 est ainsi dédoublé en φ2a et φ2b ;

– vers le sommet, le Muschelkalk moyen contient des intercalations de **roches volcaniques**, **volcano-sédimentaires** et/ou **volcano-détritiques** (Saint-Cyr-sur-Mer, Rampale, Méounes, Rougiers, Tourves, Barjols, etc) dont des homologues pourraient exister sur le territoire de la feuille Aubagne-Marseille.

Muschelkalk supérieur (t_{3c} *- Pelsonien et Illyrien)*

La stratigraphie type du Muschelkalk supérieur calcaréo-dolomitique met en évidence les principaux faits suivants :

– une remarquable continuité latérale des principaux niveaux, sans variation notable de faciès, et des variations d'épaisseur relativement modérées ;
– la présence d'horizons à microfaunes et microflores (Caron, 1965c, 1966, 1967a) qui constituent des niveaux repères d'extension très constante ;
– l'existence de fortes variations de l'attitude des couches sédimentaires, révélées par des figures de sédimentation et des critères de polarité. Certaines unités sont déversées et/ou renversées, d'autres redressées à la verticale, et enfin, certaines se trouvent en position normale (Caron, 1965a).

Quatre formations lithologiques d'extension régionale ont été définies (Caron 1967a, b ; Caron et Gauthier, 1968) que l'échelle stratigraphique internationale (ICS 2012) situent aujourd'hui du Muschelkalk supérieur au Keuper inférieur :

– Formation I ;

– Formation II ;

– Formation III ;

– Formation IV.

Les trois premières sont décrites ci-dessous, la formation IV apparaissant dans la section suivante (Trias supérieur).

Formation I

D'aspect souvent bréchique, elle est constituée de calcaires dolomitiques et dolomies gris clair à jaune clair, diaclasés et cargneulisés au contact du décollement affectant le Muschelkalk moyen φ2. De ce fait, l'épaisseur stratigraphique n'a jamais été mesurée en totalité (~19 m au moins).

Formation II

Il s'agit d'alternances de niveaux marneux (ou argileux) et de bancs compacts de calcaire fossilifère, compact ou noduleux (~22 m à ~25 m). La limite inférieure correspond au sommet du dernier banc de calcaire dolomitique de la formation I.
Les niveaux suivants se succèdent de manière générale, pouvant localement être absents ou peu épais.

1. un ensemble de calcaire à entroques, à *Nubéculaires (Tolypamina*), puis de calcaire oolithique et pisolithique, auquel succède un niveau inférieur de calcaire marneux, parfois fossilifère ;
2. un complexe coquillier inférieur résultant de l'interpénétration de différents faciès : calcaire à Térébratules peu ou pas remaniées, ou calcirudites et calcarénites à débris et ciment plus ou moins abondants, et calcirudite à entroques ;
3. un banc calcaire compact gris-fumée, parfois vermiculé, à *Dasycladacées* auquel succède un niveau de calcaire à entroques constant dans toute la région. Ces niveaux constituent la masse calcaire principale présente dans toutes les coupes ;
4. un niveau de calcaire marneux supérieur, avec un lit de calcaire gréseux ocre ;
5. un complexe coquillier supérieur ;

6. un calcaire à *Solénoporacées* puis un calcaire à entroques.

Le passage à la formation III est moins net que la limite inférieure.

Formation III

Elle montre une épaisseur variable (~5,30 m à ~17,80 m). On y note :

– à la base une alternance de biomicrites gris fumée et de biosparites limonitisées, puis de calcaire gris fumée et de calcaire argileux gris clair ou ocre jaune, de quelques cm d'épaisseur, séparés par des joints ondulés, donnant un aspect bicolore. Présence de critères de polarité ;

– au-dessus, présence de galets « mous » de calcaire gris-fumée (10 à 15 cm), de microconglomérats intraformationnels et de chenaux de 15 à 20 cm de profondeur.

Il n'y a pas de niveau repère caractéristique sur toute la région. Le faciès de calcaire gris fumée à vermiculations y est abondant et se retrouve dans la formation III et dans le Muschelkalk inférieur calcaire. Il ne peut toutefois être considéré comme un critère permettant de distinguer les différents niveaux du Trias calcaire.

Trias supérieur ($t_{4\text{-}6}$***)***

Keuper inférieur (t_4 *- Lettenkohle = Ladinien)*

Le Keuper inférieur correspond à la formation IV définie précédemment.

Formation IV

En continuité avec les derniers niveaux de calcaires gris fumée du sommet de la formation III, la formation IV (~15 m à ~20 m) montre de grandes similitudes avec la formation I. Elle est faite de calcaires dolomitiques et dolomies jaune clair à gris clair, avec une stratification mieux marquée, difficiles à différencier, et qui ont été attribuées à la Lettenkohle (t_4). Les variations d'épaisseur des formations III et IV peuvent s'expliquer par un développement de la dolomitisation de la formation III, qui envahit la formation IV. Toutefois, des concrétions siliceuses (cherts) et/ou anhydritiques, en bancs ou en lentilles, de quelques cm d'épaisseur, s'observent au toit de cette formation en certains secteurs, et constituent un bon niveau repère, au sommet de la Lettenkohle.

Keuper supérieur ($t_{5\text{-}6}$ *- Carnien-Norien)*

À la base du Keuper supérieur, quelques mètres de petits lits de dolomie cloisonnée, parfois silteuse, localement à cherts stratiformes, pouvant se rattacher à la Lettenkohle, passent à des argiles blanches.

Au-dessus se situe le troisième niveau renfermant des couches de gypse et anhydrite (0 m à ~100 m et plus) qui affleurent sporadiquement, souvent en lentilles pluri-décamétriques laminées d'épaisseur irrégulière. Ces niveaux d'évaporites peuvent également donner naissance à des fontis et/ou glissements, et ont pu être exploités artisanalement.

Localement le Keuper, entièrement laminé peut être absent ou, au contraire, s'accumuler en lentilles, totalement déstructurées, et jalonnant localement les contacts anormaux majeurs, ou en noyaux de plis diapirs. Ces roches, ductiles et plastiques, ont un comportement dysharmonique identique à celles qui constituent, t_{3a} et t_{3b}, et sont le siège du 3^e niveau de décollement $\varphi 3$.

Conséquences pour la stratigraphie du Keuper

Au sein du Trias moyen à supérieur, la superposition de deux assises de roches calcaires et calcaréo-dolomitiques compactes et compétentes alternant avec trois niveaux de roches plastiques, ductiles, constitue un « mille-feuille » intercalé entre le « toit » du tégument permo-triasique inférieur et la base du Rhétien.

Les niveaux d'évaporites permettent l'individualisation précoce (au moins anté-aptienne) de structures antérieures aux chevauchements pyrénéo-provençaux. Ces déformations au sein du Trias moyen et supérieur, ont une répercussion sur le décollement de la couverture sédimentaire post-Keuper. Ils jouent un rôle capital dans l'halocinèse provençale, mise en évidence dans le Trias de Tourves, Barjols et environs (Caron, 1969b ; Caron *et al*., 1972, Caron et Laville, 2016).

Les structures qui en résultent, bien individualisées sur les feuilles voisines de Toulon, Cuers, et particulièrement de Brignoles, sont à la fois la conséquence de ce diapirisme et des phases tectoniques suivantes (Aptien à Bartonien) qui confèrent à la couverture provençale son style caractéristique.

Au demeurant, le rejeu des accidents du socle et de son tégument induiront tout au long du Mésozoïque un prédécoupage précoce de la couverture en unités indépendantes, qui influencera le comportement des unités structurales plus récentes.

Rhétien (t_{7a-b})

Lorsque les déformations structurales le permettent, on peut subdiviser le Rhétien en deux unités : inférieure et supérieure.

Rhétien inférieur (t_{7a}*) (~45 m à ~50 m)*

À la base, cette unité montre un microconglomérat fossilifère à *Avicula contorta* (~10 cm) auquel succède une alternance de marnes vertes et de bancs de calcaire ocre-jaune avec bioturbations à la base.

Rhétien supérieur (t_{7b}*) (~5 m à ~10 m).*

Il débute par un banc de calcaire beige à grain fin, à cassure conchoïdale, auquel font suite les calcaires et calcaires dolomitiques de l'Hettangien.

Formations volcano-sédimentaires

En Provence orientale, des formations volcaniques, volcano-sédimentaires et/ou volcano-détritiques affleurent dans différentes unités structurales triasiques, principalement celle qui s'étend de Rougiers à Tourves, au Sud, puis de Barjols à La Verdière au Nord, d'où le nom d'unité RTBV (feuille Brignoles). Les unités structurales de Méounes - La Roquebrussane (feuille Cuers) et de Saint-Cyr sur Mer (feuille de La Ciotat) comportent également de tels affleurements. Différents âges ont été proposés pour l'unité RTBV : Trias ou Éocène (cf. « historique » dans Caron, 1970). Des datations radiométriques ont été effectuées en 1970 et 1974 dont le but était de lever cette incertitude, et de préciser notamment l'âge du « volcan » de Rougiers formant la butte du Poulagnier.

Une première datation (*) a donné un âge de 224 ± 9 Ma (Caron, 1970), puis plusieurs autres, très dispersées et effectuées par la méthode K/Ar ont motivé le commentaire suivant de J.-C. Baubron (1974) « *la très forte divergence des « T » calculés conventionnels* (*de Dévonien moyen à Trias supérieur*) » conduit à envisager « *la possibilité de pollution de la roche par un argon hérité du magma lors de la mise en place des coulées »*. De fait, ces mesures ont été effectuées sans tenir compte du contexte structural du Trias moyen, dont la complexité résulte de la succession de plusieurs phases de déformation pourtant signalées et cartographiées (Caron, 1969b ; Caron *et al*., 1979 ; Laville, 1981).

La paléontologie classique, la cartographie et l'analyse structurale permettent une interprétation plus rigoureuse des formations volcaniques. Les récoltes paléontologiques classiques, notamment dans les anciennes carrières de la région toulonnaise, dont les fronts de taille sont aujourd'hui remblayés, nivelés ou urbanisés, ont livré de nombreux spécimens de *Ceratites*, figurant dans plusieurs collections. Toutefois, leur position stratigraphique est peu précise, et la structure des unités exploitées n'a pas été prise en compte. De nouvelles coupes, stratigraphiquement et structuralement repérées ont été levées, et de nouveaux échantillons de *Ceratites* ont été récoltés. Les niveaux à *Ceratites* (*Austroceratites*) *toulonensis* (Riedel, 1916) et *Ceratites* cf *laevigatus* (*in* Urlichs, 1999 et Durand *et al*., 2011) sont ainsi précisés. Par comparaison avec le Muschelkalk supérieur de l'Allemagne de l'Ouest ces niveaux correspondent à « l'*enodis* zone » ou à la « *dorsoplanus* zone » définies dans la partie supérieure du Muschelkalk supérieur (Hadgorn, 2004). Ces niveaux caractérisent précisément la formation II du Muschelkalk supérieur (Caron, 1967b), qui s'étend dans toute la Provence orientale, et n'est pas uniquement localisée à la région toulonnaise. De ce fait, les formations volcano-sédimentaires situées sous ce Muschelkalk supérieur (= Anisien supérieur**) datent bien du Muschelkalk moyen (= Anisien moyen**) et non pas du Norien qui, en 1970 et 1974 était considéré sous la limite supérieure du Trias, qui variait de 195-205 Ma.

Le Permien et le Trias connus par sondages dans l'emprise de la feuille Aubagne-Marseille

r. **Permien**. Un sondage de recherche pétrolière, implanté en 1961 dans le cœur de la structure anticlinale de Carpiagne (Vallon de Vaufrèges), a atteint l'Hettangien à -532 m de profondeur. Il a ensuite traversé la succession suivante et s'est arrêté dans le Permien à -897,5 m (Campredon, 1962, 1965) :

– de -532 m à -542 m, niveaux dolomitiques et argileux attribués à l'Hettangien, ainsi que du gypse ;

– de -542 m à -655 m, niveaux d'anhydrite grise massive, intercalations d'argiles beiges, roses, marron clair et grises avec anhydrite, gypse et quartz bipyramidés attribués au Keuper. Le sondage a rencontré de nombreux vides, et n'a révélé aucune formation calcaire et/ou calcaréo-dolomitique pouvant être attribuée au Trias moyen (Muschelkalk *s.s.*) ;

– de -655 m à -715 m, argiles grises verdâtres et gréseuses et micacées, équivalent possible de la base du Muschelkalk inférieur, auxquelles succèdent en dessous, un ensemble pouvant être attribué au Buntsandstein (Grès bigarré) ; grès quartzites noirs à niveaux d'argiles vertes et noires micacées, puis, à la base grès grossiers conglomératiques.

De -715 m à 897 m, se succèdent :

– des argiles rouges à brun-rouge plus ou moins gréseuses et/ou micacées, des grès argileux à intercalations d'argiles plastiques, des grès blancs et roses, fins, plus ou moins conglomératiques, à ciment argileux noir. Cet ensemble peut être attribué au Permien ;

– à la base, brèches à éléments de phyllades (Hercynien métamorphique).

t_{1-2}. **Trias inférieur (Buntsandstein ou Grès bigarré)**. Il a été observé et cartographié dans le secteur de la Malvina (Haug, 1935), signalé dans l'un des 4 sondages effectué dans le secteur des Moulins Maurel (Corroy, 1963).

Sondage n° 1 (Moulins Maurel) - BRGM-BSS-10441 X 0306 S.

Sous les formations récentes attribuées au Stampien = *Rupélien* (de 0 à -26 m), la succession est la suivante :

– de -26 m à -82,60 m (soit 56,60 m), alternance de marnes noires et de gypse (Keuper) ;

– de -82,60 m à -87,40 m (soit 4,80 m), calcaires cargneuliques plus ou moins mylonitisés (Muschelkalk calcaire) ;

– de -88,40 m à -118 m (soit 29,60 m), marnes noires de plus en plus gréseuses, puis grès gris (Muschelkalk marneux) ;

– de -118 m à -126 m (soit 8 m), grès lie de vin friables et marnes rouges détritiques (Buntsandstein). G. Corroy (1963) rappelle que cet étage était connu en surface par un petit affleurement lenticulaire et très

altéré situé à 500 m au Nord de ce sondage et qui met en contact l'Hettangien au Nord, et le Muschelkalk calcaire au Sud.

t3-4 - t5-6. **Trias moyen (Muschelkalk, t3-4) et supérieur (Keuper, t5-6)**. Le Trias moyen à supérieur a été observé dans différents sondages dont la description complète celle qui est faite de ces terrains à l'affleurement (cf. *infra*).

Sondage n° 2 (Pellé) - BRGM-BSS-10441 D 0389 S2.

– de 0 à -12 m, *Stampien* (= *Rupélien*) ;

– puis 23,60 m de gypses, marnes noires, marnes sableuses et argiles jaunes (Keuper) ;

– puis 27,40 m de cargneules fissurées, passées marneuses, et calcaires durs et fissurés (Muschelkalk calcaire).

Sondage n° 3 (La Gazelle) - BRGM-BSS-10441 D 0390 S2.

– de 0 à -15,80 m, *Stampien* (*Rupélien*) ;

– puis 13,20 m de marnes grises, gypse, marnes gypseuses (Keuper) ;

– puis 9 m de calcaire très fissuré et aquifère et cargneule, passées de marnes grises à la base (Muschelkalk calcaire).

Sondage n° 4 (La Jouvène) - BRGM-BSS-1044 -1D - 0391.

Implanté dans le Keuper affleurant, recoupe 42 m de gypses, marnes noires, calcaires disloqués puis 13 m de cargneules fissurées, aquifères, détritiques à la base (Muschelkalk calcaire).

Sondage de « La Jouvène » - BRGM-BSS-1044-1D - 0454 S1 (1974), propriété de la brasserie « Le Phénix » (Union des Brasseries), profondeur 159,40 m (attributions J.-P. Caron, 1974).

– de 0 à -25 m, argile marron, à rognons calcaires, argiles grises à petits passages gréseux, marnes, gypses et galets (*Stampien [Rupélien]* et/ou *Trias* remanié) ;

– de -25 m à -42,50 m (soit 17,50 m), calcaire dur avec passages marneux et calcaires, et marnes gypseuses fissurées, cargneule vacuolaire (*Muschelkalk* inférieur ou supérieur, non différentiable) ;

– de -42,50 à -57 m (soit 14,50 m), marnes jaunes puis noires, à veines d'anhydrite, à fort pendage ;

– de -57 à -159,50 m (soit 102,50 m), alternance de bancs d'anhydrite et de marnes noires très plissotées, de brèches, mylonite d'anhydrite vers la base du sondage.

Ancienne exploitation de gypse des Trois Lucs.

Ce gisement, en forme de lentille s'élargissant en profondeur, se trouve sous le jardin public de l'avenue des Poilus, en face de l'église Sainte-Rita. Il a été exploité sur quelques dizaines de mètres. Un chevalement situé au-dessus de la descenderie était visible dans les années 1970. Aucune continuité avec le Muschelkalk calcaire n'est observable (J.-P. Caron).

Interprétation : en ce qui concerne les formations calcaréo-dolomitiques, marno-gypseuses et anhydritiques attribuées au Muschelkalk *s.l.* et au Keuper, l'attribution (classique) au Keuper des roches argilo-gypseuses situées au-dessus du Muschelkalk calcaire retenue dans les quatre premiers sondages est en contradiction avec ce que l'on observe dans le sondage de « La Jouvène » (1974). Dans ce dernier, les formations marno-gypseuses se placent en dessous du Muschelkalk calcaire.

Dans l'hypothèse où ces formations seraient en position structurale normale, il existerait donc deux formations marno-gypseuses encadrant une formation de Muschelkalk calcaire.

Dans le sondage n° 1, le Muschelkalk calcaire n'est épais que de 6,40 m, et semble donc représenter une « écaille » qui n'est pas en continuité stratigraphique entre le Muschelkalk marneux et les gypses du Keuper. Il marquerait ainsi un contact anormal majeur (φ1 ou φ2) au sein du Trias moyen à supérieur de ce secteur.

Dans le sondage de « La Jouvène » (1974) l'épaisse formation de gypse, marnes et anhydrite, plissotée, bréchifiée, avec des pendages redressés, peut représenter une lentille jalonnant un contact anormal majeur, sous le Muschelkalk calcaire structuralement renversée.

Compte tenu de ces observations, on ne peut ramener les observations stratigraphiques et structurales au schéma unique et simpliste hérité des anciens auteurs.

Il faut donc tenir compte de la présence des contacts anormaux correspondant aux différents niveaux de décollement existant entre le sommet du Trias inférieur et la base du Rhétien, identifiés, décrits et cartographiés sur les feuilles voisines (voir log synthétique).

Ainsi, l'absence de Muschelkalk calcaire dans le sondage de Carpiagne, sous les gypses attribués au Keuper (de -542 m env. à -515 m) serait dû aux décollements φ1 et φ3 de la couverture sédimentaire, au-dessus du tégument permo-triasique inférieur solidaire du socle hercynien.

Le Permien et le Trias inférieur (interprétation de J. Philip étendue à l'ensemble du Trias)

Le Permien et le Trias inférieur (Buntsandstein ou « Grès bigarré ») n'affleurent pas sur la feuille Aubagne-Marseille, mais sont bien représentés à l'Est, sur la feuille Toulon à 1/50 000, le long du littoral, entre Sanary-sur-Mer jusqu'à Hyères, puis vers le NE, le long de la « dépression permienne », autour des massifs des Maures, de l'Estérel et du Tanneron.

Un sondage, réalisé en 1961 par les Sociétés de Recherche de Pétrole CEP et BRP, implanté dans le cœur (Vallon de Vaufrèges) de la structure anticlinale du massif de Carpiagne, a montré l'existence du Permien et du Trias inférieur dans le soubassement de ce massif. Ce sondage est précédemment décrit par J.-P. Caron (début du § « Le Permien et le Trias connus par sondage dans l'emprise de la feuille Aubagne-Marseille »).

La description qui en est donnée ci-dessous reprend l'interprétation stratigraphique de R. Campredon (1965) :

– de -34 à -532 m (Dogger), alternances de calcaires gris noirs, calcaires argileux gris, marnes grises gréseuses et micacées à entroques ; passée de calcaire oolithique entre -277 m et -290 m ;

– de -532 m à -542,5 m (Hettangien et Rhétien), dolomie, argile verte plus ou moins dolomitique et gypseuse ;

– de -542,5 m à -655 m (Keuper), a) entre -542,5 m et -644 m, anhydrite grise massive, avec intercalations d'argile beige rosé, marron clair et grise à anhydrite, gypse et quartz bipyramidés et b) entre -644 m à -655 m, argile gris verdâtre gréseuse et micacée ;

– de -655 m à -715 m (Trias inférieur), a) entre -655 m et -668 m, grès quartzite noir, argile verte, argile noire micacée, b) entre -668 m et -704 m, argile rouge gréseuse et micacée, c) entre -704 et -715 m, grès grossiers conglomératiques ;

– de -715 m à -897,5 m (Permien), alternances d'argilites rouges à brun-rouge plus ou moins gréseuses et micacées, grès argileux à intercalations d'argiles plastiques, grès blancs et roses, plus ou moins conglomératiques.

Ce sondage a donc recoupé le toit du tégument permo-triasique à une profondeur de -655 m sous le massif de Carpiagne. Le Lias moyen-supérieur n'a pas été caractérisé. La forte réduction d'épaisseur du Rhétien et de l'Hettangien peut s'expliquer par des étirements tectoniques. Un contact tectonique majeur a été révélé

entre le Keuper et le Grès bigarré, avec suppression complète des calcaires du Muschelkalk, pourtant bien développés sur la feuille Aubagne-Marseille.

Le Permien et le Trias dans les sondages de la Valentine (partie SW du massif de la Salette)

Les sondages de la Valentine (Corroy, 1963, Annales de la Faculté des sciences de Marseille ; Caron, 1974), effectués pour la recherche d'eau dans la partie SW du massif de la Salette, ont été précédemment décrits par J.-P. Caron (cf § « Le Permien et le Trias connus par sondages dans l'emprise de la feuille Aubagne-Marseille »).

Ces descriptions sont reprises ci-dessous en utilisant la même numérotation (n^{os} 1 à 5), mais en y ajoutant quelques précisions. Une interprétation prenant en compte les observations de terrain effectuées lors du levé de la présente carte et exposées dans le § « Trias de la Salette » du présent chapitre en est ainsi proposée.

Sondage n° 1 (Moulins Maurel). BRGM-BSS-10441X 0306 S.
(x = 854,45 ; y = 116,45 ; z = 115 m)

Ce sondage est situé sur la bordure SW du Trias de la Salette. Il a été implanté dans des terrains du Quaternaire récent.

Les terrains rencontrés entre -26 et -98 m sont attribuables au Keuper supérieur, affleurant à proximité des Moulins Maurel au Sud de la butte 181 (Allée des Vaudrans), constitués de gypse en lentilles et de marnes noires mis au jour par des terrassements récents. Les calcaires cargneuliques peu épais (env. 4 m) sont comparables à ceux qui se trouvent en intercalations dans le Keuper des Vaudrans ou du Golf de la Salette (butte 182).

Selon nous, les formations détritiques gréseuses grises et noires (grains d'augite ?) signalées par Corroy (1963) entre -98 et -118 m sont l'équivalent des niveaux volcano-détritiques à augite titanifère (plongeant de 20° vers le SW) découverts aux Vaudrans (Allée des Marronniers) à proximité (moins de 300 m) des Moulins Maurel (cf *infra*).

Par ailleurs, l'attribution par Corroy (1963) au Buntsandstein des grès lie de vin et marnes rouges de la base du sondage (entre -118 et -126 m) se réfère à une assimilation erronée (Haug, 1930) de cette unité stratigraphique à une dolomie lie de vin intercalée dans le Keuper des Trois Lucs (cf. Philip, 2017).

Sondage n°2 Pellé et Serindat – BRGM-BSS-10441 D 0389 S2
(x = 854,85 ; y = 116,05 ; z = 120 m)

Ce sondage, situé à 600 m au SE du précédent, sur la bordure SW du Trias, au contact avec l'Oligocène, ne pose pas de problème stratigraphique. Le Keuper (marnes grises ou jaunes, gypse et cargneules, épaisseur totale 36 m) repose normalement sur 15 m de calcaires dolomitiques durs et fissurés assignables au Muschelkalk supérieur.

Sondage n° 3 La Gazelle – BRGM-BSS-10441 D 0390 S2
(x = 855,25 ; y = 115,95 ; z = 95 m)

Ce sondage est situé 400 m au SE du précédent sur la bordure SE du massif de la Salette, au pied d'une antiforme de Muschelkalk supérieur à *Nubecularia* à pendage de 30° vers le Sud. Au dessous du Rupélien probable (recoupé entre 0 et - 15,8 m), le sondage révèle 13,2 m de marnes grises, gypses et marnes gypseuses attribuables au Keuper reposant normalement sur 9 m de calcaires très fissurés et cargneules avec passées de marnes grises à la base pouvant représenter le Muschelkalk supérieur (qui affleure immédiatement au Nord du sondage).

Sondage n° 4 (La Jouvène) – BRGM-BSS-1044-ID-0391
(x = 855,40 ; y = 116,20 ; z =110 m)

Le sondage a été directement implanté sur la bordure SE du massif triasique (château de la Jouvène), dans une synforme occupée par les terrains du Keuper.

Le sondage traverse une unité de 42 m de gypse (avec passées de marnes grises et de marnes noires) dans laquelle s'intercalent (entre -25,2 et -27 m) des bancs calcaires (et dolomitiques ?) disloqués que Corroy (1963) interprétait comme l'équivalent de la « dolomie moellon » du Keuper moyen, de faciès germanique. Effectivement, des intercalations de ce type de faciès sont fréquentes dans le Keuper des Vaudrans et du Golf de la Salette (cf *infra*).

Entre -42 et -55 m, le sondage traverse des cargneules fissurées très détritiques à la base que nous attribuons au Muschelkalk supérieur, ce que confirment les pendages des couches affleurant au Nord du sondage.

Sondage n° 5 de la Jouvène (Brasserie des bières Phénix) - BRGM- BSS- 1044-ID- 0454 S1 (1974)

Ce sondage de 157,4 m de profondeur 157,4 m se situe à environ 500 m au Sud du sondage n° 4. Implanté sur le terrain de la brasserie Phénix, il s'inscrit sur la bordure nord de la dépression oligocène de la Valentine, formée ici d'argiles et de poudingues, recoupés par le sondage entre 0 et -25 m.

D'après la description donnée par J.-P. Caron (1974 et *supra*), il se caractérise par une formation calcaire, cargneulique, marneuse et marno-gypseuse de 17,5 m puissance, attribuable au Muschelkalk indifférencié. Considérant le contexte du Trias de la Salette (cf *infra*), nous proposons d'attribuer cette formation au Muschelkalk supérieur ou d'en faire l'homologue des intercalations cargneuliques ou calcaréo-dolomitiques fréquentes dans le Keuper supérieur de la Salette, ainsi qu'à la Jouvène ou aux Accates.

La grande épaisseur (117 m) des bancs d'anhydrite et de marnes noires observables à la partie inférieure du sondage est plus surprenante. Les forts pendages et les plissotements de cette série salifère conduisent à penser qu'il s'agit là d'un niveau de décollement important, très déformé, qui, en référence au contexte régional, pourrait être attribué au Keuper.

Conclusions

Les observations faites en surface sur les terrains triasique (cf *infra* § « Trias de la Salette ») nous conduisent à une interprétation des sondages de la Valentine différente de celle proposée précédemment.

Du point de vue stratigraphique, la différence majeure est l'attribution au Keuper inférieur, et non au Buntsandstein, de la formation gréseuse recoupée à la partie inférieure du sondage n° 1. Cette formation gréseuse trouverait son équivalent aux Vaudrans et au Golf de la Salette, où elle présente un grand développement sous un faciès volcano-détritique.

Cette nouvelle interprétation permet de rendre compte de l'absence de contact anormal entre la formation gréseuse et les marnes et gypses du Keuper qui la surmontent (un tel contact devrait exister si l'âge de la formation était Buntsandstein), ainsi que de l'absence complète du Muschelkalk, pourtant bien développé à proximité du sondage (les Vaudrans). Les autres termes du Trias de la Salette (Muschelkalk supérieur et Keuper) sont représentés dans les sondages, avec une nette augmentation d'épaisseur du Keuper salifère au Sud du massif.

Du point de vue tectonique, notre contestation de l'âge Trias inférieur des grès du sondage des Moulins Maurel et de la dolomie lie de vin des Trois Lucs s'accorde avec le fait que nous n'avons pas constaté de remontée ou écaillage du tégument dans le massif de la Salette (cf *infra*).

Les sondages 1 à 4 de la Valentine montrent l'existence, dans la partie SW du massif, d'une superposition normale du Keuper sur le Muschelkalk supérieur à la retombée Sud de l'antiforme des Accates.

Selon nous, le surépaississement et l'intense plissement des terrains salifères attribués au Keuper dans le sondage n° 5 démontrent le rôle important joué par les terrains incompétents du Keuper dans le décollement et le charriage de la couverture sédimentaire provençale.

TERRAINS AFFLEURANTS

Les terrains affleurants vont du Trias moyen (Muschelkalk), qui affleure dans tous les massifs triasiques (haute vallée de l'Huveaune, massif de la Salette, Pichauris), au Quaternaire récent (marnes du stade-vélodrome et de Saint-Jérôme) qui affleure dans le bassin de Marseille-Aubagne.

Trias moyen et supérieur (J. Philip)

Introduction

La stratigraphie détaillée du Trias moyen et supérieur de la Basse-Provence a été établie à la suite des travaux de L. Dieulafait (1869), suivis de ceux de J.-P. Caron (1965a, 1967b, 2011), C. Glintzboeckel et M. Durand (1984), C. Brocard et J. Philip (1989a) et C. Brocard (1991). Ce dernier a établi des corrélations entre les subdivisions du Trias de Basse-Provence et celles du Trias alpin.

Le rôle important joué par le Trias dans la tectonique de la Provence a été souligné depuis longtemps (Bertrand, 1899 ; Haug, 1930). Les évaporites triasiques, et notamment celles du Keuper, ont permis le décollement de la couverture provençale au-dessus du socle hercynien ou de son tégument permien. Des niveaux de décollement secondaires ont été identifiés dans le Muschelkalk moyen et le Muschelkalk inférieur (Caron, 1967b).

Sur la feuille Aubagne-Marseille, le Trias moyen (Muschelkalk) et le Trias supérieur (Keuper, Rhétien) sont relativement bien représentés dans deux unités structurales : le massif de la Salette, près de Marseille, et la Bande triasique de l'Huveaune, décrits séparément dans le texte qui suit.

Le Muschelkalk et le Keuper, très tectonisés, se rencontrent également à la partie inférieure des séries normales chevauchantes de l'Étoile (Pichauris), d'Allauch (série normale) et de la Sainte-Baume (charnière de la chaîne).

Le massif de la Salette

$t_{3\text{-}4}$. **Muschelkalk**. La succession la plus complète peut être établie à partir de plusieurs coupes dans le secteur du cimetière des Vaudrans où l'on distingue 3 ensembles de bas en haut :

– ensemble 1 : cargneules roses et beiges en bancs métriques et dolomies fines, grises, en petits bancs (10 m) ;

– ensemble 2 : calcaires gris sombre à bioturbations nombreuses (« calcaires vermiculés ») entrecoupés de passées de marnes feuilletées et de calcaires bicolores à débris de lamellibranches et de brachiopodes (20 m) ;

– ensemble 3 : alternances de bancs de dolomies gris fumée finement litées avec des horizons de *mud-cracks* (10 m).

L'ensemble 1 affleure dans d'autres secteurs du massif de la Salette. Il est particulièrement développé aux Accates (Le Vallon) et à l'Ouest des Olives (Fondacle), où des dolomies grises et des blocs de cargneules chaotiques et très altérées constituent la partie inférieure (50 m) du Muschelkalk. L'ensemble 1 pourrait

être rapproché du Muschelkalk moyen, qui a été reconnu aussi dans d'autres régions provençales (Mennessier, 1959 ; Caron, 1965a).

L'ensemble 2 de « calcaires vermiculés » montre en certains endroits du massif (Les Trois Lucs, Les Romans) des niveaux de calcaires à entroques (Guieu, 1968). À l'Ouest des Romans, A. Bresson (1898) cite une riche faune (*Encrinus liliiformis, Terebratula vulgaris, Plagiostoma striatum,* etc.*)* dont on retrouve des éléments (*P. striatum*) dans le Muschelkalk des Accates. Par comparaison avec la région toulonnaise (Caron, 1965a), cette association faunique est en faveur d'un âge Muschelkalk supérieur.

Au Sud (butte 115, la Valentine), on observe, dans des calcaires se rapportant à l'ensemble 2, la présence d'un niveau très fossilifère à nodules de Nubéculaires, débris de brachiopodes, gastéropodes et lamellibranches, niveau qui, dans la Basse Provence occidentale, caractérise la base du Muschelkalk supérieur (Caron, 1965b).

L'ensemble 3 affleure aussi dans les secteurs de Fondacle, d'Enco de Pont et des Accates. Par comparaison avec la région toulonnaise (Caron, 1965a, 2011), ces niveaux pourraient être mis en équivalence avec les couches dolomitiques à caractère margino-littoral ou lagunaire qui assurent le passage au Keuper (mais qui, cartographiquement, ne peuvent être dissociées du Muschelkalk supérieur) et qui pourraient être considérées ici comme représentant la partie inférieure de la Lettenkohle (Philip, 2009).

Dans le massif de la Salette, les calcaires du Muschelkalk, souvent très karstifiés (grottes Monard aux Trois Lucs), constituent un important niveau aquifère. L'âge de cette karstification est difficile à déterminer, bien qu'elle soit vraisemblablement à rapporter en grande partie au Quaternaire. Une karstification précoce n'est toutefois pas à exclure, en raison des déformations tectoniques qui affectent certains remplissages de cavités (spéléothèmes) affectant les calcaires triasiques (Philip, 2009, 2017).

t5-6. **Keuper**. Relativement bien représenté dans le massif de la Salette, le Keuper détermine les dépressions topographiques, souvent couvertes de cultures ; mais, comme dans d'autres régions provençales, il est difficile d'en établir une succession détaillée, vu les intenses déformations qu'il a subies. Les auteurs ont attribué au Keuper un ensemble très chaotique, d'une dizaine à une soixantaine de mètres de puissance, formé de blocs de cargneules, de marnes et de calcaires noduleux gris ou jaunâtres, d'argilites rouges ou grises (« marnes irisées » *auct*.), dans lesquelles s'intercalent des lentilles de gypse. Les gypses du Keuper, ayant fait jadis l'objet d'exploitation par puits ou à ciel ouvert, affleurent notamment sous l'entablement de tuf quaternaire de Saint-Julien (Les Caillols, Sud de Fondacle) et au SE des Olives (La Tuilière), où ils peuvent occasionner par dissolution des entonnoirs d'effondrement (gours).

Dans le secteur des Vaudrans (Allée des Marronniers), on a découvert (Philip, 2009), surmontant les calcaires et dolomies du Muschelkalk supérieur, ou en contact faillé avec ces derniers, une série détritique qui montre (versant ouest de la colline 174), la succession suivante, de bas en haut :

1/ argilites sableuses verdâtres et pélites rouges avec intercalations de grès micacés (muscovite), de bancs de dolomie (20 m) et de microbrèches à éléments calcaires ;

2/ grès verdâtres à éléments volcano-détritiques (très nombreux grains d'augite titanifère) remaniés (25 m).

La coupe est ensuite interrompue, mais au Sud de la butte 181 (allée des Vaudrans), ont été mises au jour dans des fondations des marnes noires à intercalations de lentilles de gypse (environ 60 m) qui ont été recoupées en sondage aux Moulins Maurel (Corroy, 1963).

Au golf de la Salette (butte 182), on observe sensiblement la même succession qu'aux Vaudrans, mais d'épaisseur plus réduite (Philip, 2017). Surmontant le Muschelkalk supérieur on retrouve à la partie inférieure de la coupe les ensembles 1 et 2 épais ici de 23 m et présentant des intercalations de bancs de cargneules, de calcaires dolomitiques et de brèches calcaires. Au-dessus vient un banc de dolomie blanche vacuolaire (0,50 m) auquel succèdent des lits de gypse gris saccharoïdes en plaquettes et des microbrèches

(2 m), puis des dolomies de couleur lie de vin (3 m). Au-dessus se placent des cargneules très chaotiques avec lentilles de gypse (10 m).

Au cimetière des Accates, affleure l'ensemble 2, très tectonisé (env. 10 m), intercalé ici entre les dolomies litées du Muschelkalk supérieur (Lettenkohle inférieure) et les argiles et cargneules du Keuper.

En résumé, le massif de la Salette se singularise par la présence à la partie inférieure du Keuper d'une trilogie : pélitique, volcano-détritique et calcaréo-dolomitique. Cet ensemble, qui se place au-dessus des dolomies laminées (Lettenkohle inférieure) qui couronnent les calcaires du Muschelkalk supérieur, correspond, selon nous, au Keuper inférieur et peut être comparé aux faciès saumâtres qui caractérisent la partie supérieure de la Lettenkohle dans le domaine germanique (Duringer, 1987). On doit noter que les « grès » attribués au Trias inférieur par É. Haug (1930) et G. Corroy (1963) à l'Ouest des Vaudrans et dans le sondage des Moulins Maurel, se rapportent très vraisemblablement à cette série volcano-détritique.

Rappelons que des faciès volcano-détritiques ont été décrits dans le Muschelkalk moyen et supérieur de l'arc de Barjols (Caron, 1970) et de la région de Méounes, ainsi que dans le Permien de Carqueiranne (Caron, 1969a). Dans la région marseillaise, l'activité volcanique se manifeste donc jusqu'au Keuper inférieur.

t7. **Rhétien**. Le Rhétien, souvent réduit par la tectonique, montre toutefois certains affleurements assez bien développés dans la partie orientale du massif de la Salette (Monastère de la Salette, Pont de la Clue). Il se présente ici sous forme de calcaires microzonés de couleur noire, dans lesquels s'intercalent de petits lits d'argiles vertes ou de marnes grises feuilletées et des calcaires noduleux à *Rhaetavicula contorta*. L'épaisseur de cette série est d'une trentaine de mètres. Vers le sommet, se placent des dolomies sombres avec passées de calcaires blanchâtres très écrasés, azoïques (environ 20 m) qui représenteraient, selon G. Guieu (1968), soit le Rhétien supérieur, soit l'Hettangien de base.

La bande triasique de l'Huveaune

t3-4. **Muschelkalk**. Des cargneules roses ou jaune miel et des dolomies grises très tectonisées en petits bancs (30 à 40 cm), présentes au cœur de certains anticlinaux (ruisseau de Vède, butte 242 au Sud de Saint-Laurent), peuvent représenter le Muschelkalk inférieur à moyen.

Le Muschelkalk supérieur (environ 30 m) affleure plus largement et constitue la majeure partie des terrains rapportés à cet étage. Le faciès le mieux représenté est formé de calcaires gris sombre ou gris fumée, bioturbés (« vermiculations »), alternant avec des bancs de dolomies grises finement litées (la Roumiguière, les Sicardes, la Gastaude) ou des marnes feuilletées (Le Thouron, la Piguière). Des calcaires coquilliers et à entroques, épais d'une dizaine de mètres (ruisseau de Vède), ou des calcaires coquilliers et à oncolites (Bassan) s'intercalent dans cet ensemble. Au NE de Pont-de-l'Étoile ont été recueillis dans les calcaires du Muschelkalk (Haug, 1916) *Plagiostoma striatum* et *Coenothyris vulgaris*. Ces biofaciès et ces fossiles sont caractéristiques du Muschelkalk supérieur dans la région toulonnaise (Caron, 1965c). On peut rapporter à la Lettenkohle (partie inférieure) des calcaires dolomitiques noirs finement laminés et des dolomies à *mud-cracks* (l'ensemble épais d'une dizaine de mètres), surmontant les calcaires bioturbés du Muschelkalk supérieur, dont ils sont cartographiquement inséparables (la Gastaude, les Sicardes, ruisseau de Vède, la Roumiguière).

t5-6. **Keuper**. La partie inférieure du Keuper est constituée de cargneules roses ou verdâtres emballées dans des argilites bigarrées ou grises (Pont-de-l'Étoile, le Thouron, ruisseau de Vède, la Roumiguière) ; l'épaisseur, difficile à évaluer, peut atteindre une cinquantaine de mètres. À la partie supérieure, se placent des argiles bigarrées et des masses de gypse de couleur grise ou rouge qui ont fait jadis l'objet d'une intense exploitation dans la région de Roquevaire et de Pont de Joux où leur épaisseur (sans doute augmentée par la tectonique) peut être évaluée à une centaine de mètres. Sur la bordure SE de la Bande triasique de

l'Huveaune, le niveau de gypse, quoique constant, est moins épais et ne dépasse guère une vingtaine de mètres.

Le Keuper est vigoureusement plissé au contact avec les écailles tectoniques de l'allochtone (Pont-de-l'Étoile, Pont de Joux). Les observations faites dans les galeries d'exploitation du gypse (Arnaud *et al.*, 1990), montrent de nombreuses poches de dissolution remplies d'argilites rouges ou noires qui ont livré des fossiles remaniés du Crétacé supérieur. Selon ces auteurs, cette dissolution impliquerait des phénomènes de karstification précoces des gypses du Trias, vraisemblablement au cours du Crétacé supérieur et du Tertiaire.

Dans la région de Roquevaire, notamment, l'instabilité des terrains du Keuper se traduit par la formation d'importants entonnoirs d'effondrements (fontis) mettant en danger les habitations.

N.B. : Sur la 2e édition de la feuille Marseille-Aubagne (1969) a été individualisée une unité cartographique particulière désignée sous le nom de Trias remanié (noté tgR), constituée de formations superficielles pédologiques ou colluviales d'origines diverses et d'extension réduite, reposant sur le Keuper. Il s'agit le plus souvent d'argilites jaunes ou rouges renfermant parfois de gros blocs de calcaires ou de cargneules, provenant du démantèlement et du glissement des terrains argileux ou gypseux du Keuper (Nahon, 1968) ; sur la 2e édition, ont été également inclus dans cette formation, des sables et galets (colmatant les creux de la surface du Keuper), issus du remaniement des grès et poudingues du Rognacien qui recouvrent par endroits le Trias (La Douronne, La Gardy, Bassan, Pont de Joux, le Défens, La Roumiguière). Des travertins quaternaires qui forment des entablements au sommet des collines d'Encauron ont été aussi attribués à tort à ce Trias remanié. En raison de son hétérogénéité et de sa nature superficielle, qui l'apparente à une formation colluviale ou pédologique, cette unité tgR n'a pas été retenue dans la 3e édition.

t_7. Rhétien. Le Rhétien n'affleure qu'en rive droite du ruisseau de Vède où il est formé, à sa partie inférieure, par une alternance de bancs de calcaires dolomitiques beiges et de bancs marneux, et à sa partie supérieure par des calcaires noirs à Rhaetavicula contorta, formant lumachelles. Son épaisseur n'excède pas une cinquantaine de mètres.

Conclusion : discussion et comparaison avec le Trias des autres régions de Basse-Provence (tabl. 1) (J. Philip)

Buntsandstein

Le Grès bigarré a une répartition et des faciès relativement homogènes dans l'ensemble de la Basse-Provence, caractérisés par des sédiments détritiques fluviatiles (conglomérats, grès, psammites, argiles) déposés en milieu semi-aride (Durand, 2011). Dans certains secteurs (Port-Issol près de Sanary), le contact avec le Permien s'effectue par l'intermédiaire d'un poudingue à galets siliceux, parfois éolisés (*dreikanters*). Un âge Smithien (Olénékien inférieur) a été proposé pour le poudingue de Port-Issol et un âge Anisien inférieur pour les grès qui le surmontent (Durand, 2011). Le forage de Carpiagne semble avoir également montré l'existence d'un niveau de poudingues à la base du Trias inférieur, reposant sur le Permien.

Muschelkalk inférieur

Dans la région toulonnaise (Caron, 1967, 2011) comme en Basse-Provence orientale (Brocard et Philip, 1989a ; Brocard, 1991), où il affleure dans de bonnes conditions, le Muschelkalk inférieur se montre formé de deux ensembles. A la partie inférieure, un ensemble de cargneules, gypse, calcaires gréseux, argiles micacées reposant sur les grès du Buntsandstein et, à la partie supérieure, des calcaires gris fumée à laminations stromatolitiques et bioturbations, ostracodes et Nodosariidae.

Sur la feuille Aubagne-Marseille, les rapports stratigraphiques entre le Muschelkalk et le Trias inférieur sont fortement compliqués par la tectonique. Le forage de Carpiagne (voir ci-dessus), n'a pas recoupé de

Muschelkalk calcaire et a mis en évidence un contact sans doute anormal entre les terrains attribués au Keuper et un ensemble gréseux rapporté au Trias inférieur. Dans le massif de la Salette, nous avons montré que les terrains détritiques attribués au Trias inférieur par É. Haug (1930) et G. Corroy (1963) se rapportent en réalité aux intercalations volcano-détritiques mises en évidence en surface, que nous avons attribuées au Keuper inférieur. Ainsi, les rapports entre le Buntsandstein et le Muschelkalk ne sont observables nulle part et on est en droit de supposer un contact de décollement important (φ1 de J.-P. Caron, cf. *supra*) entre ces deux unités.

Nous n'avons pas reconnu de manière formelle les calcaires gris-fumée qui caractérisent en Basse-Provence la partie supérieure du Muschelkalk inférieur. Leur présence ne doit toutefois pas être totalement exclue dans l'axe de certaines unités triasiques antiformes de la bande triasique de l'Huveaune (ruisseau de Vède, la Piguière) ou de la Salette (Fondacle). Il conviendra toutefois de confirmer cette hypothèse par une étude sédimentologique et pétrographique détaillée qu'il n'était pas possible de réaliser dans le cadre du levé cartographique d'ensemble dont nous étions en charge.

Stratigraphie GTS 2012			Basse-Provence orientale	Basse-Provence occidentale	
				Région toulonnaise	Région marseillaise
Hettangien 201,3			*Dolomies stromatolitiques et marnes vertes*		
TRIAS	Rhétien 209,5		*Calcaires à Rhaetavicula contorta, bonebeds, dolomies et marnes vertes*		
	Keuper	S	*Marnes irisées, cargneules*	*Argiles rouges et gypses*	*Marnes irisées, cargneules et gypse*
		M	*Calcaire dolomitique, gypse*		*Marnes noires et dolomies*
		I	*Marnes à lignite*	*Marnes et argiles blanches*	*I.V.D.* *Pélites rouges*
	Muschelkalk	S	*Dolomies blanches, calcaire dolomitique, cargneules*		
			I.V.D.. *Calcaires et marnes à Coenothyris, encrines, nubéculaires, Ceratites etc.*		
		M	*I.V.D.* *I.V.D.* *Marnes, calcaires dolomitiques, cargneules, gypse*		
		I	*Calcaires gris fumée à laminations et bioturbations*		*? Dolomies grises en petits bancs*
			Marnes, argiles et gypses		*?*
	Buntsandstein 252,1		*Poudingues, grès grossiers micacés, grès argileux rouges*		
PERMIEN			*Pélites rouges*		

Tabl. 1 - Comparaison des séries triasiques en Basse-Provence. I.V.D. Intercalations volcano-détritiques (d'après J. Philip, inédit)

Muschelkalk moyen

La série qui caractérise cette subdivision stratigraphique, semble répartie d'une manière uniforme sur l'ensemble du domaine provençal et correspondre à un paléoenvironnement de lagunes évaporitiques. Les faciès les plus représentés sont formés de dolomies blanchâtres et cargneules, argiles vertes, marnes feuilletées à gypse, intercalations ligniteuses. Dans la région de Draguignan, rappelons que les couches du Muschelkalk moyen ont livré (Brocard et Philip, 1989a) une association palynologique (*Triadispora*,

Camerosporites secatus, Ovalipollis ovalis) définissant un âge Ladinien supérieur, proche du Carnien inférieur. Dans la région toulonnaise (Méounes, Tourves, Saint-Cyr-sur-mer) ont été signalées (Caron, 1970, 1974) des intercalations basaltiques (laves et sédiments volcano-détritiques) dans la partie sommitale de la série.
Les couches du Muschelkalk moyen constituent un niveau de décollement intra-Muschelkalk particulièrement important (φ2 de J.-P. Caron, cf. *supra*) et qui a eu pour effet de créer des étirements, voire des suppressions de termes lithologiques.

Comme nous l'avons indiqué plus haut, la série du Muschelkalk moyen semble bien représentée sur la feuille Aubagne-Marseille, avec des caractères sédimentologiques proches de ceux des autres régions provençales. Notons toutefois, qu'en raison de l'importante tectonique tangentielle ou diapirique qui affecte le Trias, il est parfois difficile, en l'absence de repères sédimentologiques ou paléontologiques sûrs, de distinguer cette série de celle du Keuper. En raison de cette incertitude stratigraphique, l'interprétation tectonique de certains secteurs de structure complexe (*e.g.* massif de la Salette) reste ouverte à d'autres études plus détaillées. On peut néanmoins raisonnablement retenir que les couches incompétentes du Muschelkalk moyen ont joué un rôle important dans la tectonique du Trias, constituant un niveau dysharmonique majeur entre les calcaires du Muschelkalk supérieur et ceux du Muschelkalk inférieur.

Muschelkalk supérieur

En Basse-Provence, le Muschelkalk supérieur se caractérise par des assises calcaires fossilifères dans lesquelles des biofaciès-repères ont été identifiés et décrits en détail dans la région toulonnaise (Caron, 1967b). Ces biofaciès s'apparentent à des associations d'organismes benthiques établies dans un contexte bathymétrique relativement peu profond de plate-forme carbonatée (Brocard, 1991). Les principaux biofaciès qui ont été décrits par J.-P. Caron sont représentés par des calcaires à brachiopodes et lamellibranches, calcaires à dasycladacées, calcaires à entroques et encrines, calcaires à nubéculaires, calcaires à solénoporacées. Ils alternent avec des calcaires oolithiques ou des calcaires marneux. Les calcaires à bioturbations (« calcaires vermiculés ») sont fréquents. Dans le Muschelkalk supérieur de la région de Draguignan ont été mis en évidence des bioconstructions à *Placunopsis ostracina* (Brocard et Philip, 1989b) connues par ailleurs dans le Muschelkalk du bassin germanique. Les associations palynologiques, les conodontes, les foraminifères et les ostracodes mis en évidence par C. Brocard (1991) dans le Muschelkalk supérieur de la Provence orientale (unité F de l'auteur) fixent à cette subdivision un âge Ladinien supérieur-Carnien inférieur, sans que la limite entre les deux étages ait pu être précisée au sein de la formation. Cependant, en se fondant sur la biostratigraphie des Ceratites, M. Urlichs (1997) attribue l'unité F de Brocard au Ladinien inférieur. Le Muschelkalk supérieur correspond à une séquence bathydécroissante qui se termine par des cargneules et des dolomies claires finement litées renfermant en certains points des concrétions siliceuses ou anhydritiques (Caron, 2011). Ces faciès ont été rapportés à la partie inférieure de la Lettenkohle du bassin germanique, assurant la transition au Keuper.

Le Muschelkalk supérieur de la feuille Aubagne-Marseille, bien que souvent très affecté par la tectonique, a pu être reconnu grâce à certains biofaciès repères (voir plus haut) rapprochés de ceux qui caractérisent le Muschelkalk supérieur de la région toulonnaise. Il faut toutefois préciser qu'en raison de la tectonique, les contacts entre le Muschelkalk supérieur et les formations qui l'encadrent en dessous (Muschelkalk moyen) ou au-dessus (Keuper) ont très rarement pu être observées.

Keuper

Par comparaison avec les autres régions provençales, le principal problème relatif au Keuper de la feuille Aubagne-Marseille concerne l'âge et la position stratigraphique accordés aux intercalations volcano-détritiques du massif de la Salette, où nous les avons découvertes et attribuées au Keuper inférieur.

Jusqu'alors, les manifestations volcaniques au sein du Trias n'étaient reconnues que dans le Muschelkalk moyen et supérieur (Caron, 1970, 1974). Certaines de ces manifestations se traduisent par la mise en place de laves basaltiques ayant fait l'objet de datations radiochronologiques par la méthode au potassium-argon.

Le pointement basaltique affectant le Muschelkalk supérieur de la région de Tourves a donné un âge de 224 ± 9 Ma (Caron, 1970) qui place l'échantillon analysé dans le Norien inférieur (équivalent du Keuper inférieur). Le dôme basaltique (« volcan de Rougiers ») inséré dans le Muschelkalk (supérieur ?) de la région éponyme, a donné un âge radiochronologique de 220 ± 7 Ma (Baubron *et al.*, 1982) ce qui situe cette lave dans le Norien (partie moyenne du Keuper). Si l'on prend en considération ces âges radiochronologiques, on constate que les manifestations volcaniques se sont produites en Provence jusque dans le Trias supérieur. Un tel âge, conféré aux sédiments volcano-détritiques de la Salette, n'a donc rien d'exceptionnel. On est même en droit de se demander si les attributions d'un âge Muschelkalk moyen ou supérieur aux émissions basaltiques de la région de Méounes ou de l'arc de Barjols ne doivent pas être reconsidérées à la lumière de ces datations.

Dans le massif de la Salette, un âge Muschelkalk supérieur des niveaux volcano-détritiques doit être écarté en raison de l'absence de tout passage latéral aux calcaires rapportés à cette subdivision stratigraphique. Quant à l'hypothèse d'un âge Muschelkalk moyen, elle se heurte au fait que les niveaux volcano-détritiques, conservés dans des plis synformes affectant le Trias de la Salette, reposent sur les calcaires du Muschelkalk supérieur ou les dolomies de la Lettenkohle, et sont recouverts par des argilites rouges et cargneules attribués par tous les auteurs au Keuper (Philip, 2017). La remise en cause de ce dispositif équivaudrait à admettre que l'ensemble du Trias du massif de la Salette soit une série renversée dont le cœur serait alors occupé par le Muschelkalk moyen et dont le flanc normal aurait entièrement disparu par érosion. Nos levés ne nous ont pas conduit à cette interprétation hyper-allochtoniste du massif.

Rhétien

Les étirements tectoniques qui affectent les argiles et les gypses du Keuper supérieur rendent quasiment impossible, dans le massif de la Salette ou la bande triasique de l'Huveaune, une analyse précise des rapports de cet étage avec le Rhétien, dont l'identification repose le plus souvent sur la mise en évidence de la lumachelle à *Rhaetavicula contorta*. Il convient toutefois de signaler qu'en d'autres secteurs de la feuille Aubagne-Marseille (Pichauris dans le massif de l'Étoile, ravin de St-Pons dans le massif de la Sainte-Baume), le Rhétien offre des coupes plus complètes (Guieu, 1968) qui mettent en évidence des faciès particuliers (*bonebeds* à dents de poissons et débris osseux, calcaires à coprolites de crustacés, argiles vertes, etc.) traduisant le caractère marin littoral, ou lagunaire, de cet étage.

Le Jurassique (M. Floquet, avec les données et tracés de J. Philip pour le Massif de la Lare et secteurs connexes et les tracés de R. Monteau pour le Massif de Carpiagne)

La cartographie de la série sédimentaire jurassique sur la carte Aubagne-Marseille à 1/50 000 est établie sur la base d'unités lithostratigraphiques (formations et membres) récemment reconnues ou nouvellement créées (fig. 8). Les contours géologiques de la 2e édition de la carte, basés sur des limites d'âges ont en conséquence été remplacés dans cette 3e édition par de nouveaux contours basés sur des changements d'unités lithologiques, elles-mêmes recalées dans l'échelle stratigraphique standard.

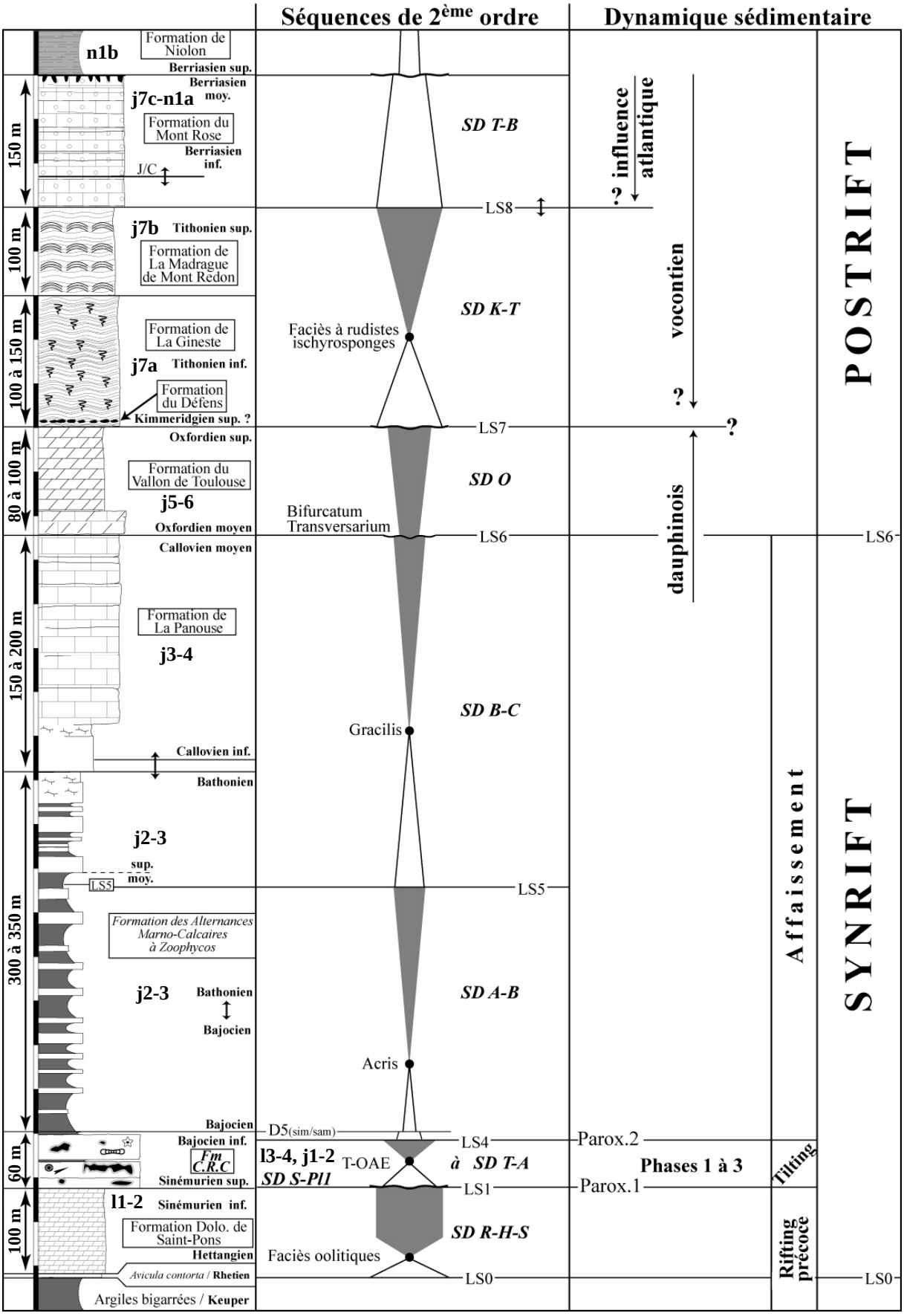

Séquences de 2ème ordre
Dynamique sédimentaire
n1b
Formation de Niolon
Berriasien sup.
150 m
j7c-n1a
Berriasien moy.
Formation du Mont Rose
Berriasien inf.
J/C
100 m
j7b
Tithonien sup.
Formation de La Madrague de Mont Redon
100 à 150 m
Formation de La Gineste
j7a
Tithonien inf.
Formation du Défens
Kimmeridgien sup. ?
80 à 100 m
Oxfordien sup.
Formation du Vallon de Toulouse
j5-6
Oxfordien moyen
150 à 200 m
Callovien moyen
Formation de La Panouse
j3-4
Callovien inf.
Bathonien
300 à 350 m
j2-3
sup.
moy.
LS5
Formation des Alternances Marno-Calcaires à Zoophycos
j2-3
Bathonien
Bajocien
Bajocien
60 m
Bajocien inf.
Fm C.R.C
Sinémurien sup.
100 m
l1-2
Sinémurien inf.
Formation Dolo. de Saint-Pons
Hettangien
Avicula contorta / Rhetien
Argiles bigarrées / Keuper
SD T-B
LS8
SD K-T
Faciès à rudistes ischyrosponges
LS7
SD O
Bifurcatum Transversarium
LS6
SD B-C
Gracilis
SD A-B
Acris
D5(sim/sam)
LS4
l3-4, j1-2
SD S-Pl1
T-OAE
à SD T-A
LS1
SD R-H-S
Faciès oolitiques
LS0
? influence atlantique
vocontien
?
?
dauphinois
Parox.2
Phases 1 à 3
Parox.1
Affaissement
Tilting
Rifting précoce
POSTRIFT
SYNRIFT
LS6
LS0

Fig. 8 - Lithostratigraphie schématique et synthétique de la série jurassique montrant les formations avec leurs attributions d'âges, cartographiées dans la 3e édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille, ainsi que les cycles ou séquences de dépôts majeurs et les phases principales de l'évolution géodynamique du Bassin Sud - Provençal au Jurassique (*d'après M. Floquet et al., 2007)*

Les isocèles en blanc représentent les hémicycles dits rétrogradants et/ou d'approfondissement et les isocèles en gris représentent les hémicycles dits progradants et/ou de diminution de profondeur. Les points centraux des cycles ou séquences indiquent les maxima d'approfondissement (sans valeur quantitative). Les traits ondulants correspondent à des discontinuités majeures, souvent dérivées d'érosion. LS - Limite de Séquence ; SD R-H-S - séquence de dépôts Rhétien - Hettangien (et Sinémurien inférieur ?) ; SD S-Pl1 - séquence de dépôts Sinémurien supérieur - Pliensbachien pro-parte ; SD Pl2 - séquence de dépôts Pliensbachien pro-parte (Carixien supérieur - Domérien) ; SD T-A - séquence de dépôts Toarcien - Aalénien pro-parte ; SD A-B - séquence de dépôts Aalénien pro-parte - Bathonien (moyen) ; SD B-C - séquence de dépôts Bathonien (supérieur) - Callovien (moyen) ; SD O - séquence de dépôts Oxfordien (moyen - supérieur) (à Kimméridgien pro-parte ?) ; SD K-T -séquence de dépôts - Tithonien et Kimméridgien pro-parte (?) ; SD T-B - séquence de dépôts Tithonien final - Berriasien ; sim/sam - surface d'inondation/d'approfondissement majeure.

$l_{1\text{-}2}$. **Dolomies de Saint-Pons (Hettangien - Sinémurien inférieur ?).** $l_{1\text{-}2}$ est ici nouvellement nommée « Dolomies de Saint Pons » d'après l'appellation « Formation Dolomitique de Saint-Pons » proposée par F. Marie (1999) qui en a fait une analyse faciologique et séquentielle détaillée dans la localité type du vallon de Saint-Pons. La route qui emprunte ce vallon et qui mène de Gémenos au col de l'Espigoulier dans la partie ocidentale du Massif de la Sainte-Baume, en donne en effet les meilleures coupes. $l_{1\text{-}2}$ correspond aux « Dolomies Hettangiennes » de G. Guieu (1968), C. Tempier (1972) et M. Arnaud et C. Monleau (1979), ainsi qu'aux terrains indicés l_2 de la 2e édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille (Guieu *et al*., 1969).

L'âge de $l_{1\text{-}2}$, Hettangien (l_1) à Sinémurien *pro parte* (*?*) (l_2), a été donné en fonction de l'âge des formations encadrantes et par corrélation avec l'âge des formations homologues dans d'autres régions, notamment dans le Seuil Caussenard à partir des travaux de cyclostratigraphie de P. Marza (1995) et de P. Marza *et al.* (1998) ; une datation précise n'étant pas possible du fait de l'absence de faune à valeur biostratigraphique.

La formation repose sur les calcaires dolomitiques, oolitiques à litages obliques et coquilliers à *Avicula contorta*, dents de poissons, os de vertébrés etc. attribués au Rhétien (t_7) (fig. 8). Son sommet est marqué partout par une surface perforée, encroûtée, ferruginisée (discontinuité sédimentaire majeure LS1 sur la fig. 8) que recouvre la Formation des Calcaires Roux à Chailles dont la base est datée du Carixien dans la localité type (voir ci-après).

$l_{1\text{-}2}$, dont l'épaisseur peut atteindre 100 m, est essentiellement constituée de faciès dolomitiques, soit dolosparitiques, soit dolomicritiques, en bancs compacts ou finement laminaires, entrecoupés de lits d'argilites de couleur vert foncé. Malgré la dolomitisation, les textures originales des faciès en bancs sont reconnaissables et comprennent : des *mudstones* (souvent à aspect « tigré » ou « léopard » ou marmorisé) ; des *wackestones* - *packstones* bioclastiques (dont des restes de gastropodes, lamellibranches et madréporaires reconnaissables), des *grainstones* oolitiques, plus ou moins transformées en dolomicrites à dolosparites. Les faciès laminaires correspondent à des laminites d'origine soit mécanique (rides de courant très aplaties), soit biologiques (stromatolites plans ou en dômes), parfois à *bird's eyes* ou à structures fenestrées, souvent à fentes de dessication. Existent aussi des dolomicrites à pseudomorphoses calcitiques de microcristaux lenticulaires de gypse (anciennes évaporites capillaires), des brèches calcaréodolomitiques. Les lits d'argilites livrent parfois des ostracodes à test lisse, ainsi que des quartz bipyramidés (0,4 mm de taille en moyenne).

Tous ces faciès ne sont pas distribués de façon aléatoire mais sont au contraire organisés en séquences de dépôts de 0,5 à 0,70 m d'épaisseur en moyenne (extrêmes de 0,15 m à 4,10 m d'épaisseur). L'analyse statistique (Marie, 1999) indique que les séquences les plus fréquentes comprennent la succession verticale de 3 faciès = argilites et/ou marnes dolomitiques (parfois avec brèches à la base) puis dolosparites à dolomicrites et/ou laminites d'origine mécanique, puis laminites cyanobactériennes (47 % des séquences),

ou de 2 faciès = argilites et/ou marnes dolomitiques, puis dolosparite à dolomicrite et/ou laminites cyanobactériennes (45 % des séquences).

En termes paléo-environnementaux, chacune de ces séquences de dépôts traduit le passage progressif de milieux de dépôts subtidaux de très faible profondeur (probablement d'ordre infra-métrique) à des milieux de dépôts inter- à supratidaux à lamines stromatolitiques et à émersions bien caractérisées, parfois de type sebkha côtière, sous climat vraisemblablement chaud et aride par analogie avec les environnements actuels. La température des eaux pelliculaires, dans lesquelles se sont mis en place ces types de faciès, devait être nettement supérieure à 25 °C, peut être autour de 30-35 °C en moyenne selon les données actuelles de la plate-forme du Golfe Persique, située à des latitudes de 24°-30°N, comparables à celles du Bassin Sud-Provençal au Jurassique inférieur.

Partout où $l_{1\text{-}2}$ affleure dans l'emprise de la carte, essentiellement dans le flanc sud du Massif de la Sainte-Baume, en base de l'Unité de Roqueforcade à l'Ouest et au Nord du Massif de la Sainte-Baume, au Nord du Massif de La Lare (unités des Lagets et de la Mouère), au Sud du col des Thermes dans le secteur de Pichauris, aux périphéries sud (La Salette, Ruissatel) et est (Lascours) du Massif d'Allauch, elle présente les mêmes faciès et agencement.

Ainsi, au Nord du Massif de la Lare (Unités des Lagets et de la Mouère ; *étude J. Philip*), $l_{1\text{-}2}$ est constituée d'une alternance de bancs de dolomies laminées stromatolitiques blanchâtres à débit parallélépipédique et d'argilites verdâtres. Son épaisseur (30 m environ) est le plus souvent fortement réduite par les étirements tectoniques (Le Pujol, Les Lagets).

$l_{3\text{-}4}$ - $j_{1\text{-}2}$. **Calcaires Roux à Chailles (Pliensbachien - Bajocien basal)**. La Formation des Calcaires Roux à Chailles, initialement définie par B. Sida (1998), M. Floquet *et al.* (2000) et Y. Garcin (2001, 2002), est compréhensive puisqu'elle réunit des terrains dont les âges vont du Pliensbachien au Bajocien basal. Elle a été utilisée ici à fin cartographique car c'est une véritable unité lithostratigraphique, c'est-à-dire à faciès homogènes et caractéristiques à travers tout l'emprise de la carte, à savoir des calcaires bioclastiques gris bleu en cassure fraîche et à patine rousse, à nombreux silex ou chailles souvent de couleur noire. Les bioclastes proviennent principalement de crinoïdes, bivalves (dont des *Gryphea cymbium* à la partie inférieure), échinides, brachiopodes (spiriférines, térébratules, rhynchonelles), ammonites, spongiaires, bélemnites etc. La patine rousse est due, en majeure partie, à l'oxydation de dolomite ankéritique.

Tracer des contours géologiques par étages (l_3 = Pliensbachien [Carixien + Domérien], l_4 = Toarcien, j_1 = Aalénien [base du Dogger], j_2 *p.p.* = Bajocien basal, zone à Discites) est beaucoup plus délicat et dépend des découvertes aléatoires de faune caractéristique (ammonites, brachiopodes). Les attributions d'âge ont été établies par C. Tempier (1972), M. Arnaud et C. Monleau (1979) puis précisées par B. Sida (1998), M. Floquet *et al.* (2000), Y. Garcin (2001, 2002) et surtout par P. Léonide (2007), P. Léonide *et al.* (2007, 2012) et M. Floquet *et al*. (2012). La formation n'inclut pas de terrain d'âge sinémurien dans toute l'emprise de la carte, alors que la présence de strates d'âge sinémurien supérieur est documentée dans la coupe du barrage de Bimont près d'Aix-en-Provence et de La Cride près de Sanary-sur-Mer (Léonide, 2007). Une partie de cet étage pourrait être représentée dans la Formation des Dolomies de Saint-Pons (cf. *supra*) et aussi correspondre à une lacune sédimentaire marquée par la surface ferruginisée, perforée etc. au toit de ces Dolomies (LS1 sur fig. 8). Le sommet des Calcaires Roux à Chailles est marqué par une surface durcie (discontinuité sédimentaire majeure D5 sur fig. 8) que recouvre la Formation des Alternances Marno-calcaires à *Zoophycos.*

Cette formation correspond aux terrains indicés $l_{4\text{-}5}$ et l_6 de la 2^e édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille (Guieu *et al*. 1969).

Les Calcaires Roux à Chailles affleurent essentiellement dans le flanc sud du Massif de la Sainte-Baume (de Riboux jusqu'à proximité de Cuges-les-Pins), en partie inférieure de l'Unité de Roqueforcade, à l'Ouest

et au Nord du Massif de la Sainte-Baume (les meilleures coupes étant à nouveau données par les tranchées de la route du col de l'Espigoulier), dans le secteur de Pichauris et au Nord de Lascours.

Épaisse d'une quinzaine de mètres au moins (secteur de Pichauris) à une soixantaine de mètres au plus (partie ouest du Massif de la Sainte-Baume), la formation est subdivisée en 3 membres : un Membre Calcaire Inférieur, un Membre Calcaréo-Marneux Médian et un Membre Calcaire à Spongiaires Supérieur, limité chacun par une discontinuité sédimentaire (Sida, 1998 ; Floquet *et al.* 2000 ; Garcin, 2001, 2002 ; Léonide, 2007, Léonide *et al.* 2007).

Le Membre Calcaire Inférieur, qui correspond pratiquement à l'étage Pliensbachien, est composé de calcaires bioclastiques fins à silex ou chailles et d'alternances calcaires bioclastiques-calcaires argileux dans sa partie inférieure (Carixien), puis de calcaires oo-bioclastiques grossiers dans sa partie supérieure (Domérien). Son sommet est marqué par une surface durcie ferruginisée, avec troncature, correspondant à la limite Domérien-Toarcien (Léonide *et al*., 2012).
Le Membre Calcaréo-Marneux Médian comprend des calcaires argileux bioclastiques dans sa partie inférieure, d'âge toarcien inférieur et moyen, et des calcaires fins bioclastiques à chailles dans sa partie supérieure, d'âge toarcien supérieur à aalénien *p.p*. Son sommet est marqué par une surface durcie ferruginisée ou par une surface dérivée d'érosion ou par un horizon de condensation, daté de l'Aalénien, au passage entre les zones à Murchisonae et Concavum (coupe de Saint-Pons ; Léonide, 2007).

Le Membre Calcaire à Spongiaires Supérieur comprend des calcaires bioclastiques fins à chailles noires et des calcaires à spongiaires parfois agencés en monticules micritiques ou *mud-mounds* à *stromatactis* (Saint-Pons, Peusque Merle au SW de Riboux ; Sida, 1998 ; Floquet *et al*., 2000, 2012 ; Léonide, 2007). Son âge est surtout aalénien supérieur (zone à Concavum) et bajocien basal à son sommet (zone à Discites). La surface durcie qui le couronne (D5, fig. 8) est datée du Bajocien basal (au passage entre les zones à Discites et à Laeviuscula).

Au Nord du Massif de la Lare (Unité de La Mouère ; *étude J. Philip*), l_{3-4} **(**Pliensbachien-Toarcien**)** est formé de calcaires bioclastiques roux à bélemnites, lamellibranches, brachiopodes, crinoïdes. Dans la boutonnière anticlinale de la Mouère (Jausserand), des calcaires à *Gryphaea* cf. *cymbium*, reposant sur les dolomies l_{1-2} représentent vraisemblablement le Carixien (P. Léonide, *com. pers.*). L'épaisseur totale de l_{3-4} ne semble pas excéder une vingtaine de mètres, mais dans certains secteurs (Les Lagets, Le Pujol), cette formation peut totalement disparaître sous l'effet des étirements tectoniques.

En termes paléo-environnementaux, les associations biologiques (de type « *Heterozoan* ») correspondent à des milieux de dépôt subtidaux, d'étagement infra-à circalittoral (Léonide, 2007).

j_{2-3}. **Alternances Marno-Calcaires à Zoophycos (Bajocien inférieur - Bathonien supérieur)**. La Formation des Alternances Marno-Calcaires à *Zoophycos* définie par B. Sida (1998) dans la partie occidentale du Massif de la Sainte-Baume, décrite par J. Hennuy et R. Vallon (1998) dans le flanc nord de l'anticlinal faillé de Vaufrèges, au cœur du Massif de Carpiagne, correspond aux « Calcaires à *Cancellophycus* » de G. Guieu (1968), C. Tempier (1972) et M. Arnaud et C. Monleau (1979). Elle correspond aussi aux terrains indicés j_{1-2} de la 2^{e} édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille (Guieu *et al*., 1969).

Les principaux affleurements de cette formation sont ceux du flanc sud du Massif de la Sainte-Baume (notamment au NE de Cuges-les-Pins), au sein de l'Unité de Roqueforcade à l'Ouest et au Nord du Massif de la Sainte-Baume jusque vers La Taurelle (les meilleures coupes étant encore une fois livrées par les tranchées de la route de part et d'autre du col de l'Espigoulier), à l'Ouest du Massif de La Lare (crête du Beau Rouge), au cœur du Massif de la Lare et au Nord de ce même massif (Unités des Lagets et de La Mouère), au Nord de Lascours et à l'Ouest du secteur du col des Thermes (montée au Mont Julien), ainsi qu'à l'extrême NW de la carte dans le Massif de La Nerthe (anciennes carrières). Son épaisseur totale est

estimée être d'environ 300 mètres dans le Massif de la Sainte-Baume (Floquet *et al.*, 2007) (jusqu'à 450 mètres pour C. Tempier, 1972 et M. Arnaud et C. Monleau, 1979).

Dans le Massif de la Sainte-Baume, en particulier dans l'Unité de Roqueforcade, cette formation est divisée en 2 membres : un Membre Inférieur Marneux, Calcaréo-Argileux et Calcaire et un Membre Supérieur Calcaréo-Argileux et Calcaire (Dalmasso et Vincendon, 1999 ; Pichon et Veyssière, 2000). Le Membre Inférieur affleure à la faveur des tranchées de la route de montée S-N au col de l'Espigoulier. Le Membre Supérieur affleure de manière presque continue, dans les arrachements naturels en dessous des « Collines Blanches ». La base de la formation est marquée par un lit d'argilite noire épais de 15 cm recouvrant directement la surface de discontinuité D5 (fig. 8), très riche en rostres de bélemnites et ammonites dont *Sonninia sowerbyi* et *Witchellia* sp. (Sida, 1998 ; Floquet *et al*. 2000 ; Léonide, 2007 ; « Couches à *Witchellia* » de Guieu *et al.* 1969, p. 14), datant la zone à Laeviuscula du Bajocien inférieur.

Puis, la partie inférieure du membre inférieur est à dominante d'alternances marno-calcaires, riches en *Zoophycos* et en ammonites *Stephanoceras humphriesianum*, en bancs et interbancs bien individualisés, tandis que sa partie supérieure présente de moins en moins d'interbancs marneux ou calcaréo-argileux et plus de bancs calcaires massifs à débit rendu noduleux par météorisation. Le membre supérieur est constitué d'une succession irrégulière d'unités à dominante de calcaires argileux à débit noduleux et d'unités à dominante de calcaires bien stratifiés.

Les faciès calcaires sont presque exclusivement des micrites à très fins bioclastes de sorte que la texture est de type *micropackstone*. Ces bioclastes sont essentiellement des prodissoconques de lamellibranches (« filaments » des auteurs), auxquels s'ajoutent des débris d'échinodermes (plaques et radioles d'échinides, articles de crinoïdes), de foraminifères benthiques (miliolidés et lenticulines), d'ostracodes, de radiolaires, de plus rares foraminifères planctoniques protoglobigérines et spicules de spongiaires siliceux etc.

Les faciès marneux ou calcaréo-argileux, toujours en passage très graduel aux faciès calcaires, sont de même nature, mais très fortement compactés, d'où un aspect faussement laminé ou feuilleté. Tous les faciès sont très riches en microcristaux framboïdes de pyrite.

La macrofaune récoltée est essentiellement composée de céphalopodes (ammonites et bélemnites) auxquels s'ajoutent, peu fréquents, des lamellibranches ostréidés et pectinidés, et des gastéropodes. Les ammonites sont nombreuses, mais leur état de conservation est assez médiocre, surtout sous forme de fragments de moules internes et beaucoup ne peuvent être déterminées qu'au niveau de la famille ou de la sous-famille. Les traces fossiles, surtout représentées par l'ichnofaciès *Zoophycos*, sont nombreuses mais à distribution verticale très variable.

Les récoltes d'ammonites, que ce soit dans le cœur anticlinal du Massif de Carpiagne, dans le versant nord du vallon de Vaufrèges (Hennuy et Vallon, 1998), ou dans le Massif de la Sainte-Baume (Sida, 1998 ; Floquet *et al.*, 2000 ; Dalmasso et Vincendon, 1999 ; Pichon et Veyssière, 2000) (figurations de taxons caractéristiques *in* M. Floquet *et al*., 2007), ont mis en évidence la presque totalité des zones d'ammonites du Bajocien et du Bathonien (à partir du Bathonien inférieur-moyen dans le vallon de Vaufrèges) et même certaines sous-zones : zones à *Discites*, *Laeviuscula*, *Propinquans* et *Humphriesianum* (sous-zones à *Humphriesianum* et *Blagdeni*) pour le Bajocien inférieur ; zones à *Niortense* (sous-zone à *Baculata*), *Garantiana* et *Parkinsoni* (sous-zones à *Acris*, *Densicosta* et *Bomfordi*) pour le Bajocien supérieur ; zones à *Zigzag* (sous-zones à *Convergens* et *Macrescens*) pour le Bathonien inférieur; zone à *Retrocostatum* (sous-zone à *Hannoveranus*) pour le Bathonien supérieur. Une datation assez fine de la formation a donc été obtenue récemment par rapport aux données issues des travaux antérieurs.

Au cœur du Massif de La Lare (étude J. Philip), seule la partie supérieure de la formation (j_3, Bathonien supérieur), épaisse d'une quinzaine de mètres, affleure dans la charnière anticlinale (Guieu, 1968 ; Tempier, 1972). Sur des calcaires argileux à *Zoophycos*, se placent des calcaires à oncolites et débris d'ophiures, des

biomicrites fossilifères (polypiers, *Rhynchonella decorata*, bryozoaires, lamellibranches, foraminifères), des calcaires rougeâtres à *Pholadomya*, et des marno-calcaires en plaquettes, légèrement micacés.

Au N du Massif de la Lare (Unités des Lagets et de La Mouère ; *étude J. Philip*), j_2 (Bajocien) et j_3 (Bathonien), cartographiquement inséparables, sont représentés par des marno-calcaires à *Zoophycos* et ammonites, épais d'une cinquantaine de mètres (Jausserand), mais parfois très étirés et réduits à une dizaine de mètres par la tectonique (Les Lagets, Menpenti). À Pujol, *Perisphinctidae* et *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* (détermination D. Marchand) caractérisent la dernière zone du Bajocien.

En termes paléo-environnementaux, faciès et faunes indiquent des milieux de dépôt marins francs, ouverts sur le large, à hydrodynamisme faible, sans doute sous la limite d'action des vagues de tempêtes (« large inférieur ») dans l'étage bathyal. Le fait que *prodissoconques* et autres débris soient souvent lités suggère l'existence de faibles courants de fonds.

j_{3-4}. **Calcaires de La Panouse (Bathonien final - Callovien inférieur à moyen)**. La localité type de la Formation des Calcaires de La Panouse, ou Formation de La Panouse telle que définie par J. Hennuy et R. Vallon (1998), est celle des crêtes calcaires qui ourlent le vallon de La Panouse, à l'Est de Marseille, dans le cœur anticlinal, redoublé par faille, du Massif de Carpiagne (au N du vallon de Vaufrèges). De même, partout dans le domaine représenté par la carte, cette formation j_{3-4} se repère aisément car elle correspond à un changement lithologique avec développement de calcaires francs qui déterminent une falaise de couleur blanche au-dessus du talus herbeux ou rocailleux développé sur la Formation des Alternances Marno-Calcaires à *Zoophycos*. j_{3-4} correspond au terrain indicé j_3 (ainsi qu'à ceux indicés j_5 et j_{7-8}/j_{7-8D}, de façon partiellement erronée, voir ci-après) de la 2e édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille (Guieu *et al*. 1969).

La formation est épaisse de 100 à 200 m. Elle se développe en transition au-dessus de j_{2-3}, par disparition rapide de toute fraction argileuse. Elle se termine par une surface ferruginisée (voir ci-après j_{5-6}). Elle peut être subdivisée en 3 membres : un Membre Inférieur Calcaire Stratifié, un Membre Médian Calcaire Massif (analysés en détail par A. Pichon et A. Veyssière, 2000, dans la falaise des Collines Blanches au sommet du versant ouest du vallon de Saint-Pons dans le Massif de la Sainte-Baume, équivalente aux Barres Saint-Martin) et un Membre Supérieur Calcaréo-Dolomitique Massif (bien exposé dans les versants nord des vallons de Vaufrèges et de La Panouse, Hennuy et Vallon, 1998).

Les faciès du membre inférieur sont semblables à ceux de la formation sous-jacente j_{2-3} : micritiques finement bioclastiques, de textures *micropackstones*, les débris étant de même origine. Dans la coupe des Collines Blanches, ce membre livre des lits finement coquilliers dont des restes de brachiopodes et un banc mince à laminations en petits mamelons associés à quelques silex et silicifications. Il y est agencé en deux séquences stratocroissantes que sépare un gros banc repère, bien individualisé en morphologie. La macrofaune est très éparse, limitée à de rares ammonites et lamellibranches fouisseurs.

Les faciès du membre médian sont encore plus fins, micritiques très homogènes, en bancs massifs dont l'épaisseur peut dépasser 1 m, avec les mêmes bioclastes que dans les faciès du membre inférieur, mais nettement plus rares et très affinés.

Les faciès du membre supérieur sont de même type, en bancs massifs épais, mais pouvant être affectés par de la dolomitisation, soit en suivant les bancs, soit de manière invasive. Les faciès résultants sont des dolomicrosparites à dolosparites compactes, de patine jaune-rosée pâle.

Les récoltes d'ammonites (Hennuy et Vallon, 1998 ; Pichon et Veyssière, 2000 ; figurations de taxons *in* M. Floquet *et al.*, 2007) assurent l'âge callovien inférieur et moyen de l'essentiel de la formation, sa base étant toutefois encore d'âge bathonien final (fig. 8). Le membre inférieur livre notamment *Macrocephalites* cf. *macrocephalus*, *M.* cf. *gracilis*, *Macrocephalites* sp. (riche gisement dans les crêtes de Vaufrèges et La Panouse ; présence aussi dans la montée au Mont Julien à l'Est de la Chaîne de l'Étoile). La partie inférieure

du membre médian fournit *Choffatia* sp., *Choffatia* cf. *raricostata*, Perisphinctidae, Reineckeidae (dont une forme d'âge callovien inférieur ou moyen). La partie supérieure du même membre a fourni (au-dessus de la Muraille de Chine au N de Vaufrèges) une forme mal préservée assimilable à *Erymnoceras* (cf. *coronatum* ?) qui daterait le Callovien moyen. Le membre supérieur n'a livré aucune ammonite ou autre faune à valeur biostratigraphique. Et en aucune place de cette formation n'a été trouvée de faune d'âge oxfordien ou kimméridgien.

Dans le Massif de La Lare (*étude J. Philip*), a été placée dans cette formation j_{3-4}, une succession, épaisse d'environ 120 m, de bancs calcaires mudstones beiges à la cassure, dans lesquels s'intercalent parfois des faciès à débris de crinoïdes. Cette succession avait été attribuée au Kimméridgien par G. Guieu (1968), âge repris dans la 2e édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille (Guieu *et al.*, 1969), mais l'absence de fossiles à valeur stratigraphique rend cette datation aléatoire. Comme elle occupe la même position stratigraphique que la Formation de la Panouse et présente avec celle-ci une analogie de faciès, elle peut lui être corrélée.

Des calcaires mudstones beiges (très fracturés) surmontés de calcaires à lits riches en débris de crinoïdes constituant l'ossature du plateau de la Mouère (*étude J. Philip*), sont de même rattachés à la formation j_{3-4} callovienne.

En termes paléo-environnementaux, faciès et faunes indiquent un milieu de dépôt marin franc, ouvert sur le large, à hydrodynamisme généralement faible. Toutefois, les petites structures laminaires en mamelons et les lits coquilliers dans le membre inférieur indiqueraient que les fonds pouvaient se trouver près de - ou dans la zone d'action des vagues de tempêtes. Les dépôts très fins du membre médian correspondraient à un milieu à hydrodynamisme très faible, et probablement relativement plus profond.

j_{5-6}. **Dolomies du Vallon de Toulouse (Oxfordien moyen à supérieur - Kimméridgien pars ?)**. La localité type de la Formation des Dolomies du Vallon de Toulouse ou Formation du Vallon de Toulouse, est la carrière ouverte dans le vallon éponyme à l'Est de Marseille (à la sortie est du quartier de Saint-Tronc), en bordure ouest du Massif de Carpiagne. Là, la formation peut être étudiée à l'état non altéré, mais elle n'est pas visible dans sa totalité car coupée par un réseau de failles structurant le passage du massif mésozoïque de Carpiagne au fossé oligocène de Marseille. À proximité, la formation affleure très largement au-dessus de la « Muraille de Chine » (versant nord du vallon de Vaufrèges) en montant vers le Mont-Saint-Cyr. Épaisse de 60 à 100 m (80 m en moyenne), elle est constituée dans sa totalité de dolomies massives, dont l'altération donne des reliefs ruiniformes ou des sables à rhomboèdres de dolomite (dolomies pulvérulentes), à patine de couleur grise à nuances jaunâtres à orangées pâles. Partout dans l'emprise de la carte, ces dolomies ont ces aspects typiques dans le paysage : elles ne peuvent être confondues avec les formations dolomitiques surincombantes qui sont stratiformes et à patine nettement plus claire (voir ci-après). Partout, aussi bien dans le Massif de la Sainte-Baume, l'Unité chevauchante de Roqueforcade *sensu lato*, le Massif de La Lare, le Massif de Carpiagne, la Chaîne de l'Étoile, la partie orientale de la Chaîne de la Nerthe, cette formation présente les mêmes caractères.

La Formation du Vallon de Toulouse repose sur une surface ferruginisée au toit des calcaires micritiques en gros bancs, parfois recristallisés en dolomicrosparite/dolosparite compacte, de la Formation de La Panouse j_{3-4} (discontinuité sédimentaire majeure LS6 sur fig. 8). Sur cette surface, les premiers faciès sont des calcaires bioclastiques fins, à grains de glauconie, souvent dolomitisés, qui ont livré des ammonites dans le Massif de Marseilleveyre (Arnaud *et al.*, 1974) et dans le Massif de Carpiagne, dont *Dichotomoceras* cf. *stenocycloides* (Hennuy et Vallon, 1998), qui donnent à la base de la formation un âge oxfordien moyen final (Floquet *et al.*, 2007, avec figuration du taxon caractéristique). Ainsi, dans toute l'emprise de la carte, n'existe aucune donnée biostratigraphique certifiant de la présence de terrains d'âge callovien supérieur, oxfordien inférieur et moyen (pour sa majeure partie).

Au-dessus, l'ensemble de la formation est très homogène, constituée de dolomies saccharoïdes ou dolosparites. Des limites de strates et des litages obliques sont visibles. Faciologiquement, des fantômes

d'ooïdes et de bioclastes (lamellibranches et gastéropodes d'après la forme des vides moldiques) sont reconnaissables. Ainsi, les textures initiales devaient être *packstones* à *grainstones* avec oolites, ce qui est confirmé par les analyses pétrographiques détaillées de A. Gallois (2010) et F. Gisquet (2012).

Le sommet de la formation est mieux stratifié et montre des bancs d'épaisseur décimétrique de dolomicrites à laminations et structures fenestrées. Puis, généralement au-dessus d'une nette surface de banc (LS7 sur fig. 8) se développent les dolomies stratiformes et laminaires de j7a (voir ci-après).

Excepté les ammonites à leur base, les Dolomies du Vallon de Toulouse ne livrent aucune faune permettant une datation supplémentaire. Dans la coupe de bord de mer du Défens, à l'Ouest de Port d'Alon, les 5 à 6 derniers mètres de cette formation ne sont pas, ou que peu, dolomitisés. Ils renferment des foraminifères benthiques (Dalmasso, 2001 ; Floquet *et al*., 2007) dont *Kurnubia* sp. (gr. *palastiniensis ;* de répartition stratigraphique de l'Oxfordien supérieur au Tithonien inférieur) et des formes mal conservées assimilables à des *Alveosepta* (gr. *jaccardi*) (?) (de répartition stratigraphique de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien). *In fine*, la Formation du Vallon de Toulouse est probablement d'âge surtout oxfordien supérieur (oxfordien moyen terminal à sa base) et peut être en partie d'âge kimméridgien (sans plus de précision).

Cette formation correspondrait aux « dolomies kimméridgiennes » de G. Guieu (1968) ainsi qu'aux terrains indicés j9a (« Portlandien (Tithonique), partie inférieure ») de la 2e édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille (Guieu *et al*., 1969, p. 14).

En termes paléo-environnementaux, après une discontinuité sédimentaire majeure, avec lacune apparente de terrains d'âge callovien supérieur à oxfordien moyen (discontinuité connue à l'échelle ouest-européenne en domaines de plates-formes) (LS6 sur fig. 8), une transgression marine à la fin de l'Oxfordien moyen aurait conduit à l'installation d'un système de plate-forme carbonatée faite de *shoals* oo-bioclastiques et dont les dépôts constituaient à l'origine l'essentiel de la Formation du Vallon de Toulouse (Floquet *et al*., 2007 ; Gisquet, 2012). À la fin de l'Oxfordien ou/et au cours du Kimméridgien (?), la plate-forme carbonatée aurait émergé et subi une importante phase de dissolution, avec acquisition de porosité (Gisquet, 2012). Par diagenèse différée, toujours suivant l'analyse détaillée, notamment géochimique, et l'interprétation de F. Gisquet (2012), au Tithonien inférieur probablement, la formation aurait été complètement dolomitisée par reflux de saumures enrichies en magnésium. Celles-ci auraient été issues des environnements sédimento-diagénétiques de sebkha inter-supratidale mis en place lors de la transgression marine pelliculaire correspondant à la genèse de la Formation de La Gineste (voir ci-après).

j7a-b. **Tithonien (a : inférieur - b : supérieur). Dolomies et stromatolites**. Cet ensemble cartographique regroupe deux entités qui seront décrites séparément :

– les Calcaires et Dolomies de La Gineste (Tithonien inférieur) ;

– les Dolomies et Stromatolites de La Madrague de Mont Redon (Tithonien supérieur).

j7a. **Calcaires et Dolomies de La Gineste (Tithonien inférieur)**. La localité type de la Formation des Calcaires et Dolomies de La Gineste, ou Formation de La Gineste selon la définition originelle de H. Dalmasso (2001), est la coupe de la route D559, montant du Sud de Marseille jusqu'au col de La Gineste. Là, dolomitisée, fracturée et karstifiée à sa base, elle repose directement sur une surface de banc nette (discontinuité sédimentaire LS7 sur fig. 8) qui couronne les Dolomies du Vallon de Toulouse.

Épaisse ici d'environ 135 m, elle est agencée en un empilement de séquences de dépôts décrites par H. Dalmasso (2001) puis analysées en détail par F. Travassac (2003). Ces séquences montrent une succession verticale de calcaires bioclastiques, de texture *packstone* dominante, très bioturbés (bioturbations ramifiées caractéristiques de type *Callianassa*, à remplissage souvent dolomitisé et à patine sombre typique), de dolosparites à fantômes de bioclastes (vides moldiques) et à litages obliques (*packstones-grainstones* à l'origine), et de dolomicrites laminaires à patine blanche ou gris clair

(laminations stromatolitiques planes ou faiblement ondulées, « dolomicrites tigrées »). Les calcaires bioclastiques sont riches en *Favreina*, considérés comme étant des coprolites de crustacés, donc peut être en relation avec les bioturbations de type *Callianassa*.

Ainsi agencée, avec une épaisseur comprise entre 120 et 150 m, la Formation de La Gineste apparaît dans le paysage, sur l'ensemble de l'emprise de la carte, régulièrement stratiforme et de couleur à dominante claire, en contraste marqué avec les dolomies massives ruiniformes et à patine plus sombre de la formation sous-jacente du Vallon de Toulouse. La distinction de ces différentes unités dolomitiques, ainsi que des corps dolomitiques localement liés aux failles, a été établie, des points de vues géométrique et génétique, par F. Gisquet *et al*. (2013) dans la Chaîne de l'Étoile.

La base de la formation, juste en recouvrement des Dolomies du Vallon de Toulouse, est souvent marquée, comme dans divers affleurements des massifs de la Sainte-Baume et de La Lare, par des lits de brèches à cailloux noirs qui sont un équivalent latéral de la Formation du Défens (localité type à l'Ouest de Port d'Alon) marquant le début de la transgression marine à l'origine du dépôt de la Formation de La Gineste (Dalmasso, 2001 ; Dalmasso et Floquet, 2002 ; Floquet *et al*., 2007 ; Gisquet, 2012). Au-dessus, la formation comprend généralement un Membre Calcaire Inférieur où dominent les *packstones* bioclastiques à bioturbations puis un Membre Dolomitique Supérieur où dominent les dolosparites et surtout les dolomicrites laminaires.

Les faciès calcaires bioclastiques et bioturbés livrent aussi des rudistes (les premiers connus en Provence), et des chondrodontes, chaetétidés branchus, nérinées (*Eunerinea hoheneggeri)*, algues vertes dasycladales (dont *Clypeina sulcata* et *Campbelliela* cf. *striata*) etc. (Travassac, 2003). Ces organismes permettent d'attribuer à la formation un âge tithonien, probablement inférieur (Dalmasso, 2001). Cette attribution d'âge est aussi soutenue par la microfaune de la Formation du Défens qui, au-dessus de la surface LS7 dans sa localité vers Port d'Alon, comprend *Parurgonina caelinensi*s d'âge kimméridgien sommital à tithonien inférieur (Dalmasso, 2001 ; Floquet *et al*., 2007). Ainsi, la surface de discontinuité LS7 semble bien être liée à une lacune temporelle, probablement d'une partie du Kimméridgien (?).

Cette formation correspond à une part des terrains indicés j9b (« Portlandien » (sens Haug)) de la 2e édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille (Guieu *et al*., 1969, p. 13).

En termes paléo-environnementaux, une séquence type de la Formation de La Gineste caractérise, dans un cadre général de plate-forme carbonatée, une évolution depuis des milieux subtidaux calmes, de mer franche mais de profondeur faible (métrique), à biodiversité normale dont des crustacés fouisseurs, vers des milieux inter- à supratidaux, généralement colonisés par des voiles cyano-bactériens, mais pouvant être mis sous conditions évaporatoires (notamment vers les secteurs orientaux de la plate-forme) (Dalmasso, 2001 ; Gisquet, 2012).

j7b. **Dolomies et Stromatolites de La Madrague de Mont Redon (Tithonien supérieur)**. La localité type de la Formation des Dolomies et Stromatolites de La Madrague de Mont Redon, ou Formation de La Madrague de Mont Redon selon la définition originelle de H. Dalmasso (2001) est la coupe de bord de mer, au Nord du Mont Rose, à l'Ouest de la chapelle de la Madrague de Mont Redon, au Sud de Marseille.

La base de cette formation n'est ici pas visible, mais les affleurements que donne cette coupe sont de loin les meilleurs parmi tous ceux observables dans l'emprise de la carte. En effet, très souvent, cette formation plutôt délitable est recouverte de végétation, rase ou arbustive, ou plus fortement dolomitisée (comme par exemple dans le flanc nord du Massif de Carpiagne) et moins bien caractérisable.

Dans cette localité type, la partie supérieure de la Formation de la Madrague de Montredon, épaisse d'environ 60 m, est formée de l'empilement d'une trentaine de séquences de dépôts élémentaires, chacune épaisse en moyenne de 1 à 3 m. Ces séquences ont été décrites en détail par H. Dalmasso (2001), analysées

d'un point de vue génétique par H. Dalmasso et M. Floquet (2001), étudiées en pétrographie et géochimie par F. Gisquet (2012). Une séquence type est faite de la succession de : 1) *grainstones* à *rudstones* litho-bioclastiques à litages obliques plans (parfois brèche polygénique à éléments hétérométriques) ; 2) dolosparite à dolomicrosparite issue de la dolomitisation de *grainstones* originels à péloïdes, petits foraminifères benthiques micritisés, *Favreina* etc., à litages plans ou obliques, à rides de courant, à pseudomorphoses silicifiées (rarement calcitiques) d'anhydrite nodulaire ; 3) *bindstone* à laminations stromatolitiques planes ou ondulantes ou en dômes et à pseudomorphoses calcitiques de gypse de taille millimétrique, le plus souvent monocliniques et parfois en fer de lance. Les surfaces avec fentes de dessication sont fréquentes.

Lorsque la formation est entièrement reconnaissable, son épaisseur moyenne est d'environ 100 m (coupe de la partie haute de la montée du col de La Gineste) et les faciès de sa partie inférieure sont les mêmes que ceux de la localité type. La formation apparaît en parfaite transition au-dessus de la Formation de la Gineste, par disparition des faciès calcaires ou calcaréo-dolomitiques bioturbés à *Callianassa*, par le développement des faciès stromatolitiques en lamines ondulantes, voire en dômes, par une dolomitisation accentuée et par la présence des diverses pseudomorphoses d'évaporites. La formation passe de même en parfaite transition à la Formation du Mont Rose (voir ci-après j$_{7c}$-n$_{1a}$) par disparition progressive de la dolomitisation au profit du développement des faciès calcaires *grainstones*, bioclastiques, oolitiques etc.

Les Dolomies et Stromatolites de La Madrague de Mont Redon se développent au plus largement dans le Massif de Carpiagne, dans son flanc sud (secteurs de Luminy-La Gineste) comme dans son flanc nord, dans le Massif de la Sainte-Baume (série normale et série inverse), dans la retombée ouest vers Gémenos et Pont-de-l'Étoile de l'Unité de Roqueforcade *sensu lato*, dans les flancs sud et nord du Massif anticlinal de La Lare (voir ci-après), dans la Chaîne de l'Étoile (Gisquet, 2012 ; Gisquet *et al*., 2013).

Cette formation correspond à une part des terrains indicés j$_{9b}$ (« Portlandien » (sens Haug)) de la 2^{e} édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille (Guieu *et al*., 1969, p. 13).

En termes paléo-environnementaux, une séquence type de la Formation de La Madrague de Mont Redon, dans un cadre général de plate-forme carbonatée sous tranche d'eau pelliculaire (profondeurs souvent inférieures au mètre), exprime le passage de milieux intertidaux sous l'action des marées à des milieux intertidaux supérieurs à supratidaux de sebkha côtière, où les conditions étaient propices à la dolomitisation précoce et à la cristallisation de sulfates de calcium (gypse et anhydrite) (Dalmasso, 2001 ; Dalmasso et Floquet, 2001 ; Gisquet, 2012). Les nombreux minéraux évaporitiques d'origine capillaire, les bréchifications par effondrement après dissolution partielle des évaporites, les fentes de dessication etc. témoignent de tels milieux de dépôts et processus diagénétiques.

j$_{7c}$-n$_{1a}$. **Calcaires du Mont Rose (Tithonien terminal à Berriasien moyen)**. La localité type de la Formation des Calcaires du Mont Rose ou Formation du Mont Rose, telle que décrite en détail par H. Dalmasso (2001), est la coupe de bord de mer en contrebas à l'Ouest du Mont Rose, au Sud de Marseille, entre le boulevard du Mont Rose et la calanque de Samena. Les caractères majeurs de cette formation sont donnés dans la partie « Crétacé inférieur » de cette notice (J.-P. Masse), mais ils sont déjà cités ici car la partie basale de la formation demeure rattachée au Jurassique (Tithonien terminal, j$_{7c}$).

Les Calcaires du Mont Rose apparaissent en transition parfaite au-dessus des Dolomies et Stromatolites de La Madrague de Mont Redon, par disparation progressive de la dolomitisation et des évaporites éogénétiques, des stromatolites *sensu stricto* (remplacés par des structures laminaires fenestrées), et par développement des faciès oo-bioclastiques et augmentation de la biodiversité (accentués aussi du fait de la non dolomitisation et donc d'une meilleure préservation par la sédimentation carbonatée), avec notamment rudistes, gastropodes, algues vertes et rouges, foraminifères benthiques etc. Tous ces faciès sont, comme dans la formation précédente, organisés en séquences de dépôts élémentaires indicatives d'évolutions entre des milieux subtidaux très peu profonds et des milieux inter-supratidaux (nombreuses évidences

d'émersion), mais demeurant ouverts sur le domaine marin normal (Dalmasso, 2001 ; Dalmasso et Floquet, 2001).

La formation présente les mêmes caractères dans l'ensemble du domaine représenté sur la carte, mais elle peut être localement presque entièrement dolomitisée, notamment dans les secteurs faillés, avec chevauchements majeurs (comme, par exemple dans le flanc nord du Massif anticlinal de Carpiagne).

La limite Jurassique/Crétacé se situerait (à 5-10 m près) à une vingtaine de mètres au-dessus du passage entre les formations de La Madrague de Mont Redon et du Mont Rose (fig. 8), où apparaît *Selliporella neocomiensis* (Radoïcic), dasycladale considérée comme étant plutôt d'âge crétacé basal.

j_{7a}-j_{7b} - j_{7c}-n_{1a}. **(Tithonien *s.l.* et Berriasien inférieur - moyen)**. Dans le Massif de La Lare (*étude J. Philip*), les formations j_{7a}, j_{7b} et j_{7c}, qui représentent l'essentiel de l'étage Tithonien, ont une épaisseur maximale d'environ 300 m dans les flancs sud et sud-ouest (Encanaux) du massif, alors que leur épaisseur est d'environ 100 m seulement dans le flanc nord. Cette réduction d'épaisseur est attribuable aux érosions du Crétacé moyen (liées à la genèse du Bombement Durancien). La surface d'érosion correspondante est en effet cachetée par les dépôts transgressifs du Turonien supérieur ou Coniacien inférieur qui recouvrent les terrains du Tithonien final-Berriasien (j_{7c}-n_{1a}) au Sud du massif, et ceux du Tithonien inférieur (j_{7a}) au Nord. L'érosion atteint son maximum dans l'Unité des Lagets.

La partie inférieure de cet ensemble, épaisse d'environ 80 m, est faite d'une alternance de bancs de dolomies et de calcaires *grainstones*, puis de bancs calcaires à laminations stromatolitiques avec intercalations de bancs de brèches à « galets mous » et de bancs de dolomicrites à rides de courant. Sur le flanc nord du Massif de La Lare, cette partie forme une barre en relief dans la topographie qui, dans la 2^{e} édition de la feuille a été confondue avec le Tithonien supérieur. C. Tempier (1972) y a cité des foraminifères (*Cristellaria* sp., *Globochaetes* sp., *Quinqueloculina* sp., *Pseudocyclammina* sp.) et des débris de dasycladales. Dans certains secteurs (Chambeyron, Altisurface), cette partie admet à sa base une dizaine de mètres de calcaires *rudstones* riches en nérinées, rudistes, stromatopores, chaetétidés etc. et calcaires à bioturbations de type *Callianassa* qui les rattacheraient à la Formation de la Gineste j_{7a} (M. Floquet, communication écrite), d'âge tithonien inférieur probable.

La partie supérieure de cet ensemble, épaisse d'environ 150 m, est constituée d'alternances de bancs de dolomicrites et de *mudstones* passant au sommet à des dolosparites et à des dolomicrites à laminations stromatolitiques etc. qui permettent de la rattacher à la Formation de la Madrague de Mont Redon j_{7b}, d'âge tithonien supérieur probable (Dalmasso, 2001).

Dans le flanc sud du Massif de la Lare (Les Encanaux, Vallon des Enfers, Pas de Peyruis), des calcaires bioclastiques épais d'environ 60 m, forment une barre bien marquée dans la topographie. Cette barre peut être divisée en un Membre Inférieur formé de *grainstones* à oolites et de dolomicrites à laminations stromatolitiques et un Membre Supérieur de *packstones-grainstones* à dasycladales (*Clypeina*) et foraminifères benthiques. Litho- et biofaciès rattachent cette barre à la Formation du Mont Rose j_{7c}-n_{1a}, d'âge tithonien terminal et berriasien inférieur-moyen (Dalmasso, 2001). Cette barre est absente dans le flanc nord du massif, très probablement en raison des érosions médiocrétacées.

Dans les Unités des Lagets et de La Mouère (*étude J. Philip*), un ensemble épais d'environ 80 m formant les hauteurs de l'Ubac du Mourre au NE de la carte, est constitué d'une alternance de bancs de calcaires *grainstones* et de dolomies, auxquels succèdent (cote 540) des calcaires blancs *grainstones* - *rudstones* riches en rudistes, nérinées, stromatopores etc. Cet ensemble est attribuable aux formations j_{7}, d'âge tithonien *sensu lato*.

Au ruisseau de Vède, une barre de calcaires blancs *grainstones*, à peloïdes abondants, *Favreina* sp. et à débris de *Clypeina sulcata*, apparaît typique de la Formation de la Gineste (j_{7a}, Tithonien inférieur probable ; M. Floquet, communication écrite). En rive gauche du ruisseau de Vède, cette barre se termine

par des calcaires à *Clypeina sulcata*, *C.* gr. *solkani-parasolkani* (détermination J.-P. Masse) qui dateraient plutôt le sommet du Tithonien (j_{7c} ?).

Dans le secteur de Menpenti et des Étiennes, une barre calcaire et dolomitique, épaisse d'environ 50 m, très tectonisée et affectée de cisaillements, a été attribuée à un ensemble Callovien-Tithonien ($j_{4\text{-}7}$) indifférencié. La partie inférieure de cette barre est formée de calcaires beiges *mudstones* qui rappellent les faciès du Callovien du Massif de La Lare. À la partie moyenne, se placent des dolomies grises et des calcaires dolomitiques d'âge indéterminé (Oxfordien et Tithonien ?). À la partie supérieure, affleurent des calcaires *grainstones* qui pourraient appartenir au Tithonien terminal à Berriasien inférieur-moyen (j_{7c}-n_{1a}).

Quoiqu'en en partie réduits par écaillage tectonique, la série d'âge jurassique supérieur de l'Unité des Lagets est donc considérablement moins épaisse (d'un facteur 10) que dans le Massif de La Lare voisin. Aussi, une condensation stratigraphique doit être prise en compte pour expliquer une si brutale réduction d'épaisseur entre ces deux secteurs contigus.

Le Crétacé inférieur (J.-P. Masse, M. Fenerci-Masse)

Du Berriasien à l'Aptien on distingue 8 subdivisions lithostratigraphiques, depuis la Formation du Mont Rose jusqu'à l'Urgonien 2 (fig. 9).

n_{1a}. **Formation du Mont-Rose (Berriasien inférieur et moyen)**. Il s'agit d'un ensemble calcaire (environ 100 m) constitué de biocalcarénites peloïdales, à oncolites, généralement en gros bancs, et intercalées de petits bancs de biomicrites à structures fenestrées ou bioturbées. La macrofaune comprend des rudistes Requieniidae, bien représentés à la base, en particulier dans la localité éponyme de la formation, où ils sont associés à des algues solénopores, notamment *Solenopora melobesoïdes* décrite par Pfender dont le Mont-Rose constitue la localité type. Les dépôts sont dominés par les faciès subtidaux. La limite Jurassique-Crétacé a été placée à l'apparition de l'algue dasycladale *Selliporella neocomiensis* située à la partie inférieure de la formation, autrefois intégrée au Calcaire Blanc inférieur de G. Denizot (1935) et attribuée au Portlandien. Le contenu micropaléontologique comprend : *Salpingoporella annulata*, *Clypeina solkani* et *Holosporella sarda*. La persistance de *Clypeina sulcata* jusqu'au milieu de la formation montre que son âge est berriasien inférieur à moyen, son sommet pourrait peut être appartenir au Berriasien supérieur comme en témoigne la présence locale de *Pseudotextulariella* ? *courtionensis*, le changement lithologique et paléontologique majeur se situe néanmoins à la base de la formation superposée.

n_{1b}. **Formation de Niolon (Berriasien supérieur - Valanginien basal)**. Cet ensemble calcaréo-marneux s'identifie à la Formation des « Marnes vertes infracrétacées » de L. Collot (1889), reprise par G. Denizot (1935), anciennement attribuée au Valanginien inférieur et non distinguée cartographiquement sur l'ancienne édition de la carte car rattachée au Valanginien. Il est constitué d'une alternance de calcaires micritiques et de marnes ou de calcaires argileux de couleur verdâtre, d'origine essentiellement marine, mais comportant à la partie inférieure, des niveaux d'eau douce, à charophytes, associés à des surfaces d'émersion (micro-karst) précoce. Dès la base se manifestent *Falsolikanella campanensis*, *Rajkaella iailensis*, *Zergabriella embergeri*, *Clypeina isabellae*, tandis que persistent la plupart des dasycladales du Berriasien inférieur et moyen sous-jacent.

Dans le Massif d'Allauch, on distingue trois membres : un membre inférieur à alternances marno-calcaires bien réglées ; un membre moyen calcaire dont la base contient *Leviathania* (pro *Natica*) *leviathan*, (ces deux unités lithostratigraphiques qui ont tendance à perdre leur individualité au Sud de Marseille, contiennent, outre les algues signalées dès la base, *Feurtillia frequens*, *Danubiella gracillima*, et au sommet *Pfenderina neocomiensis*, ce qui permet de les dater du Berriasien supérieur) ; un membre supérieur marno-calcaire contenant *Montsalevia salevensis* qui indique son appartenance au Valanginien inférieur, et également les premiers représentants de formes qui vont persister dans la formation superposée, *Macroporella* ? *praturloni*, *Pseudocymopolia jurassica* et *Linoporella aff.gigantea*.

n2a. **Formation de l'Escalette (Valanginien inférieur)**. Cet ensemble calcaire s'identifie au « Calcaire blanc supérieur » de G. Denizot (1935). Dans sa région type de l'extrémité ouest du Massif de Marseilleveyre où son épaisseur est d'environ 50 m, il comprend 4 unités lithologiques superposées : *grainstones* grossiers à figures de tempêtes, riches en gastéropodes ; *packstones – grainstones* à nérinées ; *grainstones* à coraux et stromatopores ; *grainstones* et *packstones* à coraux, nérinées et rudistes.

La succession des faciès, de type plate-forme, traduit une ouverture croissante des milieux de dépôts vers le haut. La macrofaune comprend les stromatopores *Astroporina valanginiensis*, *Steinerella mesocola*, *Milleporidium kabardinense*, les bivalves représentés par *Trichites sp*. et par des rudistes: *Valletia*, *Matheronia* et *Monopleura*. L'assemblage micropaléontologique, caractéristique du Valanginien inférieur, est constitué de dasycladales: *Macroporella* ? *praturloni*, *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella katzeri*, *Pseudocymopolia jurassica*, *Falsolikanella campanensis*, *Rajkaella iailensis*, *Clypeina solkani*, associées aux foraminifères *Montsalevia salevensis*, *Pfenderina neocomiensis*, *Andersenolina cherchiae*, *Andersenolina alpina*, *Andersenolina elongata*, et au sommet de la formation *Valdanchella miliani*.

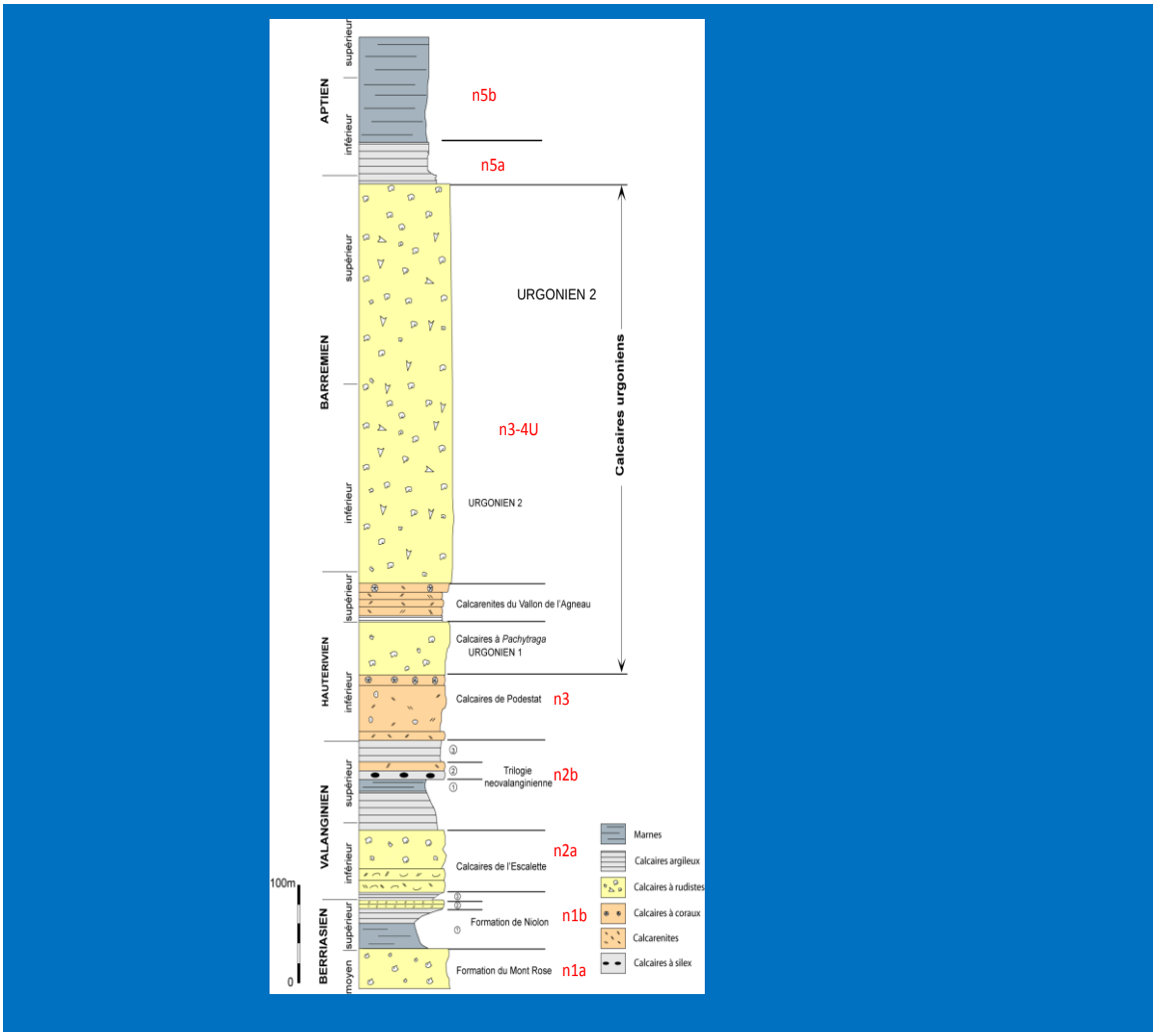


Fig. 9 - Log lithostratigraphique du Crétacé inférieur (d'après J.-P. Masse et M. Fenerci-Masse, 2011)

Dans le Massif de Puget, la série est assez semblable à celle de la terminaison ouest de Marseilleveyre mais plus épaisse (60 m) et avec rudistes présents à plusieurs niveaux.

Dans le Massif d'Allauch, la série est également assez épaisse (90 m) et comprend une unité inférieure de type plate-forme, aux faciès comparables à ceux des massifs de Marseilleveyre et de Puget, avec le même contenu fossilifère, et une unité supérieure finement bioclastique traduisant des milieux plus profonds.

Dans toute la région concernée par la carte, la Formation de l'Escalette se termine par une surface de discontinuité sédimentaire, perforée et ferrugineuse (*hard-ground*), portant localement des indices d'émersion précoce.

n2b. **La trilogie néo-valanginienne (Valanginien supérieur)**. Cet ensemble autrefois désigné comme « trilogie hauterivienne », et cartographié comme une seule entité « hauterivienne » sur l'ancienne édition de la carte, comprend classiquement : la « marne inférieure », le « calcaire à silex » et la « marne supérieure » au sens de G. Denizot (1935). Ces trois divisions sont présentes sur toute la feuille de Marseille-Aubagne mais montrent des variations faciologiques et des épaisseurs variables.

La division inférieure (membre), calcaréo-argileuse, contient de nombreux bivalves dont *Aetostreon couloni* et *Panopea gurgitis*, associés à des *Toxaster*. Elle a livré à sa base, dans le Massif de Puget, *Karakaschiceras pronecostatum* et *Dicostella allavensis* qui datent la base du Valanginien supérieur, tandis que dans le Massif d'Allauch on trouve *Karakaschiceras biassalense* et *Neohoploceras schardti* qui indiquent le sommet du Valanginien inférieur. Ce diachronisme relatif de la base montre que la lacune sédimentaire potentiellement associée au hard-ground du sommet de la Formation de l'Escalette est plus importante au Sud qu'à l'Est de Marseille. Le sommet comporte un niveau de marnes grises fossilifères, à bivalves, échinides et térébratules (les marnes des Queyrons), très constant dans le Massif des Calanques et qui se poursuit jusqu'au Massif d'Allauch.

La division moyenne (membre), calcaire, dont l'épaisseur varie de 15 à 30 m selon les secteurs, est caractérisée par la présence de silex localisés à la partie inférieure, la partie supérieure étant dominée par des calcarénites. Elle présente d'importantes variations latérales de faciès : dominée par les calcarénites avec niveaux à coraux (*Stylosmilia*) dans le Massif des Calanques et dans la Sainte-Baume, elle passe au Nord et à l'Est à des calcaires noduleux localement riches en spongiaires (*Peronidella*), notamment à Allauch. L'assemblage micropaléontologique comprend les algues *Dissocladella hauteriviana, Suppiluliumaella* gr. *verae-fustiformis*, et les foraminifères *Meandrospira favrei, Trocholina molesta* et *Vercorsella camposaurii*. Ces couches sont les équivalents marseillais de la « Grande Lumachelle » du Verdon, attribuée à la zone à *Neocomites peregrinus*. Elles sont coiffées par un *hard-ground*.

La division supérieure (membre) est constituée de calcaires argileux, noduleux, riches en échinides, bivalves, bryozoaires, spongiaires et serpulidés, et a livré ponctuellement (Massif d'Allauch, Mont-Puget) des ammonites qui datent le Valanginien terminal. Son épaisseur de l'ordre de 10 à 15 m au Sud, augmente notablement au Nord et à l'Est de Marseille où elle devient plus nettement marneuse et peut atteindre 20 à 30 m.

n3-4. **Formation des « Calcaires Urgoniens » au sens large**. Cette formation de près de 500 m d'épaisseur, qui figurait sur l'ancienne édition de la carte sous l'appellation en question et qui était globalement attribuée au Barrémien, est rapportée, sur des bases paléontologiques, à la fois à cet étage et à l'Hauterivien. Deux entités principales ont été distinguées dans le Massif des Calanques : les Calcaires de Podestat avec l'indice n3 et les « Calcaires Urgoniens » avec l'indice n3-4U ; ailleurs (Sainte-Baume, Étoile) l'appellation n3-4U désigne l'ensemble de l'Hauterivien et du Barrémien à faciès de plate-forme. Les subdivisions reconnues au sein de cet ensemble et décrites ci-après, n'ont pas été indivualisées cartographiquement.

n3. **Membre des Calcaires de Podestat (Hauterivien inférieur basal)**. Cet ensemble s'identifie à « l'infra-urgonien » de G. Denizot (1935) et était rattaché à « l'Urgonien » dans l'ancienne édition de la carte. Il a une épaisseur de 40 à 60 m dans le Massif des Calanques et une centaine de mètres dans le Massif d'Allauch. Dans le Massif de la Nerthe (carte voisine de Martigues) on y a trouvé *Olcostephanus* gr. *sayni*

Kilian qui date la partie inférieure de l'Hauterivien inférieur (zones à *Acanthodiscus radiatus* et *Crioceratites loryi*).

Au Sud de Marseille la formation comprend des calcarénites à intercalations noduleuses et des niveaux à coraux et/ou stromatopores, bien exprimés, en particulier, sur le flanc sud du Massif de Marseilleveyre (Calanque de la Mounine). La macrofaune de stromatopores est constituée de *Steineria tabulata, Burgundia massiliensis* et *Actinostromaria orthogonalis*, les coraux étant représentés par *Mesomorpha ornata* et *Dimorpharaea catalaunica*. L'assemblage micropaléontologique comprend *Dissocladella hauteriviana, Suppiluliumaella tuberifera, Cylindroporella massiliana, Trocholina molesta* et *Meandrospira favrei*, très semblable à celui du Valanginien supérieur.

Dans les secteurs tectoniquement perturbés ou à fort couvert végétal, cette formation n'a pas pu être distinguée cartographiquement et a été intégrée aux « calcaires urgoniens » (n3-4U) qui dans ce cas incluent la totalité de l'Hauterivien et le Barrémien.

n3-4U. **Membre des Calcaires Urgoniens**. Ils sont constitués de 3 entités lithostratigraphiques superposées qui diffèrent par leur faciès ou leur contenu micro- et macropaléontologique.

a) Le Calcaire à *Pachytraga, Hauterivien inférieur*

Il s'agit de calcaires à rudistes dont l'épaisseur varie de 60 à 80 m, rattachés sur l'ancienne édition de la carte aux « calcaires urgoniens » du Barrémien auxquels ils s'apparentent faciologiquement, mais qui s'en distinguent par leur position stratigraphique et leur faune. La forme index est *Pachytraga tubiconcha* (rudiste Caprinidae) accompagnée de divers Requieniidae (*Lovetchenia*) et Monopleuridae. L'âge de la formation est basé sur la macrofaune et les corrélations avec les séries à ammonites des Chaînons de La Nerthe et de La Fare-Lançon. L'association micropaléontologique marque un certain renouvellement par rapport aux couches sous-jacentes, avec notamment l'apparition de *Vercorsella laurentii, Trocholina odukpaniensis, Praereticulinella cuvillieri* et *Falsolikanella danilovae*.

Le Calcaire à *Pachytraga* est localement dolomitisé (Mont Puget, Massif du Douard, Massif d'Allauch), au même titre que les couches qui le surmontent, d'où la difficulté de le distinguer. Son identification est également très délicate dans les secteurs tectoniquement perturbés ou à fort couvert végétal.

b) Les Calcarénites du Vallon de l'Agneau, *Hauterivien supérieur basal*

Cette unité stratigraphique (40 à 50 m) n'est bien identifiée que dans sa région type, dans la partie ouest du Massif de Marseilleveyre, et dans le Massif du Douard. Ailleurs elle est difficile à distinguer et/ou passe à des dolomies. Elle est séparée des Calcaires à *Pachytraga* sous-jacents par une discontinuité régionale que l'on peut suivre plus au Nord (feuille Martigues), et qui supporte des calcaires noduleux à silex (La Nerthe) ou des marno-calcaires à *Toxaster amplus* (Chaînon de La Fare-Lançon) qui ont livré à leur base *Subsaynella sayni*, ammonite index de la base de l'Hauterivien supérieur. La formation est caractérisée par l'apparition d'algues dasycladales qui vont persister jusqu'au Barrémien inférieur voire plus haut : ce sont *Salpingoporella genevensis, Piriferella paucicalcarea* et *Pseudoactinoporella fragilis*, qui sont associées aux premiers représentants de *Praedictyorbitolina*. Des couches coralliennes s'intercalent localement dans les calcarénites.

c) Les Calcaires à Réquienidés du Massif des Calanques, *Hauterivien supérieur- Barrémien p.p.*

Ils constituent la masse urgonienne principale (300 m environ) qui arme les reliefs sommitaux du Massif des Calanques, la haute chaîne de la Sainte-Baume, le Plateau de la Mure et une partie du Massif de Notre-Dame-de-la-Garde. La faune de rudistes permet de distinguer une partie basale (50 à 60 m) attribuée à l'Hauterivien supérieur, caractérisée par l'apparition du genre *Agriopleura*, associé à *Lovetchenia* (Marseilleveyre) et à *Praedictyorbitolina*. Des horizons ou bancs dolomitiques sont présents dans ces couches. L'association barrémienne comprend : *Requienia ammonia, Toucasia carinata, Agriopleura*

marticensis, Agriopleura blumenbachi et divers représentants des genres *Monopleura* et *Matheronia,* faune que l'on trouve dans la « Pierre de Cassis ».

Dans le Massif des Calanques (Cassis) on trouve, à la base du Barrémien supérieur, un niveau repère à *Requienia migliorinii*. La succession lithologique comprend des bancs à rudistes, généralement d'épaisseur métrique, intercalés de niveaux micritiques décimétriques, souvent à structures inter- ou supratidales, ou des *grainstones* à structures de plages. Deux associations micropaléontologiques distinctes permettent de séparer deux ensembles représentant en gros le Barrémien inférieur et le Barrémien supérieur *pro parte*. La première comprend *Palaeodictyoconus cuvillieri, Urgonina alpillensis, Paracoskinolina* ? *jourdanensis, Valserina bronnimanni, Cribellopsis thieuloyi, Salpingoporella genevensis, Piriferella paucicalcarea, Salpingoporella muehlbergii* et *Salpingoporella melitae*. La deuxième voit la disparition des Orbitolinidae indiqués ci-dessus et du couple *S. genevensis - P. paucicalcarea* tandis que s'épanouissent *Palaeodictyoconus actinostoma, Falsurgonina pileola, Cribellopsis neoelongata* et *Paracoskinolina maynci*. Notons que *Agriopleura* disparaît au milieu du Barrémien supérieur, au sommet de couches désignées comme « séquence de Mussuguet » débutant et se terminant par des surfaces émersives d'extension régionale.

Le sommet de la formation urgonienne est constitué d'une dizaine de mètres de calcaires en petits bancs, associant des faciès oolitiques, stromatolitiques et à coprolites avec un niveau repère régional à *Favreina* et *Pethrocoprolitus*. Cet intervalle est marqué par l'apparition de *Carpathocodium* sp., *Hensonella urladanasi, Salpingoporella hispanica* et *Falsolikanella nerae*.

La série se termine par une séquence de quelques mètres d'épaisseur, à brachiopodes, petits bivalves, serpules et gastéropodes qui fait la transition aux « Calcaires et Marnes de La Bédoule » superposés, attribués à la zone à *Imerites giraudi.*

n5a. **Formation des Calcaires et Marnes de La Bédoule (Barrémien terminal - Aptien inférieur)**. La Bédoule et le secteur de la gare de Cassis constituent la localité « stratotypique historique du sous-étage Bédoulien », division inférieure de l'Aptien qui est ici remarquablement dilaté (par comparaison avec les séries classiques d'Italie par exemple) et riche en ammonites. Ces couches ont fait l'objet d'études macro- et micropaléontologiques détaillées complétées par des mesures isotopiques et géochimiques, toutes ces données conférant au site historique une valeur documentaire exceptionnelle.

La formation comprend deux ensembles lithologiques principaux, qui n'ont pas été distingués sur la carte (fig. 10). L'ensemble inférieur calcaire contient à sa base des ammonites appartenant aux genres *Pseudocrioceras* et *Martelites,* qui identifient les sous-zones à *Martelites sarasini* et *Pseudocrioceras waageni* du Barrémien terminal. La présence au Cap Croisette de *Anglesites puzosianum*, au toit des « calcaires de transition » sous-jacents, montre que la disparition des faciès urgoniens coïnciderait avec la base de la zone à *Imerites giraudi*, en correspondance avec les « couches à hétérocères » mentionnées par G. Denizot (1935). Les couches barrémiennes sont caractérisées par deux horizons de *black-shales* qui ont une répartition régionale. Le Bédoulien débute avec l'apparition des premiers *Deshayesites*, en particulier *Deshayesites* gr. *tuarkyricus* et *D. oglanlensis* qui identifient la première zone d'ammonites, la deuxième étant la zone à *Deshayesites weissi*. Le toit des calcaires, localement à silex, est marqué par une discontinuité sédimentaire importante qui signe la limite Bédoulien inférieur - Bédoulien supérieur. L'ensemble supérieur est dominé par des marnes. Sa partie inférieure est attribuée à la zone à *Deshayesites deshayesi,* avec trois sous-zones, l'inférieure ne comportant que la forme index de zone, la moyenne avec *Roloboceras* ? *hambrovi,* et la supérieure avec *Deshayesites grandis*. C'est dans la sous-zone moyenne que l'on a enregistré la manifestation isotopique, géochimique et micropaléontologique de l'événement océanique anoxique global OAE 1a, habituellement (exemple le « niveau Goguel » du Bassin Vocontien) marqué par des *black-shales*, qui font défaut en Basse-Provence. La phase anoxique serait consécutive à un phénomène de dissociation d'hydrates de méthane. Elle est souvent représentée par un hiatus sédimentaire (Monts de Vaucluse) qui n'a cependant pas été reconnu sur la feuille Aubagne-Marseille. *Dufrenoya furcata* est l'ammonite index du sommet du Bédoulien, elle est associée à *Tropeum bowerbanki*. L'apparition de

Globigerinelloides blowi suivie par celle de *Schakoina cabri* s'effectuent dans le Bédoulien supérieur que ces formes contribuent à caractériser. La limite Bédoulien-Gargasien est définie par la disparition des représentants de la famille des Deshayesitidae et celle d'un certain nombre de foraminifères benthiques, à savoir *Dorothia praeoxycona*, *Lenticulina gr. nodosa*, *Astacolus crepidularis* et *Globorotalites bartensteini* ; la plupart des formes planctoniques apparues au cours du Bédoulien se poursuivant au Gargasien inférieur qui enregistre cependant un renouvellement remarquable de ces faunes.

La succession stratotypique présente latéralement quelques modifications, à savoir un enrichissement en silex des carbonates de l'ensemble inférieur, ainsi que la réduction et l'enrichissement en carbonates de l'ensemble supérieur. Un trait singulier de ces variations est l'apparition de niveaux à orbitolines (Sainte-Baume, Allauch) avec *Palorbitolina lenticularis* et localement (triangle de Pichauris) *Praeorbitolina cormyi* du Bédoulien supérieur.

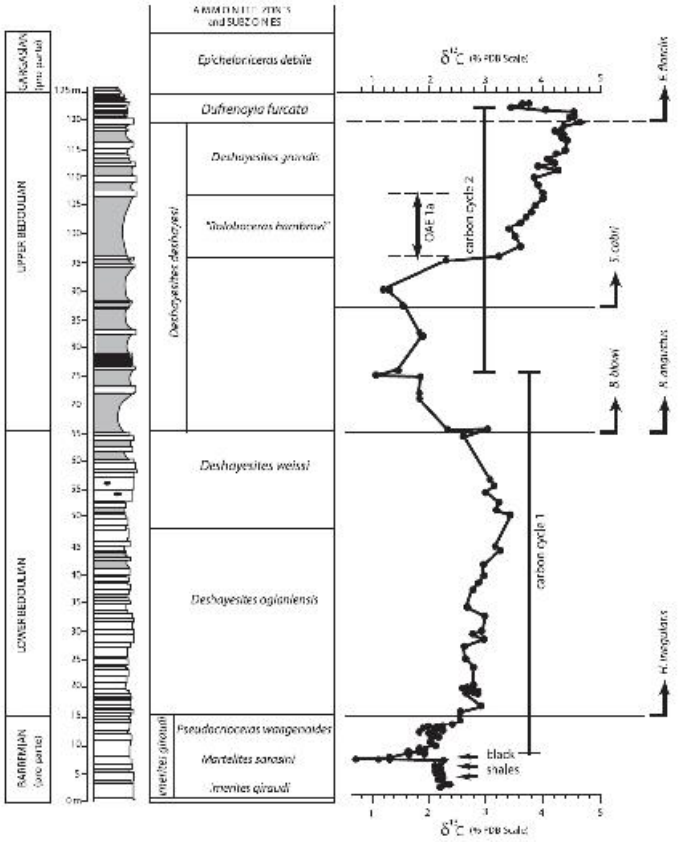


Fig. 10 - Log lithostratigraphique du Bédoulien (d'après J.-P. Masse et M. Fernerci-Masse, 2011**)**

n5b. **Formation des Marnes de Gargas et Formation du Calcaire de Fontdouille (Aptien supérieur)**. **Les Marnes de Gargas** représentent un ensemble marneux, faciès « marnes bleues », passant localement à des alternances marno-calcaires bien réglées (La Bédoule), dont la puissance est assez variable, de 40 m environ entre Cassis et La Bédoule où manque le sommet de la formation en raison de l'érosion anté-cénomanienne. La faune d'ammonites est essentiellement pyriteuse, elle est associée à des bélemnites (*Neohibolites*). A Cassis (carrière Comte, La Marcouline) et à La Bédoule (Les Tocchis) on y a reconnu les zones d'ammonites à *Epicheloniceras subnodosocostatum* et *Parahoplites melchioris* du Gargasien. Le Gargasien inférieur est marqué par l'apparition de *Praehedbergella luterbacheri* (trouvé en compagnie des derniers représentants de *Schackoina cabri*) suivie de *Globigerinelloides ferreolensis*. Le Gargasien moyen est caractérisé par l'apparition de *Globigerinelloides barri*. *Globigerinelloides algerianus* se developpe dans le Gargasien supérieur au sommet duquel apparaît *Hedbergella trocoidea*.

Le sommet de la zone à *E. subnodosocostatum* est marqué par une excursion isotopique négative du carbone, équivalent au « Niveau Fallot » de la zone vocontienne.

Le Calcaire de Fontdouille affleure de manière très discontinue. Il a été reconnu dans les écailles adjacentes au Massif d'Allauch (La Rouvière, Becs cornus), dans la série renversée de la Sainte-Baume (ravin de Saint-Pons, Haute-Chaîne), mais également à La Penne-sur- Huveaune. Sa localité type, qui a livré des ammonites du Clansayésien se trouve sur la feuille adjacente de Martigues. Le faciès le plus représentatif est celui de calcaires glauconieux, à serpules, échinides, bryozoaires, bivalves, localement riches en orbitolines (*Mesorbitolina minuta*). Au Sud du Massif d'Allauch ces couches passent à des brèches. Étant donné sa faible épaisseur (maximum 20 m) on l'a regroupé cartographiquement soit avec les Marnes de Gargas soit avec l'Albien.

n_6. **Les formations de l'Albien**. Dans les écailles de la bordure du Massif d'Allauch (La Rouvière, Becs cornus) les faciès sont des calcaires siliceux et des marnes feuilletées. Dans le Massif de la Sainte-Baume, la série de Saint-Pons est la plus représentative et la plus épaisse (220 m) et comprend des calcaires gris à silex (50 m) attribués à l'Albien inférieur (*Favusella washitensis, Hedbergella rischi, Cadosina oraviensis*) puis des marnes et des calcaires argileux (170 m) ponctués de passées de calcarénites bioclastiques à orbitolines (*Conicorbitolina paeneconica*), algues calcaires (*Paraphyllum primaevum, Agardhelliopsis cretacea, Dissocladella cf. undulata*) datés de l'Albien moyen et supérieur. Localement apparaissent des spongiaires.

Dans la Haute-Chaîne, l'Albien moyen et supérieur manquent sous la discordance cénomanienne. L'Albien est absent de la bordure ouest du synclinal du Beausset (les couches du Cénomanien reposent sur des assises aptiennes tronquées). On connaît cependant, dans des petits fossés tectoniques du Massif des Calanques et de l'archipel de Riou, des conglomérats (attribués au Tertiaire) qui remanient des calcaires glauconieux d'âge albien, dont le faciès est très proche de celui des calcarénites de Saint-Pons : ces faciès carbonatés ont donc dû avoir une extension géographique assez importante.

Les « bauxites » d'Allauch et de la Sainte-Baume.

Dans la partie nord de la feuille Aubagne-Marseille (massifs d'Allauch et de la Sainte-Baume) on trouve des gisements de bauxites recouverts par les sédiments du Cénomanien moyen-supérieur et qui par processus d'érosion reposent indifféremment sur les unités du substratum allant du Crétacé inférieur (à Turonien supérieur) au Jurassique supérieur, comme c'est le cas dans le Massif de la Lare (nord Sainte-Baume) et le Massif d'Allauch. Ces « dépôts » de bauxite liés au fonctionnement du « Bombement Durancien » (voir page 218) sont détaillées par P. Laville dans le chapitre VII-5 (Substances utiles, carrières) consacrée aux altérites (p. 273).

Le Crétacé supérieur (coord. M. Floquet, avec les contributions de M. Floquet, J. Hennuy et J. Philip)

La série sédimentaire d'âge cénomanien à santonien du synclinal du Beausset (M. Floquet et J. Hennuy pour les formations d'âge turonien supérieur à coniacien inférieur, M. Floquet pour les autres formations d'âge cénomanien à turonien moyen et coniacien à santonien)

La série sédimentaire d'âge cénomanien à santonien du synclinal du Beausset a été représentée sur toute la partie du synclinal figurant sur la carte Aubagne-Marseille, ainsi que sur ses parties SW (Cap Canaille – Bec de l'Aigle) et SE (Baie de La Ciotat – Les Lecques) qui s'inscrivent sur le périmètre de la carte de La Ciotat (1063). Ceci permet d'offrir une vision générale et cohérente du synclinal. Cette nouvelle cartographie a conduit à réviser les unités lithostratigraphiques précédemment admises (notamment celles définies par J. Philip, 1970, 1974, 1993 et P. Jolet, 1996) et aussi à créer de nouvelles entités : formations et membres. Ainsi, les contours géologiques de la 2^{e} édition de la carte, basés sur des limites d'âges, ont-ils été remplacés par de nouveaux contours, basés sur des changements d'unités lithostratigraphiques prenant en compte la lithologie et la stratigraphie (figs. 11 et 12).

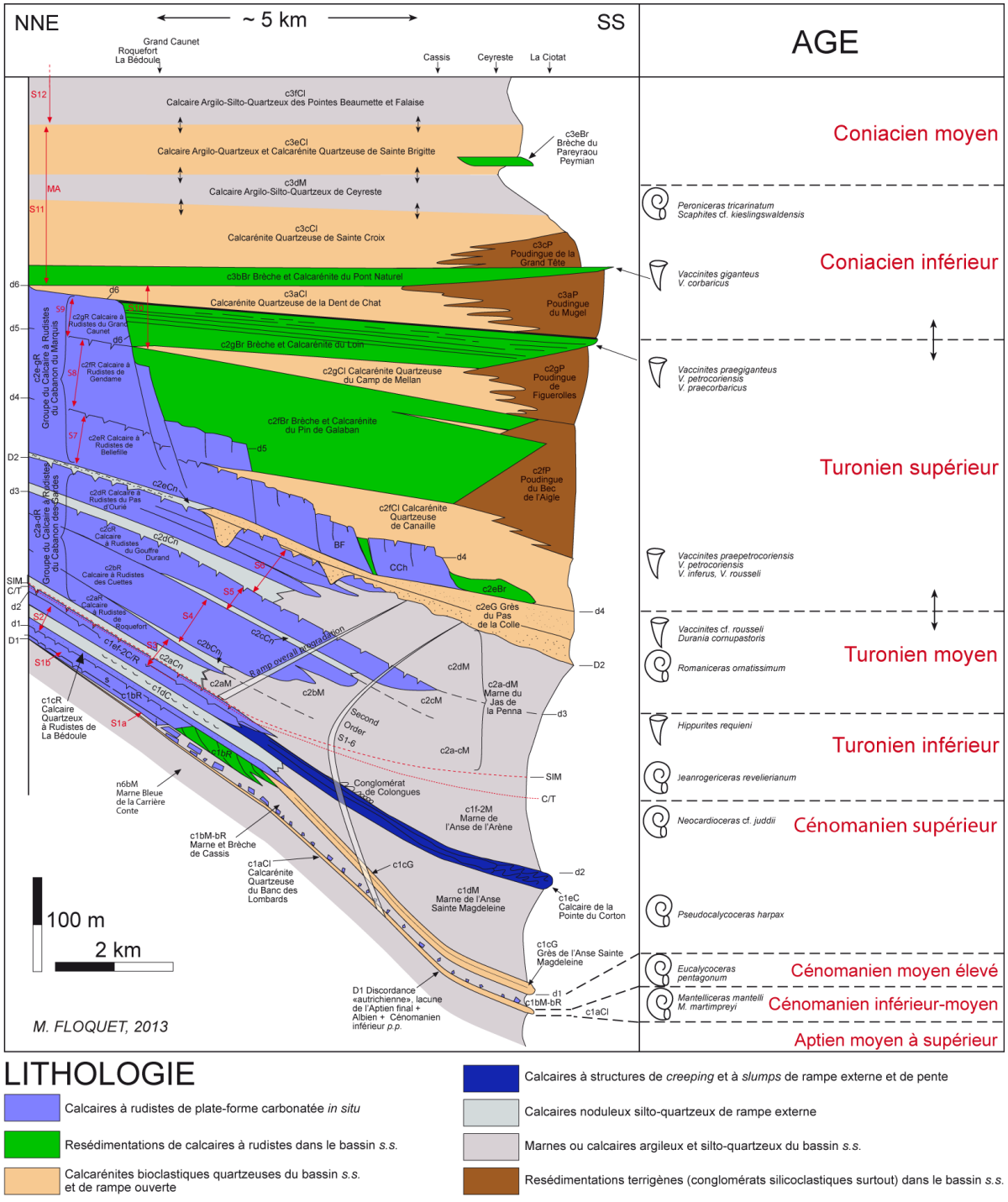


Fig. 11 - Représentation synthétique des unités lihostratigraphiques (formations et membres) constituant la série d'âge cénomanien à coniacien moyen dans le secteur occidental du synclinal du Beausset. Séquences de dépôts et datation

c1aCl. **Calcarénite quartzeuze du Banc des Lombards (Cénomanien inférieur *pro-parte* à moyen *pro-parte*)**. La formation c1aCl est fondamentalement constituée de calcarénites bioclastiques quartzo-glauconieuses. Elle correspond au « Banc des Lombards » *sensu lato* ou « Grès de base » (dénomination impropre car la teneur en quartz est quasiment toujours inférieure à 40 %). Les bioclastes dérivent d'échinides, crinoïdes, lamellibranches, dont inocérames, brachiopodes, bryozoaires, algues

rouges, foraminifères, dont orbitolines roulées etc. La formation montre un empilement de *sand waves* et mégarides à crêtes incurvées (bien visibles dans la montée depuis la route D559 vers Super-Cassis) et très rarement de bancs à structures mamelonnées. La localité type est la Pointe des Lombards à Cassis. De là, la formation forme un ressaut se suivant vers le NNE jusqu'à La Bédoule, de 5-6 à 25 m d'épaisseur. Elle perd de son individualité à l'Est de La Bédoule et, de là, elle n'affleure plus que sporadiquement. Plus vers l'Est, elle est réduite à quelques bancs de grès calcaréo-ferrugineux. Elle repose en discordance angulaire de quelques degrés sur n5b, d'âge aptien moyen-supérieur, ce qui correspond à un hiatus de l'Albien et du Cénomanien inférieur *pro-parte*. Sa base à Cassis est faite d'un conglomérat à galets silicoclastiques, encroûtements de serpules et stromatolites ferrugineux, moulages d'ammonites d'âge aptien terminal (Fabre-Taxy, 1937 ; Fabre-Taxy et Thomel, 1964), concentrations glauconieuses etc. Son sommet est souligné par une surface durcie à condensation de glauconie et d'oxydes ferriques et à concentration faunique d'ammonites d'âge cénomanien inférieur *p.p.* à moyen *p p.* et de rudistes (dont *Caprina*, *Ichthyosarcolites*, Radiolitidae etc.) (« Surface des Lombards » *in* M. Floquet *et al*., 2005). Les ammonites, dont *Mantelliceras mantelli*, *M. martimpreyi* etc. à Cassis, datent du Cénomanien inférieur *p.p.* à moyen *p.p.* (Fabre-Taxy et Thomel, 1964 ; Kennedy, 1994).

c1bM-Br. **Marne et Brèche de Cassis (Cénomanien moyen)**. Cette formation comprend des faciès fins calcaréo-argileux et quartzeux, et des faciès grossiers, calcaires bréchiques à mégabréchiques. Elle n'affleure qu'en bordure WNW du synclinal, depuis Cassis (12 m) jusqu'en bordure nord du plateau de Ratataigne à l'WSW de La Bédoule (40 m). Ammonites (dont d'abondants *Eucalycoceras pentagonum)*, orbitolines et autres fossiles donnent un âge cénomanien moyen, partie supérieure. Les faciès fins, dans la localité type de Cassis, renferment des bancs quartzo-calcaires organisés en séquences de Bouma Ta-c, d'origine turbiditique. Les faciès calcaires bréchiques à mégabréchiques, avec olistolithes, présentent une évolution depuis des brèches désorganisées (coulées de débris) à blocs de calcaires de plate-forme disloquée au plateau de Ratataigne, jusqu'à des brèches d'épaisseur métrique ou infra-métrique organisées en séquences de Bouma Ta-b à Ta-c d'origine turbiditique à Cassis-plage (également avec olistolithes). Les calcaires sont des *grainstones* à *floatstones* - *packstones* à rudistes, ou à coraux lamellaires et massifs. Les spectaculaires grandes « masses » ressortant dans la crête à regard NW du Bois de La Marcouline sont des mégablocs ou olistolithes au sein des coulées de débris (Floquet *et al*., 2005).

c1bR. **Calcaire à Rudistes de La Marcouline (Cénomanien moyen)**. Cette formation comprend une sous-unité inférieure et une sous-unité supérieure, toutes deux avec changements latéraux de faciès, et se développant depuis le secteur de La Bédoule, au NW du synclinal, jusque vers le secteur de Font Blanche, au NE du synclinal. À La Bédoule, la sous-unité inférieure est constituée d'une barre de calcaires de 6 à 8 m d'épaisseur, à *Caprina* et *Ichthyosarcolites* puis *Chondrodonta* et *Praealveolina* etc., et de 3 m de calcaires argileux gris à faune de milieu lagunaire et à charophytes. Vers l'WSW, la sous-unité passe aux calcaires bréchiques à mégabréchiques de c1bM-Br. Vers l'ENE, elle passe à des calcaires riches en foraminifères benthiques, dont *Praealveolina*, à rudistes *Apricardia*, caprotinidés, monopleuridés etc. d'épaisseur réduite à 4 à 5 m à Font Blanche, avec huîtres. Plus vers l'Est, ces faciès se chargent en sables quartzeux fins et argiles (passage à c1bLg *pro-parte*). La sous-unité supérieure, dans le Bois de La Marcouline, épaisse de quelques m à 30 m, est faite de calcarénites grossières à calcirudites à *Caprina adversa* et *Ichthyosarcolites*, coraux, algues rouges, orbitolines (Bouchard, 1986), agencés en grands clinoformes progradants vers le Sud et moulant les brèches et mégabrèches c1bR. Vers le NE, cette sous-unité, épaisse de 20 à 25 m vers La Bédoule, est constituée d'une douzaine de séquences de dépôts élémentaires, chacune épaisse de 0,5 et 2 m et faite de calcaires à rudistes, puis à foraminifères benthiques puis à nodules noircis d'origine pédogénétique. Vers l'Est, elle diminue progressivement d'épaisseur et, à partir de Font Blanche, se charge en sables quartzeux fins et en argiles, de sorte que vers le méridien de la Tête de Nige - Barres du Castellet elle passe à c1bLg *pro-parte*.

c1bLg. **Sable et Argile Ligniteuse de Le Camp (Cénomanien moyen à début du Cénomanien supérieur)**. En tranchée du bord est de la N8 au Nord de Le Camp, au-dessus de la surface d'érosion sur n5b, viennent 10 à 12 m d'argiles sableuses, de sables fins argileux, à lits argilo-ligniteux noirs, de calcaires riches en *Ceratostreon flabellatum* et *Ostrea* sp. cf. *gardonensis*, de calcaires à restes écrasés

d'*Ichthyosarcolites*, de *Chondrodonta*, et à nombreux débris coquilliers noirs d'huîtres et restes végétaux ligniteux, de calcaires à grandes *Praealveolina cretacea tenuis* et à rudistes caprotinidés, monopleuridés et *Apricardia*… tous faciès qualifiés jadis de « gardoniens ». c1bLg passe latéralement vers l'Ouest à c1bR et, pour les calcaires supérieurs, en partie à c1cR.

c1cG. **Grès de l'Anse Sainte-Magdeleine (début du Cénomanien supérieur)**. Épaisse de 20 à 25 m dans sa localité type du sentier du littoral de Cassis, la formation c1cG est constituée (Floquet *et al.*, 2005) : a) de grès quartzeux azoïques à ciment calcaire, en bancs à laminations planes et parallèles de séquences de Bouma de type Tb à Tb-c ; b) d'une alternance de grès quartzeux à ciment calcaire et de marnes silto- à sablo-quarteuses à bioturbations à rares empreintes d'ammonites et *Rotalipora* ; c) de grès quartzeux à ciment calcaire à séquences de Bouma de type Tb-c à Ta-c dont des termes inférieurs grano-décroissants renferment de grands *Caprina adversa* et *Ichthyosarcolites*, des *Rhynchostreon* cf. *suborbiculatum*, *Rastellum* sp etc. assurant une corrélation faunique avec c1cR. Ammonites et foraminifères planctoniques datent du début du Cénomanien supérieur.

c1cR. **Calcaire Quartzeux à Rudistes de La Bédoule (début du Cénomanien supérieur)**. Dans la localité type, cette formation apparaît dans la tranchée de la D559a, à la sortie sud de La Bédoule : 8 à 10 m de calcarénites à calcirudites bioclastiques quartzeuses (parfois des grès quartzeux calcaires), en bancs à litages obliques, plans ou arqués, fossilifères (*Caprina adversa*, *Ichthyosarcolites bicarinatus*, *I. rotundus*, *Sauvagesia*, *Durania*, *Caprinula*, *Sphaerulites*, *Polyconites*, *Rhynchostreon suborbiculatum*, *Rastellum*, ostréidés, madréporaires, *Praealveolina cretacea* de grande taille etc.), puis 5 à 6 m de *packstones* bioclastiques, de moins en moins quartzeux, à granodécroissance menant progressivement à c1dC. Vers le SW, c1cR est de plus en plus chargée en silicoclastiques et passe progressivement à c1cG. Vers l'ENE et l'Est, elle est reconnaissable dans le secteur de Font Blanche : épaisse de 7 à 8 m, faite de calcarénites quartzeuses grossières rousses parfois pétries de grandes *Praealveolina cretacea tenuis* blanches, à *Ichthyosarcolites*, *Rhynchostreon suborbiculatum*, *Neithea*, huîtres etc. Au-delà vers l'Est, elle est encore visible sous la crête de la Tête de Nige et des Barres du Castellet et peut être en tranchée de la N8, au Nord de Le Camp, sous forme de bancs à grandes *Praealveolina* et *Ichthyosarcolites*.

c1dM. **Marne de l'Anse Sainte Magdeleine (Cénomanien supérieur)**. Épaisse de 30 à 40 m dans sa localité type sur le littoral de Cassis, c1dM est faite d'une alternance de marnes et de calcaires argileux avec 5 à 10 % de quartz silteux, micas blancs, fins débris végétaux charbonneux, bioturbations etc. Elle renferme *Rotalipora cushmani, R. greenhornensis, Whiteinella paradubia* etc. et des empreintes d'ammonites dont *Pseudocalycoceras harpax* etc. datant du Cénomanien supérieur (partie médiane, Zone à Cushmani ou Zone à Geslinianum en partie). Au NE de Cassis, elle constitue une partie du substrat du vallon entre Colongues et Les Janots. Dans la tranchée de la voie ferrée à l'Ouest des Janots, réduite à 20 m d'épaisseur, elle passe à c1dC.

c1dC. **Calcaire à Microsolénidés (Cénomanien supérieur)**. Formation visible dans la localité type près de La Bédoule : 4 à 7 m de *wackestones-packstones* à *boundstones*, à joints argileux, très riches en coraux lamellaires microsolénidés en biostromes. Vers le SW (tranchée de la voie ferrée des Janots), c1dC comprend moins de coraux et est plus calcaréo-argileux (présence de *Metoicoceras geslinianum*) et passe à c1dM. Vers le NE et l'Est, c1dC est faite de 5 à 3 m de *packstones* fins bioclastiques, sans coraux, à débit noduleux, à silex, *Rhynchostreon suborbiculatum*, spondyles, *Neithea*, gastropodes etc. visibles à Font Blanche et jusqu'à la base des barres de la Tête de Nige et du Castellet.

c1eC. **Calcaire de la Pointe du Corton (Cénomanien supérieur)**. Dans la localité type de la « Pointe du Corton » à Cassis, c1eC, épaisse de 10 m environ, faite de calcaires et calcaires argileux, est caractérisée ici par sa structure générale *slumpée*. Les 4 m inférieurs sont en bancs et interbancs *slumpés* individuellement, flués et contournés, à nodules ou pseudogalets indurés etc. Les 6 m supérieurs sont *slumpés* dans leur ensemble, en éléments de taille plurimétrique fusiformes. Les calcisphères *Pithonella sphaerica* demeurent abondantes. c1eC livre là de rares *Durania* sp. et *Sauvagesia* sp. resédimentées, des foraminifères planctoniques dont *Rotalipora cushmani*, d'abondantes calcisphères *Pithonella sphaerica*.

La microfaune donne un âge cénomanien supérieur non terminal, zone à Geslinianum. Vers le NE, c1eC se suit avec des affleurements sporadiques, est mieux stratifiée en bancs calcaires de *packstones* bioclastiques fins et interbancs calcaréo-argileux. Elle passe à la sous-unité inférieure c1ef de c1e-f-2C/R dans le secteur des Janots.

c1f-2M. **Marne de l'Anse de l'Arène (Cénomanien supérieur à Turonien basal)**. Épaisse de 130 m environ dans la localité type de l'Anse de l'Arène à Cassis, c1f-2M est faite d'une alternance de marnes silto-quartzeuses et de calcaires argileux à silto-quartzeux regroupés en faisceaux (Jolet *et al*., 2001). Elle renferme des ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques, rares échinides irréguliers etc. permettant de dater les ¾ inférieurs du Cénomanien supérieur, Zones à Geslinianum et Juddii, et le ¼ supérieur du Turonien basal, Zones à Devonense et Coloradoense (Jolet *et al*., 1997 ; Jolet *et al*., 2001 ; Cecca, 2001). La limite supérieure de c1f-2M est placée sous le faisceau « f » (Jolet *et al*., 1997, 2001) contenant *Jeanrogericeras revelerianum* (Zone à Nodosoïdes) et rattaché à c2a-dM. Vers le NE, c1f-2M diminue régulièrement d'épaisseur, est de moins en moins marneuse et de plus en plus calcaréo-argileuse noduleuse pour passer en partie, dans le secteur des Janots, à la sous-unité supérieure C2cR de c1e-f-2C/R**.**

c1e-f-2C/R. **Calcaire à Rudistes et Calcaire de Font Blanche (Cénomanien supérieur à Turonien basal)**. Dans la localité type de bord de la D3d à Font Blanche, c1e-f-2C/R, formation épaisse de 35 m, est constituée de : a) une sous-unité inférieure, épaisse d'environ 15 m, dont une moitié de *rudstones-grainstones à floatstones* à *Caprina adversa*, *Caprinula* sp., S*auvagesia* cf. *sharpei*, *Durania* cf. *arnaudi*, chondrodontes, cidaridés etc., puis une moitié agencée en une séquence de dépôt comprenant des *floatstones-packstones* à *Sauvagesia* et *Durania* et des *wackestones* à *Apricardia* et foraminifères benthiques (Miliolacea, *Chrysalidina gradata* etc.) ; b) une sous-unité supérieure, épaisse d'environ 20 m, faite de *packstones-grainstones* à *Durania arnaudi* var. *intermedia*, Radiolitidae, échinodermes, bryozoaires, foraminifères benthiques etc. et dont les derniers mètres renferment les premiers Hippuritidae, avec *Vaccinites fontalbensis sensu* J. Philip (1978, 1998). Les deux sous-unités se suivent sur toute la bordure nord du synclinal (elles sont à l'origine du dédoublement de la barre du Vieux Roquefort - Castillon). La sous-unité inférieure, vers l'Ouest et le SW à partir de Font Blanche, est continuement grano-décroissante pour passer à des *packstones* fins vers La Bédoule - Les Janots, puis à c1eC calcaréo-argileuse et slumpée. Vers l'Est, à partir de Font Blanche, elle s'agence en séquences élémentaires de dépôts à dominante micritique et riches en *Apricardia* et foraminifères benthiques porcelanés. La sous-unité supérieure, vers l'Ouest et le SW à partir de Font Blanche, est également grano-décroissante de sorte que, dès le secteur des Janots, elle est à dominante micritique et calcaréo-argileuse et passe ainsi à c1f-2M. Vers l'Est, à partir de Font Blanche, cette sous-unité supérieure est au contraire surtout faite de calcarénites bioclastiques de plus en plus grossières, à débris de rudistes (*Durania* cf. *arnaudi*). Les rudistes et les équivalences latérales avec c1eC et c1f-2M permettent d'attribuer un âge cénomanien supérieur élevé à la sous-unité inférieure et cénomanien final à turonien basal à la sous-unité supérieure.

c2a-dM. **Marne du Jas de La Penna (Turonien inférieur à moyen)**. Épaisse d'environ 120 m dans sa localité type des arrachements sous les falaises soubeyrannes, c2a-dM n'est de fait constituée de marnes qu'à sa partie inférieure (plus silto-quartzeuses que celles de c1f-2M sous-jacente), sa partie supérieure étant composée de calcaires argileux silto-quartzeux puis sablo-quartzeux, voire de grès quartzeux à ciment calcaire à la partie sommitale (10 à 15 m à la base du grand arrachement sous la crête de Canaille). Sa teneur en quartz augmente vers le Sud. Inversement, vers le NNE, conjointement à une diminution d'épaisseur, ses faciès deviennent moins silto-quartzeux, plus calcaréo-argileux, puis franchement calcaires pour passer, d'une part à c2aCn à partir du Cabanon des Gardes et d'autre part à c2a-dR à la latitude du Pas de Bellefille.

c2aCn. **Calcaire noduleux à Nodosoïdes (Turonien inférieur)**. Calcaires *packstones* bioclastiques fins, bioturbés, à débit souvent noduleux, comprenant toujours 1 à 2 % de silts quartzeux et des grains de glauconite, d'épaisseur comprise entre moins de 10 m du côté est et 15 m environ du côté ouest. À l'Ouest du méridien du Cabanon des Gardes, c2aCn s'épaissit progressivement (environ 35 m au Pas d'Ouillier),

devient calcaréo-argileuse et passe à c2aM (partie inférieure de c2a-dM). Les nombreuses ammonites (*Choffaticeras (Leoniceras)* cf. *segne*, *Fagesia* cf. *meslei*, *Thomasites* sp.) indiquent un âge turonien inférieur (Zone à Nodosoïdes). Vers l'Est, à partir des Barres du Castellet, les calcaires deviennent *packstones-grainstones* à débris de rudistes, échinodermes, bryozoaires, grains de glauconite épars, silts quartzeux.

c2a-dR. **Calcaire à Rudistes du Cabanon des Gardes (Turonien inférieur à moyen)**. Épaisse d'environ 100 m près du Cabanon des Gardes, cette formation comprend 4 membres c2aR, c2bR, c2cR, c2dR, chacun étant divisé en une sous-unité de calcaires noduleux pauvres en rudistes, en replat (c2aCn, c2bCn, c2cCn, c2dCn successivement) et en une sous-unité de calcaires riches en rudistes, en relief. Les calcaires noduleux sont à dominante micritique, finement bioclastiques, avec 1-3 % de silts quartzeux, grains de glauconie, bioturbations etc. La succession de replats (calcaires noduleux) et de reliefs ou crêtes (calcaires à rudistes) se suit parfaitement dans le paysage entre les méridiens du Pas d'Ouillier à l'Ouest, et du Vieux Roquefort à l'Est. Au-delà vers l'Est, à partir de Font Blanche, tous les faciès sont calcaires à rudistes et c2a-dR est homogène, avec une épaisseur réduite à environ 50 m dans le secteur du Camp.

Membre c2aR. **Calcaire à Rudistes de Roquefort (Turonien inférieur)**. c2aR, correspondant à la « Barre de Roquefort » *sensu* P. Jolet (1996), épais de 20 à 25 m au maximum, est surtout fait de *packstones-floatstones* à *bafflestones* à Radiolitidae, *Durania* sp. et *Hippurites requieni*. Vers l'Ouest et le SW, à partir du Cabanon des Gardes, il est surtout constitué de *grainstones*, bien stratifiés, à litages obliques.

Membre c2bR. **Calcaire à Rudistes des Cuettes (Turonien inférieur)**. c2bR, comprend les calcaires noduleux c2cCn et les calcaires à rudistes (c2bR au sens strict) correspondant à la « Barre des Cuettes » *sensu* J. Philip (1970) puis P. Jolet (1996), épais au maximum de 15-20 m, à dominance de *packstones-grainstones* à débris de rudistes et à biostromes à *Hippurites requieni* ou Radiolitidae du côté est, et à dominante de calcarénites *grainstones* à débris de rudistes en bancs à litages obliques du côté ouest et SW.

Membre c2cR. **Calcaire à Rudistes du Gouffre Durand (Turonien moyen)**. c2cR, épais de 15 m au maximum, comprenant les calcaires noduleux c2cCn et les calcaires à rudistes (c2cR au sens strict) correspondant à la « Barre Intermédiaire » *sensu* J. Philip (1970) puis P. Jolet (1996), présente la même organisation verticale et latérale que c2bR.

Membre c2dR. **Calcaire à Rudistes du Pas d'Ourié (Turonien moyen)**. c2dR, épais de 30 à 40 m au maximum, comprend les calcaires noduleux c2dCn et les calcaires à rudistes (c2dR au sens strict) correspondant à la « Barre du Pas d'Ourié » *sensu* J. Philip (1970) puis P. Jolet (1996). Il présente la même organisation verticale et latérale que c2bR et c2cR. Entre le Pas d'Ourié et Font Blanche, *Radiolites* sp., *Durania cornupastoris*, *Hippurites requieni*, *Vaccinites* cf. *rousseli* etc. sont abondants.

c2eG - c2eCn. **Grès du Pas de La Colle (Turonien moyen à supérieur) - Calcaire noduleux du Vallon du Diable** (séparant c2a-dR et c2e-gR) **(Turonien moyen à supérieur)**. c2eG (A1 de J. Hennuy, 2003) atteint son épaisseur maximum de 75 à 80 m à la latitude du Cap Canaille. Là, c2eG comprend : a) 5 à 10 m de grès glauconieux en dunes 2D et 3D, b) 25 m de grès gris-bleuté à jaunes, en strates horizontales, à bioturbations emplies de pyrite, abondants débris végétaux charbonneux et à fragments d'ambre, c) 45 m de calcarénites bioclastiques (abondants restes de crinoïdes) et quartzeuses, glauconieuses, pyriteuses, en mégarides et dunes 2D et 3D. Des brèches calcaires dont des éléments sont des coraux branchus, rudistes (*Vaccinites grossouvrei*, *V. praepetrocoriensis*, *Durania*, *Plagioptychus*…), chaetétidés etc. s'y intercalent. Du Cap Canaille, vers le SE, c2eG disparaît sous la mer. Vers le Nord, son épaisseur diminue et elle se termine en biseau au Nord du Pas de Bellefille et passe progressivement et en partie aux calcaires noduleux c2eCn.

c2e-gR. **Calcaire à Rudistes du Cabanon du Marquis (Turonien supérieur)**.

c2e-gR est épaisse de 75 à 140 m, est constituée de calcaires toujours riches en rudistes déterminant le revers monoclinal qui s'étend d'Ouest en Est depuis la Couronne de Charlemagne jusqu'au Grand Caunet, ainsi que le plateau qui se développe plus vers l'Est jusqu'au Camp. La formation comprend 3 membres (non distingués cartographiquement) : c2eR - Calcaire à Rudistes de Bellefille ; c2fR - Calcaire à Rudistes de Gendame , c2gR - Calcaire à Rudistes de Grand Caunet (correspondant aux 3 séquences de dépôts majeures SPF 1, 2 et 3 de J. Hennuy, 2003) bien distincts depuis le Vallon du Diable à l'Ouest jusqu'au secteur de Font Blanche - Grand Caunet à l'E. Au-delà vers l'Est, cette distinction n'est plus évidente et seule la formation compréhensive c2e-gR est cartographiable.

Membre c2eR. **Calcaire à Rudistes de Bellefille (Turonien supérieur)**. Ce membre, correspondant à la « Barre de Mont Redon – Bellefille » *sensu* J. Philip (1970) puis P. Jolet (1996) et à SPF 1 *sensu* J. Hennuy (2003) (en y ajoutant les calcaires noduleux sous-jacents c2eCn) est épais de 25 à 65 m et formé de calcaires bioclatiques à bioconstruits à rudistes (*Radiolites, Durania cornupastoris, Biradiolites angulosus et B. lumbricalis, Hippurites, Vaccinites praepetrocoriensis, V. petrocoriensis, V. inferus, V. rousseli*). L'escarpement sud de la Couronne de Charlemagne est la terminaison de c2eR qui est là en contact direct avec c2eBr.

Membre c2fR. **Calcaire à Rudistes de Gendame (Turonien supérieur)**. Ce membre, correspondant à SPF 2 *sensu* J. Hennuy (2003), épais de 30 à 70 m, est aussi constitué de calcaires à rudistes (*Durania cornupastoris*, *Biradiolites angulosus*, *Hippurites* sp., *Vaccinites petrocoriensis, V. rousseli*), Chaetetidae, coraux massifs et branchus, algues mélobésiées etc. Côté WSW, vers le Jas de Mondon et au Sud de l'Oppidum, c2fR se termine par un escarpement sur lequel s'appuie directement c2fBr.

Membre c2gR. **Calcaire à Rudistes du Grand Caunet (Turonien supérieur)**. Ce membre, correspondant à SPF 3 *sensu* J. Hennuy (2003), épais de 8 à 9 m près du Grand Caunet, est également constitué de calcaires à rudistes, souvent silicifiés (*Durania cornupastoris*, *Vaccinites petrocoriensis, V. praecorbaricus, V. praegiganteus*, quelques *V. giganteus, V. corbaricus, V. rousseli* et *V. praemoulinsi*, *Hippurites* sp. cf. *requieni*), gros Chaetetidae, coraux massifs ou branchus, ostréidés, échinides réguliers, mélobésiées etc.

c2eBr. **Brèche et Calcarénite de Canaille, Turonien supérieur**. c2eBr est une mégabrèche polygénique hétérométrique, à olistolithes, épaisse de 0 à 20 m (= RSC1 *sensu* M. Floquet et J. Hennuy, 2003 et J. Hennuy, 2003), n'affleurant qu'en falaise entre le Pas de Julien, au pied de la Couronne de Charlemagne au Nord, jusqu'à sa retombée en mer à l'aplomb des Falaises Soubeyranes au Sud. c2eBr est chaotique depuis la Couronne de Charlemagne jusqu'au Sud du Pas de la Colle puis, au-delà vers le Sud, présente un terme supérieur agencé en séquences granodécroissantes, avec laminations planes, rides ou convolutes à leur sommet, correspondant à des séquences de Bouma de type Ta-c. Parmi les éléments, des rudistes (*Durania cornupastoris, Hippurites requieni, Vaccinites praepetrocoriensis, V. petrocoriensis, V. rousseli, Biradiolites angulosus, Plagioptychus*), des Chaetetidae, coraux, nérinées etc. La matrice est finement granulaire, à débris de rudistes, d'échinodermes (crinoïdes), de bryozoaires, d'algues rouges etc., et quartzo-glauconieuse. Vers le Sud, avant que c2eBr ne disparaisse en mer, c'est un grès quartzeux grossier roux, à ciment carbonaté, mais à rares éléments calcaires. c2eBr est considérée (Floquet et Hennuy, 2003 ; Hennuy, 2003) comme étant un écoulement en masse évolutif depuis une coulée de débris jusqu'à des turbidites grossières proximales (séismo-turbidite).

c2fCl. **Calcarénite Quartzeuse de Canaille (Turonien supérieur)**. c2fCl (A2 de J. Hennuy, 2003) n'est visible qu'à l'Ouest du synclinal avec un maximum d'épaisseur de 170 m dans les Falaises Soubeyrannes. Elle se termine en biseau au Nord, à proximité des ruines du Jas de Mondon (vers Roumagoua) et s'enfonce en mer au Sud, à la latitude du sémaphore de la route des crêtes. c2fCl est faite de calcarénites et parfois de calcirudites bioclastiques, quartzeuses et glauconieuses, à pyrite etc., agencées en rides, mégarides et surtout dunes hydrauliques 2D et 3D. La proportion de quartz varie de 30 à 40 % et

celle des bioclastes de 60 à 70 % (restes de bryozaires, crinoïdes, échinides, rhodophycées, foraminifères benthiques et planctoniques…). La proportion et la granulométrie des grains silicoclastiques diminuent du Sud vers le Nord.

c2fP. **Poudingue du Bec de l'Aigle (Turonien supérieur)**. c2fP (RST1 *sensu* M. Floquet et J. Hennuy, 2003 et J. Hennuy, 2003) est un poudingue polygénique, hétérométrique, très localisé, en falaise suivie sur 3 km depuis le cap du Bec de l'Aigle jusqu'à la verticale du sémaphore de la route des crêtes. La formation atteint 150 m d'épaisseur au Bec de l'Aigle, diminue d'épaisseur vers le NW et disparaît à l'aplomb du sémaphore. Elle affleure aussi dans l'extrémité sud de l'Ile Verte. Les éléments du poudingue sont à 90-95 % quartzeux (d'âge triasique (et permien ?)), à 5-8 % calcaires (d'âge Jurassique et Crétacé inférieur), et rarement plutoniques ou cristallophylliens (Blanc, 1951, 1952 ; Gueirard, 1959), les formations terrigènes de ce secteur ayant été regroupées sous l'appellation de « Grès et poudingues de La Ciotat ». La matrice du poudingue est un grès quartzeux, avec grains de glauconite. Ce poudingue est agencé en corps sédimentaires se relayant en biseau et empilés en grands *foresets*, typiques dans le Bec de l'Aigle où ils sont hauts de 150 mètres avec une pente sédimentaire de 25° vers le Nord. A l'aplomb du sémaphore, ces *foresets* passent progressivement à des *bottomsets*, de granulométrie plus fine, et organisés en dunes hydrauliques 2D à 3D de direction axiale au synclinal (NW-SE), ce qui assure le passage à c2fCl.

c2fBr. **Brèche et Calcarénite du Pin de Galaban (Turonien supérieur)**. c2fBr, comme c2eBr, est une mégabrèche polygénique, hétérométrique, à olistolithes (RSC2 *sensu* M. Floquet et J. Hennuy, 2003 et J. Hennuy, 2003 ; correspondant à la « Barre du Pin de Galaban » de J. Philip, 1970). Épaisse de 0 à 70 m, elle est seulement visible dans les secteurs ouest et NW du synclinal. Dans la partie sud des Falaises Soubeyrannes, c2fBr se biseaute sur les *bottomsets* de c2fP. Vers l'ENE, elle s'appuie sans transition sur l'escarpement limitant au Sud c2fR. c2fBr est de constitution unitaire au Nord de la D559 alors que, dans les Falaises Soubeyranes, elle comprend deux sous-unités (RSC2a et RSC2b *in* J. Hennuy, 2003) que séparent 0 à 7 m de brèches et calcirudites - calcarénites quartzo-glauconieuses à litages obliques (c2gCl *p.p.*). c2fBr est agencée en une ou deux séquence(s) globalement granodécroissante(s), les faciès sommitaux en étant des calcarénites blanches avec 1 à 3 % de quartz et quelques grains de glauconie, à laminations horizontales. Les éléments des mégabrèche et brèche sont presque tous calcaires à rudistes, madréporaires, chaetétidés, foraminifères benthiques etc. La disposition des olistolithes est chaotique, comme le montre la tranchée de l'autoroute A50 au Sud du Bois de Mentaure. c2fBr est aussi considérée (Floquet et Hennuy, 2003 ; Hennuy, 2003) comme résultant d'écoulement(s) en masse évolutif(s) depuis une à deux coulée(s) de débris jusqu'à une à deux mégaturbidite(s) grossière(s) (séismo-turbidite(s)).

c2gP. **Poudingue de Figuerolles (Turonien terminal)**. c2gP est un poudingue silicoclastique (RST2 *sensu* M. Floquet et J. Hennuy, 2003 et J. Hennuy, 2003) localisé dans la pointe au SW de La Ciotat, entre l'Île Verte et la Grande Tête. Il est granodécroissant depuis l'ESE, où dominent les faciès grossiers (Ile Verte dans sa plus grande part, Nège Froume où il atteint 150 à 200 m d'épaisseur maximum, partie interne de l'Anse de Figuerolles retenue comme localité type, Saint Frétouse), jusque vers l'WNW où les faciès s'affinent et s'intercalent dans les grès quartzo-calcaires très grossiers de la partie sud de c2gCl (entre le Sémaphore du Bec de l'Aigle et la Carrière du Loin). Les compositions et structures du poudingue sont identiques à celles de c2fP sur lequel il vient en continuité. La matrice est grossière gréso-quartzeuse (plus de 50 % de quartz) et calcarénitique, avec grains de glauconite. Ses corps sédimentaires présentent un pendage sédimentaire maximum de 25-30° s'atténuant progressivement vers le Nord. En bref, c2gP, tout comme c2fP, comprend des grands *foresets* conglomératiques au Sud qui passent progressivement à des *bottomsets* gréso-conglomératiques vers le Nord.

c2gCl. **Calcarénite quartzeuse du Camp de Mellan (Turonien terminal)**. c2gCl (A3 de J. Hennuy, 2003) n'affleure que dans la partie SW du synclinal, depuis les falaises soubeyrannes jusqu'au Nord de la carrière Cidale, vers Roumagoua, où elle se termine en biseau. Son épaisseur maximum est de 34 m (tranchée de l'A50 au péage de La Ciotat). Elle est faite de calcarénites grossières, parfois de calcirudites, bioclastiques et quartzo-glauconieuses. La part calcaire bioclastique est de 50 à 60 % (restes de crinoïdes, échinides, bryozaires, rhodophycées, *Lenticulina, Dorothia* etc.). La part terrigène est de 40 à 50 % (quartz,

graviers de grès et quartzite, graviers de calcaires etc.). c2gCl est globalement granodécroissante du Sud vers le Nord. Les faciès sont agencés en mégarides et *sand-waves* 2D et 3D, à *foresets* obliques tangentiels de pente moyenne de 15° et d'azimut N90° ± 10°.

c2gBr. **Brèche et calcarénite du Loin (Turonien terminal)**. c2gBr (RSC3 *sensu* M. Floquet et J. Hennuy, 2001, 2003 et J. Hennuy, 2003) est une formation mégabrèchique (avec olistolithes) à calcarénitique polygénique, similaire à c2eBr et c2fBr, mais verticalement et spatialement beaucoup mieux organisée, granoclassée. c2gBr affleure presque en continu dans les secteurs ouest, nord et NE du synclinal. À partir du Camp de Penon et de la Roche Redonne, elle est amalgamée à son toit à c3bBr (empilement d'olistolithes). c2gBr a une épaisseur comprise entre 0 et 35 m (moyenne 15-20 m). Dans la localité type de la Carrière du Loin, elle présente toutes les caractéristiques d'une séquence de Bouma Ta-c, ce qui a conduit à l'interpréter comme étant une mégaturbidite. La majorité des éléments des mégabrèche et brèche sont calcaires à rudistes *(Vaccinites petrocoriensis*, *V. rousseli*, *V. praecorbaricus*, *V. corbaricus*, *V. praegiganteus*, *Hippurites* sp., *Durania* sp., Radiolitidae), chaetétidés, madréporaires, foraminifères benthiques, gastéropodes, algues etc. La matrice est calcarénitique, quartzeuse (moins de 5 %) et glauconieuse. c2gBr se termine au Nord en contact direct contre l'escarpement limitant c2gR vers le Sud. Elle se termine au Sud en biseau contre les *bottomsets* de c2gP. Le sommet de c2gBr, sur toute la longueur des falaises soubeyrannes entre Saint-Frétouse et le Belvédère de la Route des Crêtes, est une surface d'érosion résultant de la mise en place de c3aP.

c3aP. **Poudingue du Mugel (Coniacien basal)**. c3aP (RST3 *sensu* M. Floquet et J. Hennuy, 2003 ; J. Hennuy, 2003) est faite, à sa base, de poudingues amalgamés à ceux de c2gP (Petit Mugel) et, à sa partie supérieure, d'interstratifications de poudingues granodécroissants et de grès quartzo-calcarénitiques grossiers en *sand-waves* à litages obliques plans ou arqués (Pointe du Matelad, et d'Espignon au Sémaphore). Les éléments des poudingues sont les mêmes que ceux de c2fP et c2gP. c3aP n'affleure que dans le Massif du Soubeyran, au Sud de la carrière du Loin jusqu'aux Anses du Petit et du Grand Mugel (localité type), au Sud de La Ciotat. Elle disparaît vers le Nord à la Dent de Chat par intrication au sein des calcarénites quartzeuses c3aCl. Dans le secteur du Baou Rous et de la Route des Crêtes à hauteur du Belvédère, c3aP est faite, dans ses 2/3 inférieurs, d'un complexe mégaconglomératique polygénique (olistolithes de poudingues, de faciès de c2gBr, de calcarénites quartzeuses de c3aCl) et, dans son 1/3 supérieur, de poudingues et grès quartzeux grossiers agencés en séquences de dépôts. L'épaisseur de c3aP atteint 80 m entre la Carrière du Loin et le Pont Naturel.

c3aCl. **Calcarénite quartzeuse de la Dent de Chat (Coniacien basal)**. c3aCl (A4 de J. Hennuy, 2003) est faite de calcarénites bioclastiques quartzo-glauconieuses (30 à 60 % de quartz, de plus en plus abondants et grossiers vers le Sud). Les bioclastes sont les mêmes que ceux de c2fCl et c2gCl (débris de crinoïdes, bryozoaires, rhodophycées, *Dorothia* sp., *Lenticulina* sp., Calcisphaerulidae etc.). Ces faciès sont agencés surtout en mégarides et *sand waves* 2D et 3D à *foresets* de pente comprise entre 10° et 25° avec des azimuts oscillant entre N90° et N120°. c3aCl affleure dans les parties ouest et nord du synclinal. Son épaisseur varie de 30 m près de la Carrière du Loin, à 20 m dans les carrières le long de la D559 et contre l'A50, à 3 m dans la carrière Cidale et 0 m peu au Nord vers Roumagoua. Elle est visible, épaisse de 0 à 3-4 m, au long de la D3 jusqu'au Grand Caunet, où elle recouvre c2gBr et c2gR. Elle disparaît peu au delà vers le NE, débordée par c3cCl.

c3bBr. **Brèche et Calcarénite du Pont Naturel (Coniacien basal)**. c3bBr (RSC4 *sensu* M. Floquet et J. Hennuy, 2003 ; J. Hennuy, 2003) est spatialement structurée : bréchique chaotique grossière à olistolithes au Nord, bréchique et microbréchique organisée vers le Sud, calcarénitique à son extrémité sud. Elle est aussi organisée verticalement en une séquence granodécroissante dans son ensemble, comprenant une brèche puis des calcarénites faiblement quartzeuses à laminations planes horizontales et des calcisiltites peu épaisses à laminations horizontales à faiblement ondulantes (exemple au long de la route des crêtes). Cette organisation correspond à une séquence de Bouma Ta-c, d'où l'interprétation que c3bBr est une mégaturbidite.

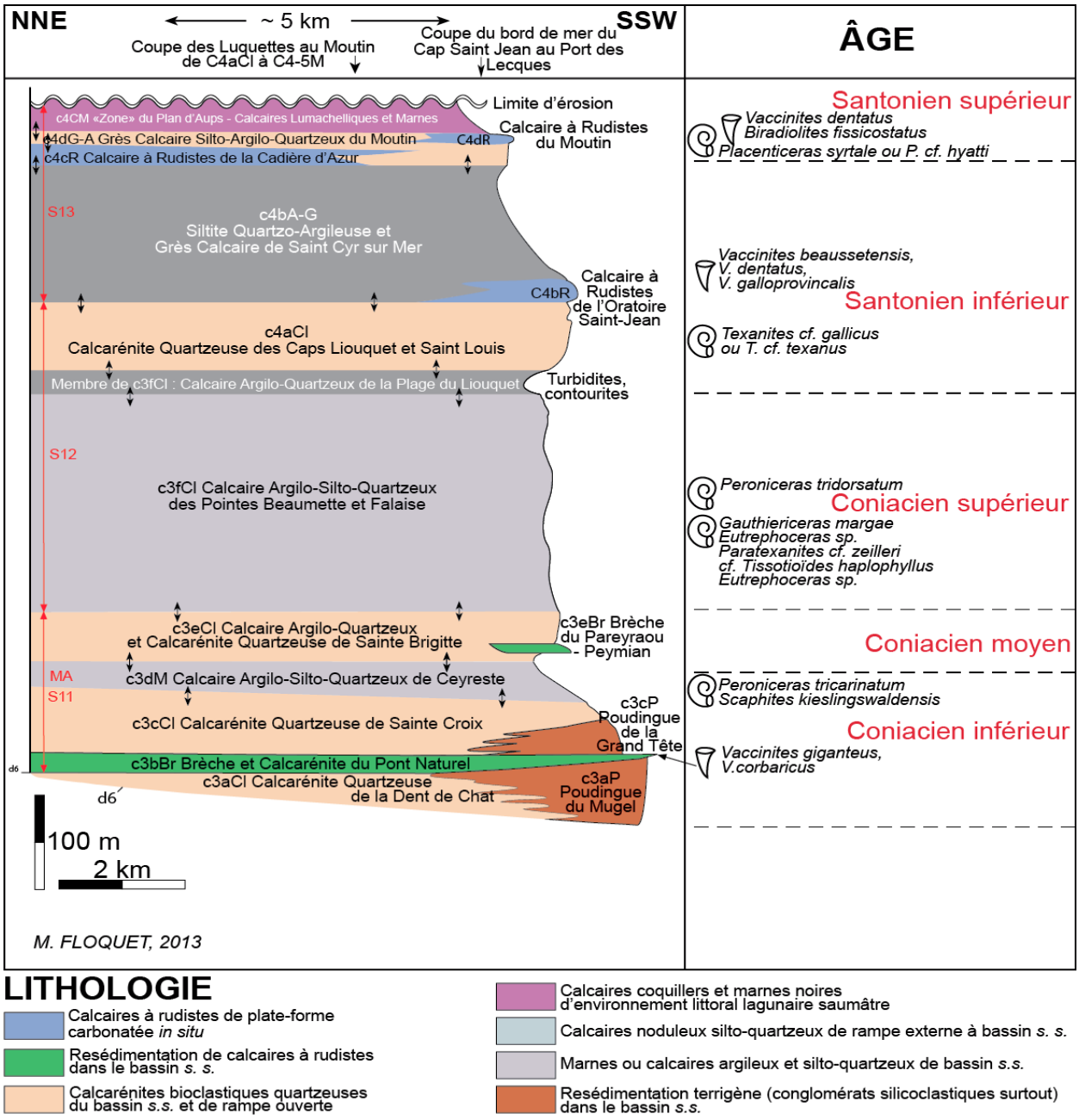


Fig. 12 - Représentation synthétique des unités lihostratigraphiques (formations et membres) constituant la série d'âge coniacien inférieur à santonien supérieur (post-turonien) dans le secteur central du synclinal du Beausset. Séquences de dépôts et datations

En bordure nord du synclinal, cette turbidite est souvent amalgamée à sa base à c2gBr. Sa distinction y est faisable en fonction de son contenu en rudistes (très souvent silicifiés ; *Vaccinites petrocoriensis*, *V. corbaricus*, *V. praegiganteus*, *V. giganteus*, *V.* aff. *moulinsi*, *Hippurites* gr. *socialis*, *Durania* sp., Radiolitidae etc.) donnant un âge coniacien basal ou inférieur (Philip, 1970 ; Hennuy, 2003). c3bBr a une épaisseur très variable, comme dans la localité type du Pont Naturel, où elle passe latéralement en 150 mètres de 4 à 15 m, du fait qu'elle moule les reliefs des gros olistolithes de poudingues c3aP. c3bBr se biseaute au Sud (méridien de la Haute Bertrandière) sur les *foresets*/*bottomsets* de c3aP.

c3cP. **Poudingue de la Grande Tête (Coniacien inférieur)**. c3cP (partie supérieure des « Poudingues de la Grande Tête et du Sémaphore » *sensu* J. Philip, 1970 et J.-J. Blanc, 1980 ; RST4 *sensu* M. Floquet et J. Hennuy, 2003 et J. Hennuy, 2003) est localisé dans la partie méridionale du Massif du Soubeyran, aux alentours du Sémaphore du Bec de l'Aigle et jusque vers la carrière de la Vigie. c3cP, épais de 40 m en moyenne, est un poudingue hétérométrique polygénique (éléments identiques à ceux des poudingues sous-jacents c2fP, c2gP et c3cP). Il est agencé en séquences granodécroissantes atteignant 700 m d'extension pour 2 m d'épaisseur. Existent quelques mégarides ou *sand waves* 2D à 3D de calcirudites à calcarénites très quartzeuses, atteignant au plus 1,50 m d'épaisseur et 10-12 m d'extension. La matrice des galets est quartzeuse, avec glauconite. c3cP s'intrique dans c3cCl à la latitude de Bucelle à l'Ouest de La Ciotat et disparaît au-delà vers le Nord.

c3cCl. **Calcarénite Quartzeuse de Sainte-Croix (Coniacien inférieur)**. c3cCl [équivalente aux « Grès de Sainte-Croix » de J. Philip (1970), aux « Grès de La Ciotat » c4G de J. Philip *in* Rouire *et al.* (1978) et de G. Guieu *et al*. (1969), à A5 *p.p.* de J. Hennuy (2003)] est épaisse de 80 mètres environ dans la localité type autour de la chapelle en ruines de Sainte-Croix. Sa partie inférieure est là faite de grès quartzeux calcaires grossiers à galets ou graviers de quartzite et de calcirudites à calcarénites grossières très quartzeuses, agencés en *sand waves* 2D à 3D, hauts d'1,50 m avec des *foresets* de 10° à 25° de pente et d'azimut compris entre N85 et N110, comme exposés au plus haut de la route des crêtes, et avec intercalations de bancs de poudingues c3cP. Sa partie supérieure est globalement granodécroissante de sorte qu'elle passe à c3dM. L'épaisseur de c3cCl décroît vers le Nord et le NE (30 à 40 m à l'A50, 25 m en bord de D3 au Nord de Ceyreste, 15 m vers le Grand Caunet où elle est en débordement transgressif sur c2gR, disparition près du Camp de Penon à l'Est de La Bégude où elle-même est débordée par c3dM). Corrélativement, les faciès s'affinent : calcarénites bioclastiques quartzo-glauconieuses (40 à 10 % de quartz) en petites *sand waves* et mégarides et en corps mamelonnés ou *HCS*. Les bioclastes proviennnent, comme dans les c2fCl, c2gCl et c3aCl analogues, d'échinodermes (crinoïdes dominants), bryozoaires, spongiaires siliceux, *Lenticulina* sp., *Dorothia* sp., rhodophycées, Calcisphaerulidae etc. *Peroniceras* cf. *tricarinatum* dans la partie haute de c3cCl, au quartier de Virebelle à La Ciotat, date le Coniacien inférieur élevé (2^{e} zone d'ammonites).

c3dM. **Calcaire Argilo-Silto-Quartzeux de Ceyreste (Coniacien inférieur)**. c3dM [équivalente des « Marnes de Ceyreste » ou « Marnes Sableuses bleutées » c4M de J. Rouire *et al.* (1978) et de G. Guieu *et al*. (1969), et d'A5 *p.p.* de J. Hennuy (2003)] est faite des faciès peu résistants qui déterminent le vallon remontant de La Ciotat (épaisseur d'environ 50 m) vers Ceyreste, le Grand Caunet et au-delà vers l'Est. c3dM disparaît entre Camp de Penon et la Roche, par passage latéral aux faciès calcarénitiques bioclastiques de c3eCl. c3dM se développe en parfaite continuité de c3cCl par continuation de la granodécroissance (taille des quartz passant de la classe des sables à celle des silts) et apparition d'une fraction argileuse. Dans les rares coupes visibles, ces faciès sont des biomicrites fines, sablo- à silto-quartzeuses et argileuses, glauconieuses, bioturbées, en une succession très irrégulière de lits ondulants indurés et d'interlits friables. Leur qualification antérieure de « marnes » est impropre, la teneur maximum en argiles, au milieu de la formation, étant inférieure à 20 %. La teneur en quartz est de 15 à 25 %, la taille des grains variant de 30 à 100 µm. Les bioclastes, altérés ou recristallisés, de taille inférieure à 150 µm en général, comprennent d'abondantes calcisphères (*Pithonella*), des débris de foraminifères planctoniques globotruncanidés et benthiques hyalins (*Dorothia*, *Lenticulina*) et textulariidés, échinodermes, algues rouges, bryozoaires, gastropodes, ostracodes, lamellibranches, dont inocérames, spongiaires siliceux etc. *Peroniceras tricarinatum* (Collignon *et al*. 1979 ; Hennuy, 2003), *Scaphites* cf. *kieslingswaldensis* (De Rueda, *com. pers.*), *Micraster* cf. *coranguinum*, datent le Coniacien inférieur élevé (2^{e} zone d'ammonites).

c3eCl. **Calcaire Argilo-Quartzeux et Calcarénite Quartzeuse de Sainte-Brigitte (Coniacien moyen)**. c3eCl, épaisse de 50 m dans la localité type de tranchée de l'A50, comprend : a) en continuité de c3dM, un membre inférieur, épais de 20 à 25 m, d'une succession irrégulière de lits indurés de calcarénites bioclastiques et quartzo-glauconieuses et d'interlits friables de calcarénites bioclastiques plus fines sablo- à silto-quartzeuses ; b) un membre supérieur, épais de 25 m environ, constitué d'un empilement de bancs de calcarénites bioclastiques plus grossières quartzeuses avec glauconite, agencées en mégarides ou *sand*

waves à litages en cuillère et sets sigmoïdes séparés par de minces lits quartzo-argileux discontinus. Les pentes sédimentaires de 0° à 20° sont orientées vers l'Est et le SE. Mise à part la différence de granulométrie, les bioclastes (cassés, usés, biocorrodés) sont les mêmes dans les 2 membres et proviennent de bryozoaires, mélobésiées, échinides et crinoïdes, foraminifères benthiques (textulariidés, miliolidés, rotalidés, *Nummofallotia*, *Vidalina*, rares *Cuneolina* - *Dicyclina*, *Dictyopsella* etc.), lamellibranches, brachiopodes, gastropodes, ostracodes. Vers le NE et l'Est, c3eCl devient moins quartzeuse et plus calcaire et bioclastique, et s'amalgame à c3fCl, de même nature, en une seule unité lithostratigraphique. c3eCl correspond à la partie basale des « Grès du Baguier » c4-5aG de G. Guieu *et al*. (1969) et à c4GB de J. Philip *in* J. Rouire *et al.* (1978), mais la dénomination « Grès du Baguier » est incorrecte et doit être abandonnée, la teneur moyenne en quartz étant d'à peine 20 % (minimum 7 %, maximum exceptionnel 40 % ; Huwald, 2008) et la formation étant bien fondamentalement calcaire.

c3eBr. **Brèche du Pareyraou-Peymian (Coniacien inférieur à moyen)**. Incluse dans le membre inférieur de c3eCl, en affleurements ponctuels dans La Ciotat, c3eBr (RSC5 *sensu* J. Hennuy, 2003), épaisse de 2,5 à 3 m, est constituée de brèches et *slumps*. Les brèches sont hétérométriques, à éléments essentiellement de calcaires à rudistes (*Vaccinites praegiganteus*, *V. giganteus*, *V. petrocoriensis*, *V. corbaricus*, *Hippurites* sp., Radiolitidae etc. ; Philip, 1970 ; Hennuy, 2003), autres lamellibranches, coraux, chaetétidés, foraminifères benthiques (*Cuneolina*/*Dicyclina*, miliolidés, textulariidés etc.). D'autres clastes, ainsi que la matrice, sont des calcarénites quartzo-glauconieuses de même nature que celles de c3eCl encaissante. Les *slumps* sont faits de bancs, déformés, plissés, et de nodules informes de *packstones* calcarénitico-silto-quartzeux de c3eCl encaissante. c3eBr correspond aux affleurements décrits par J.-J. Blanc (1956, 1972) et par J. Philip (1970) dans les secteurs du Peymian, du Cabot et de Picoussin, sous les termes de « marnes gréseuses » à « slumpings » et de « lentilles récifales » remaniées. Elle correspond aussi aux aires indicées c4R par J. Philip *in* J. Rouire *et al.* (1978).

c3fCl. **Calcaire Argilo-Silto-Quartzeux des Pointes Beaumette et Falaise (Coniacien supérieur)**. Dans sa localité type du bord de mer depuis le Port de Saint-Jean – Cap des Moulins et suivant la plage de Fontsainte, la Pointe de la Baumette, la plage d'Arène Cros, la Falaise et la côte du Liouquet, c3fCl est une formation compréhensive, épaisse de 265 à 275 m. Les autres bons affleurements, mais discontinus, sont les tranchées de l'A50 (Chemin Charré, Plaines Marines). D'autres affleurements, sporadiques, se trouvent dans le vaste revers boisé s'étendant depuis l'Est de Ceyreste jusqu'au méridien de La Roche Redonne – Sainte-Anne du Castellet. Plus au NE, à hauteur du Val du Grand Chemin recoupé par la D26, c3fCl est directement en recouvrement transgressif (avec discordance cartographique) de c2gBr et c3bBr (Floquet *et al*., 2006).

a) *En bord de mer*, c3fCl est globalement homogène, et seul un membre supérieur, plus argileux, dit Calcaire Argilo-Quartzeux de la Plage du Liouquet (fig. 12), est aisément identifiable (cf. *infra*). c3fCl est ainsi à dominante de calcarénites bioclastiques et quartzo-glauconieuses fines à moyennes (5 à 20 % maximum de quartz de 100 à 200 µm de taille moyenne), en lits indurés ondulants, alternant avec des calcarénites bioclastiques analogues mais plus fines et sablo- à silto-quartzeuses et argileuses (20 à 40 % maximum de quartz de 30 à 150 µm de taille, quelques % d'argiles), en interlits friables. Les bioclastes (en général très micritisés, biocorrodés, fragmentés, usés) proviennent majoritairement d'échinodermes (crinoïdes et échinides), bryozoaires, algues rouges, gastropodes, lamellibranches, ostracodes, foraminifères benthiques (*Textularia*, *Gaudryina*, *Nodosaria*, *Lenticulina*, *Nummofallotia*, *Dorothia* etc.), spicules de spongiaires, rares foraminifères planctoniques et calcisphères (*Pithonella*) etc. Glauconite et pyrite en petits cristaux framboïdes abondent. Lits et interlits sont tous très bioturbés (*Thalassinoïdes* et *Ophiomorpha* dominants, *Psiloichnus* et *Teichichnus* parfois). Les restes de végétaux ligniteux, de taille pluricentimétrique, pyritisés, sont fréquents. Des laminations en mamelons aplatis de taille décimétrique (*HCS*) sont présentes. Des lits calcaires se montrent déformés par *creeping* ou fluage et par bioturbation.

b) *À terre*, depuis la côte au SW jusqu'au bord du plateau du Castellet vers le NE, c3fCl devient : a) moins épaisse (150 m vers Caday – La Bastide Blanche) et b) de plus en plus riche en calcarénites bioclastiques quartzo-glauconieuses, sauf à sa partie supérieure. Corrélativement, elle est plus structurée, selon des corps

sédimentaires à litages obliques de type mégarides, *sand waves* ou dunes hydrauliques, à *foresets* souvent arqués ou en cuillère à pente de 15-20° maximum et d'azimuts compris entre N80 et N130 (quasiment les mêmes caractères que ceux de c3eCl). Les bioclastes demeurent issus, pour l'essentiel, des mêmes organismes. Les galeries et terriers *Thalassinoïdes* et *Ophiomorpha* sont très fréquents. La partie supérieure est constituée de calcarénites plus fines, silto-quartzeuses et quelque peu argileuses et friables, ce qui détermine des reliefs mous, déprimés, dans le secteur du Jas de Clare, de la Capucine, de Caday à la Bastide Blanche.

c3fCl correspond à c5M (« formations marneuses ») et en partie à c5G (« formations marno-gréseuses ») attribués au Santonien, ainsi qu'à c4GB (« Grès du Baguier ») tout au long de la côte et attribués au Coniacien supérieur à Santonien inférieur, selon J. Philip (*in* J. Rouire *et al.*, 1978). Elle correspond aussi en grande partie à c4-5aG (« Grès du Baguier ») et c4-5M (« Intercalations de marnes calcaires très sableuses ») de G. Guieu *et al.* (1969) et attribués au Coniacien-Santonien. Les termes de « grès », « formations marneuses » et « formations marno-gréseuses » sont impropres, la quantité de quartz étant généralement de 5 % à 35-40 % au grand maximum et celle de minéraux argileux inférieure à 10 % (le plus souvent inférieure à 5 %). c3fCl est bien fondamentalement de nature calcaire (calcarénitique bioclastique), plus ou moins riche en quartz.

Paratexanites cf. *zeilleri*, cf. *Tissotioides haplophyllus*, *Eutrephoceras* sp. récoltés dans c3fCl à environ 600 mètres au Nord du Jas de Clare, datent le début du Coniacien supérieur (zone à Margae). *Parapuzosia* (*tannenbergicus* (Schloenbach)), puis *Gauthiericeras margae* (spécimen de 90 centimètres de diamètre) et des *Eutrephoceras* sp., et enfin *Peroniceras* cf. *tridorsatum*, récoltés à 500-600 mètres au Nord de la Capucine (De Rueda, *com. pers.*) donnent le même âge. *Parapuzosia* cf. *leptophylla* (de presque 1 mètre de diamètre conservée au Musée de Paléontologie d'Aix-Marseille Université) a été trouvée aussi dans c3fCl à environ 600 m au NNW des Salettes, et daterait du Coniacien supérieur-Santonien inférieur.

c3fA-Q. **Calcaire Argilo-Quartzeux de la Plage du Liouquet (Coniacien supérieur)**. Intercalé au sein de c3fCl et épais de 30 à 35 m, c3fA-Q est caractérisé par une dominance des interlits friables de calcarénites fines bioclastiques (parfois à petits *HCS*) avec 20 à 30 % de sables fins et silts quartzeux et 5 à 10% d'argiles, et surtout par des bancs durs bien individualisés, épais de 0 à 25 cm, de grès quartzeux calcaires grossiers roux ou de calcaires très quartzeux bioclastiques grossiers granodécroissants, puis à laminations horizontales parallèles puis ondulantes en sommet de bancs, c'est-à-dire des séquences de Bouma Ta-b, Tb à Tb-c, caractéristiques de cortèges turbiditiques. Les bases de ces bancs portent de nombreux *groove casts*, *flute casts* (azimut N100) et *tool marks*, ainsi que des débris végétaux ligniteux. Les sommets de bancs portent des *Chondrites.* Des bancs sont lenticulaires et/ou organisés en lobes. Les 8 à 9 m supérieurs du membre sont caractérisés par de très fines laminations faiblement ondulantes, parallèles, évoquant des contourites, souvent déformées par fluage ou par charge, voire par début de *slumping*. Le sommet de c3fCl est granocroissant et passe ainsi à c4aCl.

c4aCl. **Calcarénite Quartzeuse des Caps Liouquet et Saint-Louis, (Santonien inférieur)**. c4aCl dans sa localité type du Cap Liouquet et, après répétition par la faille du bord ouest de la plage du Liouquet, de la Pointe de Galant puis de la falaise côtière jusqu'au cap Saint-Louis et, au-delà vers l'Est, jusqu'au port de plaisance des Lecques, est épaisse d'environ 70 m visibles. Elle présente des faciès homologues à ceux de c3fCl, mais globalement plus grossiers et surtout plus structurés en *sand waves* de 2 à 5-10 m d'extension latérale et de 30 à 50 cm d'amplitude, à *foresets* obliques pour la plupart arqués à asymptotiques, de pente comprise entre 20° maximum et 0°, avec parfois des *sets* sigmoïdes. Existent aussi des rides et des litages en mamelons (*HCS*). Des passages latéraux très rapides des *foresets* à faciès grossiers à leurs *bottomsets* à faciès plus fins (arénites à siltites), plus quartzeux (10 à 50 %) et quelque peu argileux, déterminent le débit lenticulaire. Les faciès sont des calcarénites bioclastiques quartzeuses (5 à 20 % maximum de quartz), les bioclastes provenant en majorité de crinoïdes et échinides, bryozoaires, algues rouges, lamellibranches, foraminifères benthiques à tests hyalins ou porcelanés blancs etc. Grains de glauconite, petits cristaux framboïdes de pyrite et débris végétaux ligniteux sont nombreux. La bioturbation

de *Thalassinoïdes, Ophiomorpha, Psiloichnus* obliques incurvés, est omniprésente et oblitère en partie les structures sédimentaires.

À terre, depuis la côte jusque vers l'ENE, c4aCl n'affleure que très médiocrement sauf sur le plateau des Marquans, de Coupas, des Lucquettes etc. Elle apparaît là quasi-identique, épaisse de 40 à 50 m, constituée de calcarénites bioclastiques quartzo-glauconieuses en *sand waves* à *foresets* arqués (azimut dominant N110-120) séparées par des interlits et lamines de calcisiltites argilo-quartzeuses ou d'arénites et siltites quartzo-argileuses, à bioturbations *Thalassinoïdes* et *Ophiomorpha* etc. *Texanites* cf. *gallicus* (ou *T.* cf. *texanus*) récolté à 400 mètres au Nord du Pré de Caunes (La Croix du Sud) la date du Santonien inférieur. c4aCl correspond en partie à c5G (« formations marno-gréseuses », « Santonien ») de J. Philip (*in* J. Rouire *et al.*, 1978) et à c4-5bG (« Grès supérieurs » attribués au Coniacien-Santonien) de G. Guieu *et al.* (1969). Comme pour c3eCl et c3fCl, les termes « formations marno-gréseuses » ou « grès » sont incorrects car la teneur en quartz est le plus souvent inférieure à 30 % (quoique pouvant atteindre 50 % dans les faciès fins friables) et celle en argiles réduite à quelques %.

c4bA-G. **Siltite Quartzo-Argileuse et Grès Calcaire de Saint-Cyr-Sur-Mer (Santonien inférieur)**. c4bA-G n'est actuellement représentée, au Sud de l'aire étudiée, que sur la carte de La Ciotat où elle correspond seulement à la partie inférieure (septentrionale) de c5G (« formations marno-gréseuses ») de J. Philip (*in* J. Rouire *et al.*, 1978). Elle correspond, en partie seulement, aux « Marnes de Saint Cyr » *sensu* J. Philip (1970). Son épaisseur est estimée être d'environ 150 mètres mais, facilement érodable, elle n'affleure que très peu et de manière très discontinue. Les meilleurs affleurements sont le bord de mer à la Madrague des Lecques, la tranchée de bord de route montant depuis la Malissonne vers la Cadière d'Azur, la tranchée de la D82 longeant l'A50 en rive gauche de l'Aren. A la Madrague des Lecques, c4bA-G, visible sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, est faite d'une alternance de siltites quartzo-argileuses, de couleur gris sombre, en minces lamines horizontales à faiblement ondulantes (rides très plates), parfois fluées, et de grès quartzeux bien calibrés, à ciment calcaire, en bancs épais de 5 à 20-30 cm (lenticulaires aplatis), à lamines horizontales parallèles puis ondulantes à obliques de rides, voire convolutées dans leur partie supérieure, parfois à bases déformées par charge. Les siltites laminaires ont ainsi des aspects de contourites et les bancs des structures de séquences de Bouma Tb-c interprétables comme dérivant de cortèges turbiditiques distaux. De ce point de vue, cette alternance est flyschoïde. La partie supérieure de c4bA-G au long de la route montant à La Cadière d'Azur, contient vers le haut de plus en plus de bancs de grès quartzeux à ciment calcaire, puis de calcarénites bioclastiques quartzeuses, bioturbées (*Ophiomorpha*), à débit nodulaire, avec passage au sommet à c4cR (Calcaire à Rudistes de la Cadière d'Azur, fig. 12). La microfaune de foraminifères (Tronchetti, 1981) et d'ostracodes (Babinot, 1980) permet de dater c4bA-G du Santonien inférieur.

La série sédimentaire d'âge Crétacé supérieur des Massifs de Carpiagne, de la Sainte-Baume et d'Allauch (J. Philip)

La série sédimentaire d'âge Cénomanien-Turonien du flanc nord du Massif de Carpiagne (La Penne sur Huveaune)

c1a-bCl. **Calcarénites Gréseuses et Grès (Cénomanien inférieur à moyen)**. En transgression sur l'Aptien supérieur, des grès et calcaires gréseux à orbitolines (*Orbitolina concava*), débris d'échinodermes et de mélobésiées, épais de 5 à 6 m, affleurent dans certains secteurs (La Pérussonne, Fenestrelles).

c1b-cR. **Calcaires à Rudistes et Calcarénites (Cénomanien moyen à supérieur)**. Une lentille bioconstruite, riche en rudistes (*Ichthyosarcolites triangularis, Caprina adversa*, Radiolitidés), épaisse d'une trentaine de mètres, se développe dans le secteur de la Pérussonne (Maurin *et al.*, 1981). Elle représente vraisemblablement l'équivalent stratigraphique de la Formation de la Marcouline (Cénomanien moyen) dans le synclinal du Beausset. La lentille s'amincit en direction de l'Est et de l'Ouest.

Au-dessus se placent une dizaine de mètres d'alternances de calcaires à rudistes et stromatopores et de calcarénites, parfois gréseuses, et de *wackestones* noduleux, bréchiques, à foraminifères benthiques (préalvéolines, *Chrysalidina gradata*). Par comparaison avec la série type du synclinal du Beausset, cette unité représente probablement le Cénomanien supérieur, partie inférieure (c_{1c}).

c_{2a-Cn}. **Calcaires Noduleux à Ammonites (Turonien inférieur)**. Des calcaires noduleux argileux ou gréseux en petits bancs, épais d'une dizaine de mètres, dans lesquels ont été citées (Fabre, 1940) des ammonites (*Mammites*, *Vascoceras*) et des échinides (*Periaster*) représentent le Turonien inférieur (c_{2aCn} dans le synclinal du Beausset). Au Camp de Lambert, on y a recueilli de rares rudistes (*Hippurites* cf. *requieni*). Cette formation est trop réduite pour être représentée cartographiquement.

c_{2b-eR}. **Calcaires à Rudistes (Turonien moyen à supérieur)**. Le Turonien moyen à supérieur est bien représenté (La Penne, la Bourgade, Clos Ruffisque). Il est formé de calcaires à nérinées (lumachelles) et rudistes (*Durania cornupastoris*, *Hippurites requieni*). Il forme une barre continue dont l'épaisseur est en moyenne d'une trentaine de mètres. À l'Est, il est recouvert en discordance par les calcaires en plaquettes de l'Oligocène. À l'Ouest de la Penne, il disparaît (étirement tectonique ou érosion anté-oligocène ?), les calcaires en plaquettes du *Rupélien* étant directement en contact avec le Cénomanien supérieur (la Pennelle, les Candolles).

La série sédimentaire d'âge cénomanien à maastrichtien du Massif de la Sainte-Baume

c_{1c-eR}. **Calcaires à Rudistes (Cénomanien supérieur)**. Le Cénomanien n'est présent que sur le flanc sud du synclinal du Plan d'Aups (vallon de Saint-Pons, vallon de Betton), discordant sur l'Albien. Il s'agit de calcaires à préalvéolines, *Chrysalidina gradata* et rudistes (*Apricardia*, Radiolitidés), n'excédant pas une dizaine de mètres d'épaisseur, que l'on peut attribuer au Cénomanien supérieur, par comparaison avec la série du synclinal du Beausset.

$c_{2e-gCl-R}$. **Calcarénites, Marnes et Calcaires à Rudistes (Turonien supérieur)**. Sur les flancs sud et ouest du dôme de La Lare, le Turonien constitue un ensemble peu épais (10 à 20 m) et continu, reposant en discordance de transgression sur le Berriasien. L'irrégularité de la surface d'érosion sur laquelle repose le Turonien entraîne des variations latérales d'épaisseur et de faciès de l'étage (Hennuy, 2003). Dans les creux de la topographie préexistante (Roussargue, Encanaux) se sont déposés des calcarénites à débris d'échinodermes, des marnes ligniteuses et des calcaires noirs à milioles, débris d'huîtres, de gastéropodes, et polypiers (*Procladocora*).

En certains points (Daurengue, Roussargue, Encanaux), ces dépôts sont recouverts par quelques mètres de calcaires noduleux à rudistes et chaetétidés qui ont livré (Philip, 1970) : *Vaccinites praegiganteus*, *V.* cf. *inferus* et *Durania cornupastoris*, association caractéristique du Turonien supérieur. Une surface de discontinuité avec traces d'érosion et d'émersion sépare ces calcaires à rudistes des calcaires bioclastiques à litages obliques de la base du Coniacien.

Des calcaires et marnes noires à débris d'ostréidés et des calcaires *mudstones* à milioles et rudistes : *Biradiolites* sp., *Sphaerulites* sp., épais d'environ 10 m, sont présents dans la série inverse de la Haute-Chaîne (ravin de Saint-Pons, vallon de Betton), surmontant le Cénomanien supérieur. Par comparaison avec le dôme de La Lare, ces faciès sont attribuables au Turonien supérieur.

c_{3Cl-R}. **Calcarénites et Calcaires à Rudistes (Coniacien)**. Dans le synclinal du Plan d'Aups, le Coniacien est caractérisé par des calcarénites rousses à débris d'échinodermes, bryozoaires, foraminifères, à litages obliques, transgressives sur le Turonien (La Caïre), ou en intercalations dans une série calcaire à rudistes (bordure nord du ravin de Saint-Pons). L'ensemble peut atteindre 70 m d'épaisseur. Les calcaires à rudistes renferment des formes (*Vaccinites giganteus*, *V. moulinsi*) typiques du Coniacien. Le faciès calcarénitique est également très développé dans la série renversée de la Sainte-Baume (vallon de Betton ; Philip, 1965)

c4a-bR. **Calcaires à Rudistes (Santonien inférieur et supérieur)**. Dans le synclinal du Plan d'Aups, le Santonien est représenté par des bancs à rudistes et des *wackestones* à foraminifères benthiques. L'association de rudistes (*Vaccinites beaussetensis, V. galloprovincialis, V. dentatus, Hippurites sublaevis, Hippuritella toucasi, Radiolites squamosus, R. galloprovincialis,* etc.) est typique du Santonien inférieur dans le synclinal du Beausset. Vers le haut de la série, les bancs à rudistes, très fossilifères, alternent avec des bancs de calcaires argileux à *Lacazina compressa* et des interbancs plus marneux à polypiers isolés (*Cyclolites*, *Phyllosmilia*), gastéropodes et ostréidés qui représentent le Santonien supérieur. L'ensemble a une épaisseur d'environ 70 m.

c3-c4a-b. **Calcarénites et Calcaires à Rudistes (Coniacien et Santonien inférieur indifférenciés)**. Sur le pourtour du dôme de La Lare, la partie inférieure du Coniacien, de 10 à 20 m d'épaisseur, est caractérisée par des calcarénites de couleur rousse (débris d'échinodermes, de bryozoaires, de mélobésiées, etc.), parfois gréseuses, à litages obliques bidirectionnels, typiques de dépôts sous influence de marées (Daurengue, Roussargue, Encanaux, la Verrerie) (Hennuy, 2003). Ce faciès est transgressif sur le Turonien (bordure sud de La Lare) ou sur le Tithonien (bordure nord de La Lare). Le faciès calcarénitique est également développé dans le synclinal du Plan d'Aups (vallon de Saint-Pons) en intercalations dans les calcaires à rudistes de la partie inférieure du Coniacien, ainsi que dans la série renversée de la Sainte-Baume (vallon de Betton).

Au-dessus, se développe une série, épaisse d'environ 150 m, formée de bancs à rudistes alternant avec des *wackestones* à foraminifères benthiques, dans laquelle les deux étages ne peuvent pas être cartographiquement séparés. La partie inférieure de cette formation (épaisse d'une cinquantaine de mètres) renferme une association de rudistes (*Vaccinites giganteus, V. moulinsi, Hippurites socialis, Biradiolites* cf. *angulosus, Radiolites sauvagesi*) typique du Coniacien. La partie supérieure, souvent très fossilifère, renferme l'association (rudistes et foraminifères) typique du Santonien inférieur et supérieur (voir ci-après).

c4cCM. **Calcaires et Marnes (Santonien supérieur à final)**. Sur le plateau du Plan d'Aups, le Santonien se termine par des calcaires et des marnes ligniteuses à faune de caractère saumâtre (*Cardium itieri, Ostrea galloprovincialis, Glauconia coquandi*), désignés sous le nom de « Zone » du Plan d'Aups (Fabre-Taxy et Philip, 1964). L'épaisseur de cette unité est d'une quinzaine de mètres. En certains points du dôme de La Lare (Daurengue, Encanaux), affleurent des calcarénites gréseuses à débris d'ostréidés et des sables pouvant représenter l'équivalent latéral de la « Zone » du Plan d'Aups.

c4d-c5a. **Calcaires, Marnes et Lignites (Santonien final (Valdonnien) - Campanien inférieur (Fuvélien))**. Faisant suite de manière transitionnelle à la « Zone » du Plan d'Aups, le Valdonnien est représenté à l'Ouest du Plan d'Aups (La Brasque ; S. Fabre-Taxy et J. Philip, 1964) et dans le vallon de Vède (Corroy, 1939), par une vingtaine de mètres de calcaires lacustres, marnes ligniteuses et argiles, dans lesquels on recueille *Campylostylus galloprovincialis,* une espèce fréquente dans cet étage.

La majeure partie de la série fluvio-lacustre dans l'autochtone du Massif de la Sainte-Baume appartient, selon toute vraisemblance, au Fuvélien, comme le montre, en particulier, la proximité des premières couches de lignite de la base de la série. Cette série présente une épaisseur qui n'excède pas une soixantaine de mètres (forage de Vède), mais elle est le plus souvent réduite à une dizaine de mètres par la tectonique, sous les unités chevauchantes ou charriées qu'elle supporte (Plan d'Aups, Roqueforcade-Encauron-Roquevaire). À l'affleurement, le Fuvélien est formé d'une alternance de bancs calcaires *mudstones* et de marnes fissiles riches en débris végétaux, charophytes, gastéropodes (*Melania scalaris*) et lamellibranches (corbicules, unios). Au NW du Massif de la Sainte-Baume (Tapan), les dernières strates du Fuvélien ont livré *Zonocypris digitalis*, ostracode commun dans le Fuvélien stratotypique et celui des Baux en Provence (Babinot, 2003). Les couches de lignite du Fuvélien ont été reconnues dans le vallon de Vède, à Daurengue, et sur le Plateau du Plan d'Aups (Durand, 1980). À Vèdes, un forage a recoupé les quatre couches principales (dont une Grande Mine de 3 m de puissance) dans le Fuvélien redressé contre le Trias de l'Huveaune. Au Plan d'Aups (La Mine) un puits a recoupé 5 couches de charbon.

Dans la région de Roquevaire (Les Plâtrières), le Fuvélien est représenté par des lambeaux très écrasés de calcaires *mudstones* noirs et de marnes à gastéropodes et ostracodes (*Darwinula fuvelensis*, *Ilyocypris colloti* ; déterm. J.F. Babinot), intercalés entre le Trias de l'Huveaune et les écailles jurassiques de l'Allochtone de l'Étoile.

c5b. **Argiles, Grès et Calcaires (Campanien supérieur (Bégudien))**. Dans la gouttière de Villecroze (Tapan les Bosq), peuvent être attribués au Bégudien une vingtaine de mètres d'argilites sableuses rouges, en continuité stratigraphique avec le Fuvélien, qui ont fourni (Tapan) des fragments de *Microcodium* et des gyrogonites de charophytes (*Microchara laevigata* Grambast et Guttierez, connue au Bégudien-Rognacien ; détermination M. Feist).

Dans la gouttière de la Taurelle (vallée de la Haute-Huveaune), au-dessus du Fuvélien, une quinzaine de mètres de calcaires lacustres, renfermant des galets de quartz filonien et de quartzites, de brèches à blocs métriques de calcaires jurassiques encroûtés par des *Microcodium*, et des intercalations de *cherts* laminés (silcrètes ?), sont attribuables au Bégudien.

À la Grande Bastide, des calcaires bréchiques à encroûtements de *Microcodium* ont fourni à J. Répelin (1922) une malacofaune : *Physa gardanensis* Matheron, *Anostomopsis rostellaris*, *Cyclophorus heliciformis* Matheron, caractéristiques du Bégudien (Fabre-Taxy, 1959).

Dans le Massif de la Sainte-Baume, l'épaisseur du Bégudien est donc considérablement moindre que dans le bassin de l'Arc où elle est évaluée à 320 mètres (Babinot et Durand, 1980).

c6. **Argiles, Poudingues et Brèches (Maastrichtien (Rognacien))**. Dans les gouttières de Villecroze et de la Taurelle, se superpose au Bégudien une centaine de mètres de faciès fluviatiles formés d'argilites sableuses rouges, alternant avec des bancs de grès, de poudingues à galets de socle (lydiennes, quartzites, phtanites, quartz filonien), de galets calcaires d'âge jurassique et crétacé inférieur, de galets de cargneules du Trias et des bancs à pisolithes. Dans la gouttière de Villecroze (Bassan), certaines couches d'argilites se sont révélées relativement riches en fragments de coquilles d'œufs de dinosaures (détermination G. Garcia, Université de Poitiers). Des fragments de *Megaloolithus* sp., proches de *M. aureliensis* et de *M. siruguei* (Rognacien inférieur) ont été mis en évidence dans les couches de la partie inférieure de la série. A Bassan (Chemin de l'Aigle), les argilites de la partie supérieure, jusqu'au dernier lit sous le chevauchement, ont livré *Megaloolithus mamillare* qui date le Rognacien moyen à supérieur dans le Bassin de l'Arc (Garcia et Vianney-Liaud, 2000).

Les argilites sableuses rouges et les poudingues s'interposant entre le Muschelkalk et la klippe jurassique de Bassan (Guieu, 1968) ont fourni à leur partie inférieure, au contact avec le Trias, des gyrogonites de charophytes (*Microchara* sp.) et de nombreux quartz bipyramidés à inclusions d'anhydrite et de sylvinite (communication écrite A. Prone, 2004) provenant vraisemblablement du remaniement du Trias. Des grès, argilites sableuses rouges et poudingues à très gros éléments de galets de grès permiens, de quartzites et de quartz s'intercalent entre le Trias de l'Huveaune et l'allochtone des collines d'Auriol (Pont de Joux, Défens d'Auriol, La Bardeline - Les Adrets). Au Nord de la Chapelle Sainte-Croix, les argilites rouges livrent de nombreux fragments d'œufs de dinosaures (*Megaloolithus mamillare*) qui permettent de leur assigner un âge rognacien supérieur.

Entre la Haute Vallée de l'Huveaune et le secteur des Pics des Corbeaux, existe une trentaine de mètres de brèches hétérométriques stratifiées et granoclassées à éléments calcaires du Jurassique supérieur, Crétacé inférieur (Urgonien et Albien), Santonien, et à matrice argilo-gréseuse rouge à *Microcodium.* Ces brèches constituent l'unité la plus caractéristique de la gouttière de la Grande Bastide (Guieu, 1968). Elles s'étendent vers l'Ouest jusqu'au ravin de Saint-Pons. À la source de Cros, elles comportent des klippes sédimentaires de Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur. Elles s'effilent progressivement vers l'Est pour disparaître totalement dans le secteur de Nans. Cet épisode bréchique, qui couronne la série continentale de la Sainte-Baume, témoigne d'une phase tectonique que les auteurs (Lutaud, 1957 ; Guieu,

1968) ont daté du Bégudien, mais qui pourrait être fini-rognacienne, voire paléocène. Cet âge serait indirectement confirmé par la présence d'attapulgite dans les argilites sous-jacentes à ces brèches à la Grande Bastide (Monier et Chamley, 1968), l'attapulgite n'étant en effet mentionnée qu'au Paléocène dans le Bassin de l'Arc (Sittler, 1965).

La série sédimentaire d'âge cénomanien à santonien du Massif d'Allauch

c1c-eR. **Calcaires à Rudistes (Cénomanien supérieur)**

Autochtone. Le Cénomanien constitue le toit de la bauxite dans la partie sud de l'unité autochtone (Jas de Moulet, Tête Ronde, Vallon de Passetemps). Il est formé de quelques mètres de calcaires à préalvéolines, rudistes (*Caprina, Ichthyosarcolites et Apricardia*) et lumachelles à huîtres (*Ostrea vardonensis*), attribuables au Cénomanien supérieur, par référence à la série du synclinal du Beausset (Philip, 1970).

Série renversée. Le Cénomanien de la série renversée affleure sous les calcaires urgoniens chevauchants entre le Jas de Peynaou et le Vallon de Passetemps. Ce sont des calcaires à rudistes (Caprinidés, Radiolitidés, *Apricardia*), épais d'une dizaine de mètres, qui peuvent être corrélés à la sous-unité inférieure à rudistes de Fontblanche (c1e-fR) du synclinal du Beausset et d'âge cénomanien supérieur.

Allochtone. Le Cénomanien est présent dans la série normale de l'allochtone, entre Font de Mai et Ruissatel, ainsi qu'au SE du hameau des Maurins. À Font de Mai, le Cénomanien est représenté par une quinzaine de mètres de calcaires argileux à préalvéolines, surmontés par une trentaine de mètres de calcaires à rudistes (*Caprinula, Durania*) que l'on peut attribuer au Cénomanien supérieur et corréler à la sous-unité inférieure à rudistes de Fontblanche (c1e-fR) du synclinal du Beausset.

Au Sud de Ruissatel (Bois de la Chapelette), les calcaires à rudistes (*Caprinula, Sauvagesia*) du Cénomanien supérieur sont discordants sur l'Aptien inférieur et en contact par faille avec le Rupélien. Dans la 2e édition de la carte Aubagne-Marseille, ces calcaires avaient été attribués à tort au Turonien.

Un minuscule affleurement de calcaires très écrasés à préalvéolines a été signalé par G. Guieu (1968) dans le ravin du Garlaban, au SW de Lascours, vraisemblablement conservé dans un repli synforme de l'allochtone.

Enfin, deux minuscules affleurements de Cénomanien (déjà signalés sur les précédentes éditions de la carte), ont été conservés à la faveur de failles affectant le soubassement urgonien de l'unité allochtone des Maurins. L'un d'eux (près du point 292, au Sud du hameau des Maurins) montre quelques mètres de calcaires bioconstruits à *Durania arnaudi* et *Sauvagesia* cf. *sharpei* typiques du Cénomanien supérieur (sous-unité inférieure de la barre à rudistes de Fontblanche (c1e-fR) du synclinal du Beausset).

En résumé, le Cénomanien de la série allochtone montre d'étroites affinités avec celui de la bordure nord du synclinal du Beausset confirmant ainsi le rattachement de l'allochtone du Massif d'Allauch à l'unité structurale du Beausset.

c2e-gCl. **Calcarénites et Marnes (Turonien supérieur)**. Dans l'aire centrale de l'autochtone, les premiers dépôts du Turonien reposent en discordance cartographique sur des termes variés de la série sous-jacente : Cénomanien à Tête Ronde, bauxite aux Têtes Rouges, Hauterivien au Pic du Thaoumé et au Baou de Léoure. Ils sont formés de calcarénites à débris d'échinodermes, bryozoaires, gastéropodes, ostréidés, rares rudistes (*Durania*), mélobésiées, foraminifères, alternant avec des passées marneuses et ligniteuses ou des bancs à rudistes (Baou de Léoure, Grands Hubacs). Leur épaisseur variable (15 m à Petite Tête Rouge, 40 m aux Puits du Jardinier, 26 m au Baou de Léoure) dénote l'influence de l'irrégularité de la surface de transgression. Les bancs à rudistes du Baou de Léoure ont livré une riche association (*Vaccinites petrocoriensis, V. praegiganteus, Hippurites* cf. *vasseuri, Biradiolites lumbricalis*, etc.) typique du

Turonien supérieur dans le synclinal du Beausset. L'aire centrale du Massif d'Allauch aurait été ainsi sans dépôt durant tout le Turonien inférieur.

Toutefois, il est à noter que des calcaires argileux incartographiables, en continuité stratigraphique avec le Cénomanien supérieur, pourraient représenter le Turonien inférieur dans la série renversée du Massif d'Allauch (Philip, 1970).

c2gR. **Calcaires à Rudistes (Turonien supérieur)**. Dans l'aire centrale, l'unité précédente passe progressivement vers le haut à des calcaires à rudistes, coraux branchus et chaetétidés, formant une barre épaisse d'une dizaine de mètres (Têtes Rouges, Tête Ronde, Thaoumé, Baou de Léoure) et ayant livré : *Durania cornupastoris, Vaccinites praegiganteus, V. giganteus, V. rousseli, V. petrocoriensis, V.* cf. *corbaricus, Sphaerulites patera*, association qui date le Turonien supérieur dans le synclinal du Beausset.

Dans la série normale de l'allochtone, les calcaires à rudistes (*Durania)* et nérinées du Turonien supérieur, très étirés, affleurent dans le secteur compris entre Font de Mai et Ferme Camoin.

c3a-cCl. **Calcarénites (Coniacien inférieur)**. Dans l'autochtone, le Coniacien est caractérisé à sa partie inférieure par des calcarénites rousses à litages plans ou obliques, à débris d'échinodermes abondants (calcaires « spathiques » des anciens auteurs), bryozoaires, rudistes, mélobésiées, miliolidés, etc. (Philip et Gari, 2005). Ce faciès constitue les sommets des buttes des Têtes Rouges, du Baou de Léoure et des Grands Hubacs.

Dans la série normale allochtone (Ferme Camoin), des calcaires *grainstones* de couleur rousse, peu épais (5 m) superposés aux calcaires à rudistes du Turonien, ont été attribués au Coniacien (c3a-cCl) par analogie avec les faciès de ce dernier dans l'autochtone.

c3d-c4a-b(R). **Calcaires à Rudistes (Coniacien-Santonien indifférenciés)**. Au-dessus de l'unité calcarénitique du Coniacien, se développe une série calcaire épaisse d'une centaine de mètres, formée d'une alternance de bancs à rudistes et de calcaires à foraminifères benthiques (milioles abondantes), conservée seulement dans les compartiments affaissés de l'autochtone (La Folie, Les Mies, Col du Marseillais). On peut distinguer dans cette série (Philip, 1970) : une partie inférieure renfermant une association de rudistes (*Vaccinites giganteus, V. moulinsi, Praeradiolites desmoulinsi*), typique du Coniacien, et une partie supérieure livrant : *Vaccinites beaussetensis, V. dentatus, V. galloprovincialis, Hippurites sublaevis*, *Lacazina compressa*, association caractéristique du Santonien inférieur et supérieur.

c4cCM. **Calcaires Lumachelliques, Marnes (Santonien supérieur à final)**. Dans le compartiment des Mies et du Ragage, les calcaires à rudistes du Santonien supérieur passent transitionnellement vers le haut à des calcaires lumachelliques à faune saumâtre (*Cardium itieri, Glauconia coquandi, Ostrea* sp.) et marnes ligniteuses à gastéropodes (*Melania*). Cet ensemble, épais d'une dizaine de mètres, est l'équivalent de la « Zone » du Plan d'Aups (voir *supra*, « Massif de la Sainte-Baume »), attribuable au Santonien supérieur élevé.

c4d-c5a. **Calcaires, Marnes et Lignites (Santonien final (Valdonnien) - Campanien inférieur (Fuvélien))**. Des marnes et calcaires noirs à gastéropodes et à corbicules, très tectonisés, épais d'environ 20 m, affleurant en fenêtre au NE des Mies (point 481), sous l'Albien chevauchant des Trois Fonts, représentent le Valdonnien (C4d) et le Fuvélien (C5a) indifférenciés.

L'Oligocène (coord. D. Nury, avec les contributions de D. Nury, P. Arlhac, M. Villeneuve, J.-J. Châteauneuf, J. Riveline et une contribution de J. Philip)

Avertissement

Cette partie comprend deux textes : l'un présenté par l'équipe chargée de l'étude de l'ensemble des bassins oligocènes conduite par D. Nury et l'autre présenté par J. Philip, en charge de la cartographie de la bordure du massif d'Allauch.

Les deux textes, qui s'appuient sur des investigations différentes, aboutissent à des interprétations contradictoires rendant impossible un regroupement en un seul. Ils sont donc présentés à la suite, sans jugement du coordonnateur général (M. Villeneuve) sur la validité de l'un ou l'autre.

Néanmoins, ces conceptions différentes pouvaient aboutir à des divergences dans la représentation cartographique de l'Oligocène. Le choix adopté par le coordonnateur, en accord avec l'éditeur, a été de retenir la cartographie proposée par l'équipe spécifiquement en charge du lever de l'Oligocène

.

Les formations de l'Oligocène du bassin de Marseille-Aubagne (D. Nury, P. Arlhac, M. Villeneuve, J.-J. Châteauneuf, J. Riveline)

Généralités

L'étude des formations de l'Oligocène du bassin de Marseille a bénéficié des recherches effectuées sur les bassins provençaux voisins qui ont fait l'objet d'une révision stratigraphique détaillée (Nury, 1987, 1988 ; Châteauneuf et Nury, 1995), comme les bassins d'Aix-en-Provence, de la Durance, de la chaîne de Nerthe, de Bandol et du Var.

Les travaux présentés ici s'appuient sur la thèse de D. Nury (1987) portant sur le bassin de Marseille-Aubagne, complétée par les données recueillies pour la mise à jour de la présente 3e édition de la carte géologique Aubagne-Marseille. Ces données nouvelles sont issues des compléments cartographiques, des recherches structurales détaillées et de la découverte de nouveaux gisements fossilifères dans des secteurs clefs. Ces nouvelles datations par la paléontologie ont bénéficié de l'aide de spécialistes de l'Oligocène comme C. Cavelier, J.-J. Châteauneuf et J. Riveline.

Ces recherches ont abouti à :

1. la subdivision de l'ensemble oligocène Aubagne-Marseille en trois bassins différents ;
2. des successions lithostratigraphiques détaillées et des investigations sédimentologiques dans chacun des bassins ;

une échelle biostratigraphique (tabl. 2) basée sur les comparaisons entre 6 groupes de fossiles continentaux au lieu de 4 précédemment (Nury et Cavelier, 1994) : gastéropodes, mammifères, charophytes, ostracodes, kystes de dinoflagellés, pollens et spores. Cette biostratigraphie qui est en accord avec les subdivisions de l'échelle stratigraphique internationale (Gradstein, 2012) laisse de côté les anciennes dénominations du Sannoisien et du Stampien (tabl. 2).

L'originalité de ces bassins intracontinentaux est évidemment le type sédimentation fluvio-lacustre qui induit des changements très rapides dans le temps et dans l'espace et ce contrairement aux séries marines. Régionalement, les invasions marines sont favorisées par la distension omniprésente qui organise la sédimentation et fait varier la paléogéographie des aires sédimentaires. Elle influe également sur les milieux de dépôt, notamment en permettant à des venues d'eaux chlorurées marines, d'arriver jusqu'en Provence, à travers le continent méridional Corso-sarde qui se fracture. Les ingressions les plus importantes ont pu être corrélées avec les variations eustatiques mondiales.

L'aire sédimentaire marseillaise (*s.l.*) contient la série oligocène provençale la plus épaisse et la plus complète. Cependant, des niveaux repères très importants contenus dans les bassins d'Aix-en-Provence et de la Durance, dans la région de la chaîne de la Nerthe et dans le Var, corrélables avec les formations définies dans le bassin de Marseille, contribuent largement à la connaissance de l'Oligocène sud-provençal au-delà de l'emprise de la feuille Aubagne-Marseille.

L'ensemble de ce qu'on appelle communément le bassin de Marseille-Aubagne a été divisé en trois entités : bassin du Jarret (au Nord), bassin du Prado (au SW) et bassin d'Aubagne (à l'Est), auquel on raccorde généralement le bassin de la « Destrousse » situé au Nord de ce dernier et qui se trouve sur la feuille d'Aix en Provence.

Les deux derniers bassins sont traversés par le fleuve Huveaune tandis que le bassin nord est traversé par le cours d'eau du Jarret. Ces trois bassins n'ont pas les mêmes caractères stratigraphiques, structuraux et sédimentaires. Par exemple les bassins méridionaux (du Prado et d'Aubagne) remplis de dépôts principalement Oligocène inférieur sont déformés en plis ouverts liés à une compression, alors que le bassin du Jarret, comblé par des dépôts principalement de l'Oligocène supérieur, est très peu déformé.

Les successions stratigraphiques établies tiendront compte de ces trois entités. Chacune d'elle comporte un groupe stratigraphique distinct comprenant plusieurs formations. Certaines sont subdivisées en membres. C'est ainsi qu'on distingue : le groupe du Jarret, le groupe du Prado et le groupe d'Aubagne (fig. 13).

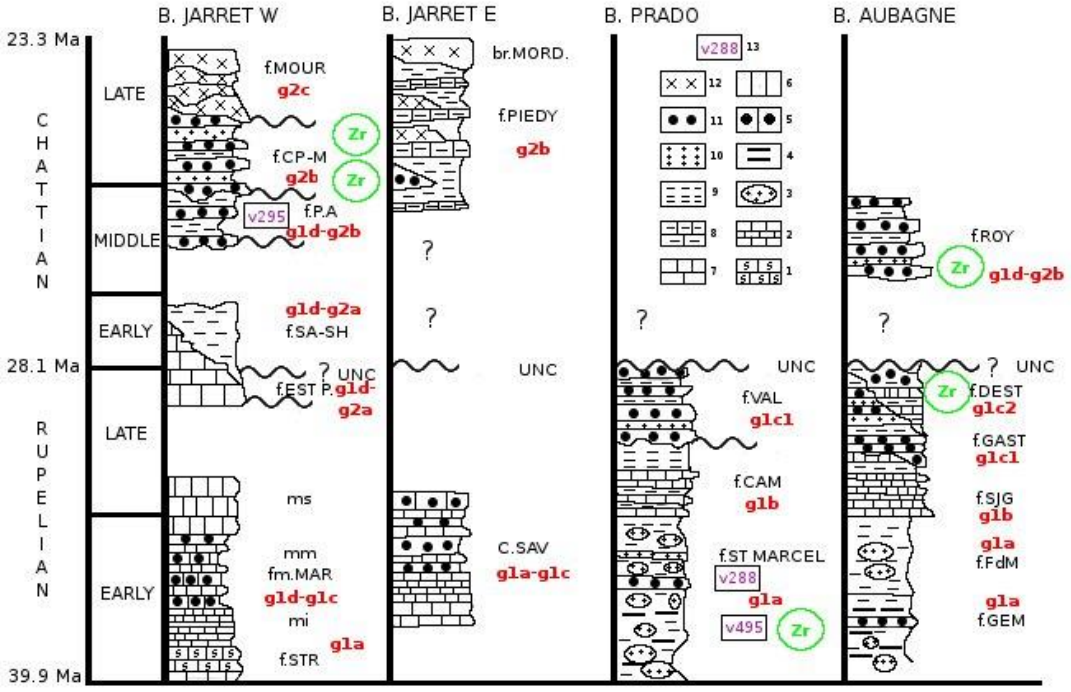


Fig. 13 - Successions lithostratigraphiques des formations oligocènes du bassin de Marseille-Aubagne (Villeneuve, Inédit)

Légende. f.Mour : Formation Mourepiane, f.CP-M : Formation Cap Pinède-Le Merlan, f.PA : Formation de la porte d'Aix, f.SA-SH : Formation Saint-André-Saint-Henri, f. Est P : Formation Estaque port, f. Mar : Formation du Marinier, Br. Mord : brèches de Mordeau, f.Piedy : Formation de Piedautry, C.Sav : Calcaires de la Savine, f.Val : Formation de la Valentine, f. Cam. : Formation des Camoins, f. ST MARCEL : Formation de St Marcel, f. Roy : Formation de la Royante, f. Dest : Formation de la Détrousse, f. Gast : Formation de la Gastaude, f.SJG : Formation de Saint-Jean-de-Garguier, f. FdM : Formation de Font de Mai, f. Gem : Formation de Gémenos, 1 - Calcaires à striatelles, 2 - Calcaires à lamines, 3 - Lentilles de poudingues, 4 - Lits de lignites, 5 - Calcaires bréchiques, 6 - Calcaires en gros bancs, 7 - Calcaires, 8 - Marnes et calcaires marneux, 9 - Argiles, 10 - Grès, 11 - Poudingues, 12 - Brèches, 13 - Nouveaux gisements fossilifères. Encadrés en violet- nouveaux echantillons fossilifère, Zr entourés en vert - Échantillons avec zircons hérités datés.

En effet, étant donné le caractère majoritairement continental des dépôts, il était hasardeux de dégager une stratigraphie unique et synthétique comme ce fut le cas auparavant. La série synthétique qui aurait été ainsi déterminée n'aurait pas été représentative des formations du même âge dans les bassins voisins. Exemple : la formation marneuse de Saint-Marcel (bassin du Prado) a pour équivalent temporel la formation calcaire du Marinier (bassin du Jarret).

ETAGES	SOUS-ETAGES	FORMATIONS		BIOZONES DE FAUNE ET FLORES						ECHELLE CHRONOSTRAT.
		LE ROUET	MARSEILLE AUBAGNE	GASTEROPODES	MAMMIFERES	CHAROPHYTES	POLLEN ET SPORES	DINOFLAGELLES	OSTRACODES	BERGGREN ET AL.
INTERNATIONAUX	REGIONAUX					J. RIVELINE	J.J. CHATEAUNEUF	J.J. CHATEAUNEUF	APOSTOLESCU ET AL.1999 REVISE(D. NURY)	2005
23,3 Ma		Cap des Nautes		Association						
		et		Potamides			Megathermes	Glaphyrocysta		
	Chattien	Cap de		Lamarcki						O7
		la Vierge					et	exuberans et		
C		Gres et		Wenzia		Chara			VI	
H		conglomerats		ramondi	MP30		Avicennia	laciniiformis		
A		supérieurs du	Mourepianne			notata				
T		Rouet		Pomatias			(phase de			(NP25)
T	Supérieur	Gres et	Cap janet et Pied d'Autry	antiquus			réchauffement)			
I		conglomerats	Collet-Redon							
E		inférieurs	Cap Pinede-Merlan					Absence		
N		du	Lacune							
	Chattien	Rouet	Ported'Aix-V295							
	moyen		Royante -V269				Microthermes			
			Discontinuité							
	Chattien			Association		Lychnothamnus				O6
			Saint Henri_	Wenzia ramondi	MP26	ungeri	Slowakipollis		V	(NP25)
	inférieur		Saint André	Potamides			hippophaeoides	de		
28,1 Ma				lamarcki et			sans B. hohli			O4-O5
			L'Estaque port	Tympanotonos	MP 25?	Chara			IV	(NP24)
				labyrinthus		microcera?				
R			lacune							
U			La /La Destrousse	P. lamarcki						
P	supérieur		Valentine/La gastaude	T. labyrinthum	(MP 24)		Boehlensipolis	Dinokystes		O2-O3
E			Discontinuité	et dernières					III	(NP23)
L			Les Camoins	Melanoides	(MP23)	Lychnothamnus	hohli			
I			Peypin	touranei						
E				Brotia laurae			et			
N			Saint Marcel	et		major	Slowakipollis	Wetzeliella		O2
	Rupélien		V288	Striatelles	(MP 22)		hippophaeoides		II	(NP23)
			V495	appauvries				gochtii		
	inférieur		Calcaires à Striatelles	Associations		Lychnothamnus				
			et Lignites	à striatelles	MP 21	pinguis			I	O1
34 Ma			de Saint Zacharie	abondantes						(NP21)

Légende (MP22): zone de mammifères determinée par corélation avec les bassins provencaux adjacents

Tabl. 2 - Subdivisions biostratigraphiques ayant servi à dater les formations de l'Oligocène (Nury, inédit)

Le Groupe du Prado (ou série sédimentaire du bassin du Prado)

Il comprend 3 formations avec, de la base vers le sommet :

– la Formation Saint-Marcel (g_{1a}) ;

– la Formation des Camoins (g_{1b}) ;

– la Formation des Poudingues de la Valentine (g_{1c1}).

g_{1a}M. **Formation de Saint-Marcel (*Rupélien inférieur*)**. Cette formation identifiée dans la carrière de Saint-Marcel (Marseille Est) comprend 3 membres avec, de bas en haut :

– ***Membre du parc du XXVI^{ème} centenaire***. Cette formation a été échantillonnée dans le tunnel reliant le tunnel du « centre ville » au rond-point du Prado. Ce tunnel passe sous le parc du XXVI^{e} Centenaire avant de rejoindre le rond-point du Prado. Il s'agit d'une alternance plurimétrique d'argiles grises, verdâtres et brunes, et de lentilles de poudingues. Le pendage général des couches est de 35 à 50° vers le Sud. Vers la base on a observé plusieurs niveaux de lignites épais de 50 cm à plus d'un mètre. Son substratum

n'apparaissant nulle part, on ne connaît pas la puissance de ce membre. Au débouché du tunnel du centre ville ont été échantillonnés les charophytes suivants : *Nitellopsis (Tectrochara) meriani, Lychnothamnus pinguis et Chara sp.* indiquant le *Rupélien basal* (Riveline, com. pers.). On raccorde à ce membre les argiles, grès bruns et poudingues échantillonnés sur le site du magasin Weldom (ex. Danone) dans le quartier de Mazargues qui a fourni les fossiles suivants : *Nystia Chastelli* et *Brotia Laurae* (Gastéropodes), *Hydrobia sp.* ainsi que *Leguminocythereis verricula–scrobiculata* (ostracode) qui indiquent le Rupelién inférieur (Châteauneuf et Cavelier, com pers.). Des pollens (Châteauneuf, com. pers.) du Permo-Trias remaniés trouvés dans un ensemble indiquent une flore lacustre d'âge oligocène. La présence de pollens du Trias est un caractère spécifique au *Rupélien* de Marseille, car les sédiments chattiens en sont généralement dépourvus. D'autre part, la microflore continentale trouvée ici (Sparganiacées à pore en relief et à réticule) n'existe pas au *Chattien* ;

– *Membre du Saint-Marcel inférieur*. Ce membre a été défini dans un sondage effectué dans la carrière de Saint-Marcel située dans la vallée de l'Huveaune. Le sondage n'ayant pas atteint le substratum, on n'en connaît pas les limites inférieures. La limite supérieure est marquée par les travertins du Pléistocène qui surplombent la carrière. L'ensemble dépasserait les 200 m d'épaisseur. Il s'agit principalement de marnes grises, gris bleu et beiges associées à des grés et des poudingues en lentilles. On y rencontre également des passées de lignites et des gypses. Les figures sédimentaires indiquent un milieu de dépôt calme avec passagèrement apport de détritique venant du secteur sud. Les fossiles récoltés dans le sondage (*Brotia laurae, Rhabdochara major, Boelhensipollis hohli, Slowakipollis hippophaeoides, Wetzeliella gochtii.*), dans la tranchée de l'autoroute adjacente (A7 entre Marseille et Aubagne), indiquent un âge *Rupélien inférieur (MP 22)*. Ce membre est également bien représenté dans la partie SW du bassin de l'Huveaune (Lotissement Valmante-Michelet). Contre le massif de Carpiagne, il occupe une large part des affleurements recouverts par du Quaternaire. Il a été aussi reconnu dans l'Émissaire II (Weydert et Nury, 1978) ;

– *Membre du Saint-Marcel supérieur*. Ce membre a été défini à l'Ouest des carrières de Saint-Marcel, sur le flanc sud de la colline des Comtes où il est discordant sur le Saint-Marcel inférieur. Sa limite supérieure n'est pas connue et sa puissance est estimée à 300 m. Il est constitué de marnes et de grès rouges et orangés associés, et des lentilles de poudingues à galets siliceux et métamorphiques. On le retrouve au Sud du massif de Notre Dame de la Garde (place Amiral Muselier), où il a livré *Brotia Laurae (site F11).* Il a aussi été largement recoupé dans l'Emissaire II où il a livré des fossiles tels que *Polymesoda* (*Pseudocyrena*) *convexa, Boehlensipollis hohli, Slowakipollis hippophaeoides, et* des dinoflagellés : *Wetzeliella gochtii, Spiniferites* et *Millioudodinium.* Ces fossiles indiquent toujours le *Rupélien inférieur (MP 22*).

g1bC. **Formation des Camoins (*Rupélien supérieur*)**. Aux Camoins, quartier situé au NE de Saint-Marcel et de la Valentine, se trouve une formation recoupée sur plus d'une centaine de mètres par deux sondages. Une mine y exploitait autrefois le soufre. Les eaux sulfurées de la source des Camoins alimentent un centre thermal.

Les niveaux recoupés par le sondage sont des calcaires en plaquettes, des laminites calcaires, des marnes grises et gris bleu et du gypse, ainsi que des grés et des brèches. Les sondages effectués pour connaître l'origine des eaux thermales des Camoins montrent que ces calcaires en plaquettes reposent sur les argiles et les grès de la Formation de Saint-Marcel. L'un des sondages (S4bis) montre que les calcaires en plaquettes des Camoins sont surmontés par 25 m d'argiles bleues qui n'apparaissent pas au sondage adjacent S1. Ces argiles pourraient appartenir à un equivalent latéral de la Formation de la Destrousse.

Les fossiles marqueurs sont : *Melanoides tourainei, Pseudamnicola angulifera,* des *Prolebias* des coelentérés Siphonophores Chondrophorides, *Discalioides* nov. gen. (Nel *et al.*, 1987). Ces mêmes fossiles ont été trouvés dans la région des Fenestrelles (sud d'Aubagne), prouvant avec les dinoflagellés une communication de l'aire sédimentaire avec une mer ouverte. Cette faune peu abondante, indique le *Rupélien supérieur* (MP 23).

Cette formation se retrouve à Donomagis, près de Roquevaire (associée à des striatelles qui sont différentes en âge de celles du niveau à « striatelles » de la base de l'Oligocène), aux Fenestrelles, au Sud d'Aubagne, sur le pourtour du massif de la Garde, dans la galerie de l'Émissaire II où on peut observer son contact avec la formation sous-jacente de Saint-Marcel, et aussi dans le quartier de la Pauline (Marseille Sud), où elle a été retrouvée en sondages.

Cette formation recouvre en « on lap » des parties importantes du massif de la Salette, notamment dans les quartiers des Camoins, des Accates et d'Enco de Botte. Aux Camoins ces calcaires en plaquette sont recouverts par des argiles rouges en surface (visibles à côté de l'hôpital Saint-Roch) qui ont été traversées en sondage. Ces argiles gréseuses (bleues en sondage) peuvent appartenir soit au sommet de la Formation des Camoins, soit à un equivalent de la Formation de la Déstrousse, soit à la base de la Formation de la Valentine.

La Formation des Camoins se développe donc sur tout le pourtour de la vallée de l'Huveaune et sur les massifs qui l'encadrent, en incorporant dans ses bordures des brèches et mégabrèches intraformationnelles à olistholithes issues du jeu des failles normales.

g1c2. **Formation des Poudingues de la Valentine** (***Rupélien supérieur/Chattien inférieur***). Sur la carte, cette formation est regroupée avec celle de La Gastaude sous un même caisson dénomé « Formations de la Valentine et de la Gastaude »).

Ces dépôts témoignent d'un fort épisode d'érosion fluviatile ou fluvio-lacustre. On distingue deux membres différents par leur couleur : a) un membre inférieur de couleur rouge-orangé et b) un membre supérieur de couleur jaunâtre.

Les dépôts du **membre inférieur** affleurent principalement dans la partie orientale de la colline des Comtes (quartier des Caillols). Il s'agit d'alternances de grés rouge orangé et de poudingues à ciment rougeâtre et à éléments figurés de Paléozoïque. La puissance est difficile à évaluer car les affleurements sont lenticulaires (quelques dizaines à quelques centaines de mètres). Ce membre est directement superposé à la Formation des Camoins dans la coupe de l'Émissaire II (Weydert et Nury, 1978) où il était confondu avec la Formation de la Destrousse.

La coupe de référence du **membre supérieur** se trouve le long du talus situé au NE du centre commercial de la Valentine. Il s'agit d'un ensemble assez épais constitué par des argiles sableuses et des grés jaunes à lentilles de poudingues fluviatiles contenant des galets de matériel paléozoïque (quartzites, lydiennnes, quartzophyllades, etc.) qui se répètent sur une épaisseur inconnue mais probablement supérieure à 100 m.

Les deux membres ravinent leur substratum si bien que, très souvent, c'est le membre supérieur qui repose directement sur la Formation des Camoins.

La formation g1c1 forme une bande continue à pendage fort vers le Sud depuis la Valentine jusqu'à l'hôpital de la Timone en passant par la colline des Comtes (les Cayols), la Bastide-Cazeaux, Saint-Jean-du-Désert et Saint-Barnabé. Aucun fossile n'a été trouvé au sein de cette formation, hormis des coquilles de gastéropodes non déterminés et des débris végétaux dans les affleurements de la Timone. On lui suppose un âge plus jeune que la Formation des Camoins qu'elle ravine et plus ancien que celui des Poudingues de la « porte d'Aix » (cf. *infra*).

La Formation de la Valentine a longtemps été confondue avec la Formation des Poudingues du Cap Pinède – Le Merlan (groupe du Jarret) à laquelle elle ressemble lithologiquement. C. Depéret (1889) les dénommait tous deux « Poudingues de l'Huveaune ». Elle se distingue cependant de son homologue du bassin du Jarret (Formation Cap Pinède – Le Merlan) par sa structuration et l'âge des zircons hérités (voir plus loin). Pratiquement partout, les pendages des couches de cette formation dépassent les 30° alors que

ceux de la Formation Cap Pinède – Le Merlan sont nuls ou ne dépassent pas les 25°. Dans la zone de l'hôpital de la Timone et sur la colline de Saint-Barnabé les pendages varient entre 30 et 50°.

Le groupe d'Aubagne-Roquevaire (ou série sédimentaire du bassin d'Aubagne)

Ce groupe comprend 6 formations avec, de bas en haut :

– Formation des argiles à lignites de Gémenos (g_{1a_1}) ;

– Formation des argiles de Font de Mai (g_{1a_1}) ;

– Formation des calcaires de Saint-Jean-de-Garguier (g_{1b}) ;

– Formation de la Destrousse (g_{1c_1}) ;

– Formation des poudingues de la Gastaude (g_{1c_2}) ;

– Formation des poudingues des « Royantes » (ou Formation de la Royante) (g_{2d}-g_{2b}).

g_{1a_1}. **Formation des argiles à lignites de Gémenos (*Rupélien inférieur*)**. Sur la carte, cette formation est confondue avec celle des argiles de Font de Mai sous l'appellation de Formations de Gémenos et Font de Mai (g_{1a_1}). Elle est bien exposée dans la descenderie de la Baume qui traverse plus de 45 m d'alternances d'argiles jaunâtres et bleu grisâtre contenant trois passées métriques de lignite. La présence de pollens du type « *Boehlensipollis hohli* » classe ces niveaux dans le *Rupélien inférieur* (= membre supérieur du Saint-Marcel). **Formation des argiles de Font de Mai (*Rupélien inférieur* probable)**. Au Sud du massif d'Allauch et du Nord de Font de Mai jusqu'au Nord de la Source, une épaisse série d'argiles rouges azoïques incluant des poudingues à galets siliceux a été reconnue en sondage sur 60 m. Cette formation est en contact, soit par superposition, soit par failles normales, avec les calcaires mésozoïques. Elle est sous-imposée aux laminites argilo-calcaires supérieurs des Camoins. Elle a été autrefois attribuée au Bégudien (Maastrichtien local) par G. Guieu et C. Tempier (1985), par analogie avec le Bégudien de La Sainte-Baume, et du fait de leur sous-imposition à des calcaires que l'on datait alors de la base de l'Oligocène. Il semble plus logique maintenant de les rattacher au Saint-Marcel supérieur.

g_{1aJG}. **Formation des calcaires de Saint-Jean-de-Garguier (*Rupélien moyen*)**. Au Nord de Gémenos, à Saint-Jean-de-Garguier, se trouve une succession de calcaires à plantes, de laminites et de brèches calcaires en contact avec le substratum secondaire par l'intermédiaire d'un niveau bréchique, à *Sphaerium plantarum et Cyrena sp*. (Depéret, 1889). Une mine de gypse à ciel ouvert y a été exploitée.

Les alternances de calcaires laminés, de marnes et de grés de la région de Fenestrelle et des Espillières, au Sud d'Aubagne, ont livré *Hydrobia dubuissoni* et une *Cyrena* voisine de *C. Johanensis* (Depéret, 1889). Ces strates ainsi que les calcaires à stromatolites du Sud d'Aubagne à *Polymesoda* (*Pseudocyrena) convexa* (Bonifay *et al.*, 1982), seraient des équivalents de la Formation de Saint-Jean-de-Garguier.

Enfin les calcaires laminés et brèches de la « carrière de Peypin » dans lesquels ont été prélevés des fossiles de gastéropodes (*Potamides lamarcki)* sont également à rattacher à cette formation.

g_{1c_1}. **Formation de la Destrousse (*Rupélien moyen à supérieur*)**. La coupe de référence se trouve en dehors de l'emprise de la carte, dans le secteur de la Destrousse à Peypin, au Nord de Roquevaire. D. Nury (1988) distingue 3 unités qui constituent trois membres successifs, soit, de la base vers le sommet :

– Membre 1 - alternances d'argiles marrons à gris clair, de calcaires laminés et de brèches à ciment calcaire, surmontées par des argiles brunes au sommet ;

– Membre 2 - argiles rouge brique à passées de poudingues et de calcaires blancs ou verdâtres en bancs de 20 à 50 cm remplis de tiges de charophytes ;

– Membre 3 - ensemble assez épais (estimé à une centaine de mètres) constitué par des brèches, des argiles sableuses et des grès rouges à lentilles de poudingues fluviatiles contenant des galets de matériel

paléozoïque (quartzites, lydiennnes, quartzophyllades, etc.). Des galets de taille atteignant 30 et 50 cm ne sont pas rares.

Les fossiles trouvés dans les membres 1 et 2 avec *notamment Potamides lamarcki, Brotia laurae, Hydrobia Dubuissoni, Lychnothamnus major, Boehlensipollis hohli*, *Slowakipollis hippophaeoides et* le dinoflagellé marqueur du *Rupélien Wetzeliella gochtii* indiquent un âge *rupélien moyen à supérieur* (MP 23/24). Certains affleurements ont été confondus avec le Bégudien.

Le membre 3 a livré *Gyrogona wrighti medicaginula* (Feist-Castel, 1977), dont la durée de vie s'étend du Ludien terminal au *Rupélien* supérieur récent et le dinoflagellé marqueur du *Rupélien Wetzeliella gochtii*. L'ensemble de la formation aurait donc un âge *Rupélien moyen à supérieur* (MP 24 cf. tabl. 2).

Les affleurements situés sur l'emprise de la carte se trouvent à Pont-de-Joux où ils sont très déformés sous la dalle du secondaire de Pieresca et à Capiens.

Par contre, le contact sur le terrain entre la Formation de la Gastaude et celle de la Destrousse n'a pu être observé.

g1C2. **Formation des poudingues de la Gastaude (*Rupélien supérieur à Chattien inférieur*)**. Comme pour la Formation des poudingues de la Valentine avec laquelle elle est confondue sur la carte, la Formation des poudingues de la Gastaude se divise en deux membres :

– un membre inférieur rougeâtre ;

– un membre supérieur brun jaunâtre.

Le membre supérieur forme les alternances de poudingues, de grés jaunâtres et d'argiles que l'on rencontre à la Gastaude, à Saint-Jean-de-Garguier et au SW d'Aubagne. Les horizons de la Gastaude sont dans la continuité orientale de ceux de la Valentine. Comme dans cette dernière les couches ont un fort pendage. À la Gastaude, elles sont verticales et à Saint-Jean-de-Garguier elles forment la terminaison périclinale d'un synclinal.

L'âge du dépôt est inconnu. Par contre, des zircons hérités extraits des grès de la Gastaude indiquent un âge de 28,7 ± 0,54 Ma (Villeneuve *et al*., 2013) qui serait un âge minimum pour le dépôt.

g1d-g2bR. **Formation des poudingues des « Royantes » (*Chattien inférieur* probable)**. Cette formation est également appelée Formation de la Royante (appellation retenue sur la légende de la carte).

Au Sud de la Gastaude, à la Bonne Jeanne, affleurent des alternances de poudingues, de grès et d'argiles en contact par faille verticale avec la Formation de la Gastaude, mais ici la stratification est horizontale ou très faiblement pentée. Ces poudingues affleurent sans discontinuer jusqu'à Aubagne. Ils s'étalent depuis le bois de l'Aumône, au SW, jusqu'au Canet, au NE. Les photos aériennes montrent des structures de type cône alluvionnaire progradant vers le Nord. Là encore, aucun fossile ne permet de leur attribuer un âge précis. Ce n'est que par déduction structurale qu'on raccorde cette formation au *Chattien inférieur.*

Le groupe du Jarret (ou série sédimentaire du bassin du Jarret)

Ce groupe qui occupe la plus grande partie du bassin du Jarret, est plus hétérogène que le précédent surtout. Il comprend 8 formations avec, de bas en haut :

– Formation à striatelles (g1aS) ;

– Formation du Marinier (g1a-c) ;

– Formation de l'Estaque Port (g1d-g2a*E*) ;

– Formation de Saint-André – Saint-Henri (g1d-g2a*H*) ;

– Formation de la Porte d'Aix (g_{1d}-g_{2bP}) ;
– Formation de Piédautry (g_{2bP}) ;
– Formation Cap Pinède – Le Merlan (g_{2bCP}) ;
– Formation de Mourepiane (g_{2c}).

g_{1aS}. **Formation à striatelles (*Rupélien inférieur*)** (« Calcaires à striatelles »). Ces calcaires sont gris beige clair ou jaunes parfois travertineux à inter-bancs béchiques. Ils reposent en discordance directement sur le substratum secondaire. Leur puissance est inconnue mais dépasse vraisemblablement 20 m. Les bancs à « striatelles » peuvent contenir une faune abondante. L'affleurement type est celui de Poncet (au NE du quartier de Tante Rose) qui contient en abondance *Melanoides tourainei, M. nysti, Nystia chastelli, Viviparus soricinensis,* plus rarement *Pseudamnicola angulifera, M. acutus, M. gilletae,* exceptionnellement, M. juliani, Melanopsis sp. Ces fossiles indiquent la base du *Rupélien*.

La faune à striatelles est bien caractérisée par le développement spectaculaire du genre *Melanoides* (= *Striatella* auct.) et en particulier de *M. tourainei,* espèce méridionale. Elle est riche en espèces et en individus. Il n'est pas rare de trouver des bancs montrant 400 à 500 restes de gastéropodes au m². Tout au long du *Rupélien* inférieur récent et du *Rupélien* supérieur ancien, cette riche association s'appauvrira en termes d'espèces et d'individus.

Ainsi la présence de « striatelles » dans une couche ne raccorde pas automatiquement celle-ci au niveau à « striatelles » de base du *Rupélien*.

$g_{1a\text{-}c}$. **Formation du Marinier (*Rupélien inférieur*)**. Cette formation affleure dans le vallon du Marinier, creusé dans le substratum secondaire au Nord de l'Estaque. Elle occupe un graben orienté WSW-ENE. Il s'agit d'alternances de calcaires en bancs de 20 cm à 1 m et de brèches ravinantes à blocs dolomitiques pouvant atteindre 1 m de diamètre. Dans la carrière de Riaux, entre le substratum et les calcaires du Marinier, on trouve une importante brèche de bas de faille.

Cette formation a été subdivisée en trois membres avec, de bas en haut :
– un membre inférieur ;
– un membre moyen ;
– un membre supérieur.

Le **Membre inférieur** est constitué de niveaux de calcaires à lamines ou de calcaires en plaquettes. Les calcaires en plaquettes, reposant sur le substratum secondaire de l'autoroute nord (prés des Cadenaux), ont livré une faune indiquant du *Rupélien inférieur* : *Melanoides tourainei* principalement, très rares *M. gilletae, M. nysti, M. acutus, Pseudamnicola angulifera, Viviparus soricinencis.*

Les calcaires laminés des « Mayans » ou de la base de la « Savine », ou bien encore les calcaires en plaquettes de la base des « Maurins » pourraient être rattachés à ce membre. Ces calcaires reposent en discordance directement sur le substratum secondaire. La puissance est inconnue mais dépasse vraisemblablement 50 m.

Le **Membre moyen** est constitué d'une alternance de niveaux béchiques à gros éléments, argileux et calcaires de 0 à 10 m d'épaisseur qui se répètent sur environ 80 à 100 m. Ce membre repose en discordance de ravinement sur le précédent. Un bon exemple se trouve sur le flanc Ouest du vallon du Marinier. Une autre bonne coupe était visible dans un chantier de construction de villas situé au Sud de la Gavotte-Peyret ou on pouvait observer des alternances métriques de brèches, d'argiles et de calcaires en plaquettes. Cependant, les lavages du matériel argileux intercalé n'ont livré aucune microfaune. On pourrait aussi rattacher à ce membre les successions de brèches, d'argiles et calcaires à *Gobius aries* du sommet de la

« Savine » ou des « Maurins ». Un gisement fossilifère local a fourni *Melanoides tourainei, M. gilletae, M. nysti, Pseudamnicola angulifera.*

Le **Membre supérieur** surmonte le membre moyen sur le flanc nord du vallon du Marinier. Il s'agit d'une alternance de calcaires blancs en bancs de 10 à 50 cm, parfois à rognons de silex et entrecoupés de fines passées siliceuses. Un site fossilifère situé au sommet du vallon du Marinier a livré : *Melanoides tourainei, M. nysti, Nystia chastelli, Viviparus soricinensis et* plus rarement *Pseudamnicola angulifera, M. acutus, M. gilletae,* exceptionnellement, *M. juliani, Melanopsis* sp. indiquant toujours un âge *rupélien inférieur*. La faune est aussi riche en espèces que dans les Calcaires à striatelles, mais les gisements sont très rares. Dans le quartier de la Granière, les calcaires ont livré : *Potamides lamarcki*, *Tympanotonos labyrinthum* et *Polymesoda convexa* compatibles avec un âge *Rupélien inférieur terminal* à *Rupélien supérieur*. On peut rattacher à ce membre les successions de bancs de calcaires blancs qui affleurent dans l'hôpital nord et dans la résidence « Kallisté ». La puissance totale de cette formation est très variable, de 50 à 200 m.

g1d-g2a*E*. **Formation de l'Estaque-Port (*Rupélien terminal à Chattien*)**. Cette formation affleure au Sud de la faille de l'Estaque de direction NNE-SSW. Une grande partie du quartier de l'Estaque est bâtie dessus.

Il s'agit de calcaires crayeux légèrement silicifiés, en bancs de 0,20 à 0,80 cm d'épaisseur, sur une épaisseur d'environ 100 m. Ces bancs calcaires alternent avec des niveaux béchiques dont les éléments (essentiellement des calcaires ou dolomies du Secondaire ou de la Formation du Marinier) peuvent atteindre le mètre cube. Les brèches sont localisées soit contre les parois des failles, soit en comblement des chenaux. La puissance totale de cette formation varie en fonction de son éloignement de la faille de l'Estaque (entre 100 et 50 m). Le site classique des calcaires de l'Estaque est l'emplacement de l'ancien complexe industriel de « Metaleurope » aujourd'hui en cours de dépollution. Un niveau fossilifère situé vers le milieu de la succession a livré des empreintes de *Potamides lamarcki*, forme essentiellement oligocène qui caractérise le *Rupélien supérieur* et le *Chattien* (Nury, 1987, 1988). Un échantillon a fourni des grains de pollen.

En lame mince on observe de nombreux foraminifères. Des oogones de charophytes du type Gyrogona indiquent le *Rupélien terminal*. Plus haut, dans des échantillons provenant du même secteur ont été trouvées *Iliocyris beohli* et *Metacypris rhomboida* qui sont des espèces du *Chattien.*

Bien qu'il ait été impossible d'identifier l'âge des niveaux du sommet de cette formation, les données précédentes indiquent un âge *rupélien terminal* (MP 25) pour les niveaux de base et du *Chattien* pour les niveaux qui surmontent.

On notera que dans la littérature, l'ancienne l'appellation « Calcaires de l'Estaque » était attribuée à tous les ensembles calcaires sous-jacents aux argiles de Saint-André – Saint-Henri. La Formation de l'Estaque-Port a donc ici un sens plus restrictif.

g1d-g2a*H*. **Formation de Saint-André – Saint-Henri** (***Rupélien terminal à Chattien inférieur*)**. C'est probablement la formation la mieux étudiée car elle affleurait dans les anciennes carrières des tuileries de Saint-André et Saint-Henri et aujourd'hui comblées et occupées par un centre commercial. Sa base a été reconnue par un sondage (sondage S1 étudié par C. Sittler, 1965). Cette base correspond à des marnes et des calcaires blancs d'âge indéterminé. Au-dessus, reposent des niveaux d'argiles et de marnes, avec localement des lentilles de détritique plus grossier. Ces niveaux sont surnommés, de la base vers le sommet : « la Grise des fonds », « la Rouge des fonds », « la bonne Grise », « le Delavoir » et « Barthelemy-Fenouil » (niveau argileux).

Cette Formation de **Saint-André – Saint-Henri** a une épaisseur estimée de plus de 100 m. Elle est surmontée par des niveaux détritiques plus grossiers, *pro-parte* attribués à la formation de Cap Pinède – Le Merlan (anciennement Arnavaux – Sainte-Marthe). Cette formation, qui a été étudiée en détail (Sittler, 1965 ; Cerdan et Kosake, 1987 ; Nury, 1988), a livré une collection de fossiles nombreux et variés incluant :

– des gastéropodes ;
– des rongeurs ;
– de grands mamifères ;
– des poissons ;
– des charophytes ;
– des pollens ;
– des foraminifères.

Ceux-ci sont décrits ci-après.

Gastéropodes

R. Rey (1966) a reconnu dans les collections en provenance des carrières de Saint-André : "*Ischurostoma gallicum* (Wenz, 1919), *Radix subovata* (Zieten, 1830), *Caseolus* (Helix) *ramondi* (Brongniart, 1810), *Pseudoleptaxis corduensis* (Noulet, 1854) et *Leptaxis raulini* (Noulet, 1854). Plus tard, le même auteur (Rey, 1974) a identifié *Pseudamnicola helicella* (Sandberger, 1877).

Le sommet de la « Grise des fonds » a livré *Wenzia ramondi minor* associée à d'autres coquilles d'hélicidés (Nury, 1988). D. Kadolsky y a reconnu *Praemurella wenzii* (Pfeffer, 1929) et une forme d'un genre nouveau *Nurya sanctandreensis* n. sp. G. Truc (communication orale) a aussi déterminé, dans des échantillons de la Grise des fonds : *Laminifera rhombostoma, Triptichia* sp, *Vertigo* sp. ou *Gastrocopta* sp. La formation a également livré de nombreuses coquilles de limnées et planorbes. Cette macrofaune terrestre et lacustre indique le *Chattien* ancien (Zone de Cournon).

Rongeurs

L'étude des rongeurs fossiles a permis à L. Thaler (1966) de mettre en parallèle cette série avec la zone de Cournon :

– « les Argiles de Saint-Henri » ont livré notammnent *Blainvillimys geminatus* de taille moyenne, caractéristique de la zone (MP 28) de Cournon, sous-zone de Boningen (la plus ancienne) ;

– les « Argiles de Saint-André » renferment entre autres *Blainvillimys geminatus* de grande taille caractéristique de la zone de Cournon (MP 28), sous-zone d'Aarwangen, la plus récente, classée depuis en équivalent de la zone (MP 27) de Bonigen (Escaguel *et al*., 1997) ;

– M. Hugueney et G. Truc (1976) ayant prélevé des échantillons dans la Grise des fonds écrivent : « *À Saint-Henri, une faune de vertébrés nouvelle a été étudiée par l'un de nous (M.H.) ; elle renferme (Saint-Henri I) des poissons, des amphibiens, des reptiles et des mammifères où dominent les rongeurs : Blainvillimys geminatus THALER, très semblable à ceux des anciennes collections de Marseille Saint-Henri et proche de ceux d'Oensingen-Ravellen (Suisse) ; Eucricetodon incertus (SCHLOSSER), à peine plus petit mais morphologiquement très proche de ceux d'Oensingen ; Eucricetodon sp. ; Pseudocricetodon aff. philippi HUGUENEY ; Heterocricetodon schlosseri (SCHAUB) ; Eomys zitteli SCHLOSSER ; Glirudinus cf. praemurinus (FREUDENBERG) ; cf. Oligodryomys planus BAHLO ; parmi les insectivores : Talpidé indet. ; cf. Dinosorex hürzeleri ENGESSER et parmi les marsupiaux : Peratherium sp. Tous les éléments concordent pour placer cette faune au niveau d'Oensingen-Ravellen, c'est-à-dire dans la partie supérieure de la biozone de Mas de Pauffie (MP 26). Mis à part le Théridomorphe, toutes les autres espèces sont nouvelles pour le gisement de Saint-Henri et complètent par la petite faune le riche matériel de grands mammifères des argiles de Marseille.* ».

M. Vianey-Liaud (1979) a identifié *Archeomys (Blainvillimys) geminatus* et *Issidoromys* cf. *pauffiensis,* permettant de rapprocher les Argiles de Saint-André – Saint-Henri du niveau de Mas de Pauffié, équivalent du niveau d'Oensingen-Ravellen (MP 26***)*** qu'elle situe au tout début du *Chattien*.

Dans de nouvelles récoltes réalisées en notre compagnie, M. Vianey-Liaud a déterminé (*in* D. Nury, 1988)

dans la « Grise des fonds » : *Blainvillimys geminatus, Eomys* cf. *zitelli, Stenofiber* sp. (morphologie plus voisine de *Stenofiber butsclensis* que de *Stenofober eseri,* nettement moins hyposodonte que celui de la Tuilière de Barrême), grenouille et lézard.

G**rands mammifères**

M. Brunet (1979) écrit : « *Les gisements de Saint-Henri, Saint-André (Bassin de Marseille) et celui des Milles (Bassin d'Aix) où nous avons signalé Ronzotherium romani sont probablement à rapporter à la base du Rupélien supérieur (sic). Leur faune (Repelin, 1916 ; Thenius, 1959) comprend notamment le petit Acérathère (A. albigense), les Anthracotères, Anthracotherium sp. de grande taille et Elomeryx et les genres Bachitherium et Prodremotherium. L'absence des genres Entelodon et Dremotherium parlerait en faveur d'un rapprochement avec le niveau d'Etampes. Mais la présence de Blainvillimys geminatus à Saint-Henri et Saint-André (Thaler, 1966), forme caractéristique de la base du Rupélien supérieur, et la présence dans les trois gisements (Ginsburg, 1973) de Doliochoerus quercyi aquensis, sous-espèce du sommet de l'étage, tend à rajeunir les trois sites et à les considérer comme très proches du niveau de Cournon. L'absence du genre Dremotherium dans ces trois gisements est, compte tenu de leur position stratigraphique, pour le moins surprenante. Mais, là encore, il est bien difficile de conclure. En effet, il s'agit d'anciennes collections dont le matériel n'est probablement pas homogène, puisque récolté à des niveaux différents dans un ensemble sédimentaire de grande épaisseur* ».

Les collections du Musée Longchamps contiennent, entre autres, en provenance des carrières : *Anthracotherium hippoideum, Hyaenodon gervaisi* et *Pseudocyon gerandianum.* G. Corroy et G. Denizot (1943) citent en outre *Aceratherium filholi* et *Brachiodus borbonicus.*

Une synthèse des âges numériques des faunes de mammifères du Paléogène a été publiée en 1997 par G. Escaguel *et al.* (1997) dans les actes du Congrès Biochron 97, classant le gisement de Saint-Henri – Saint-André dans la zone MP 26.

Tous ces résultats permettent de placer la Grise des fonds à l'extrême base du *Chattien*. Des prélèvements réalisés dans la « bonne Grise » n'ont pas fourni de restes déterminables spécifiquement.

P**oissons**

La présence de restes de *Varhostichthys* sp, cyprinidea, dans la Grise des fonds indique un milieu dulcaquicole (Gaudant et Rousset, 1979).

C**harophytes**

M. Feist-Castel (1977) a déterminé *Nitellopsis (Tectochara) meriani* (= T. *meriani*), Nitellopsis (Tectochara) huangi (= T. *meriani* ssp. *huangi*), Nitellopsis (Tectochara) globula (= T. *meriani* ssp. *globula*), *Rhabdochara praelangeri, Sphaerochara hirmeri* ssp. *Longiuscula, Chara microcera.* Cet auteur signale que Marseille/Saint-André a été choisi comme gisement-type de la plus ancienne des deux zones de Charophytes qui recouvrent l'Oligocène supérieur.

J. Riveline (1989) attribue le gisement de Marseille – Saint-André à la zone à *Stephanochara ungeri* malgré l'absence du marqueur, étant donné la datation fournie par les rongeurs, et date donc ce niveau du *Chattien inférieur*.

Pollens

Si les niveaux de l'extrême base de la série révèlent la présence d'une flore encore relativement chaude (Sittler, 1965 ; Chateauneuf, 1977 ; Chateauneuf et Nury, 1995), progressivement, les restes palynologiques montrent que le climat se rafraîchit et que l'altitude des sommets augmente (développement des conifères).

Il est important de noter l'absence des marqueurs du *Rupélien* et la présence dans cet ensemble de dinoflagellés,

qui témoignent d'influences chlorurées d'origine marine. Dans le sondage 208 (La Madeleine), les péridiniens sont associés à des niveaux gypseux, fait exceptionnel dans ces séries.

Foraminifères

F. Catzigras *et al.* (1980) ont signalé la présence de foraminifères dans des marnes grises type Liberté-Longchamp (= Grise des fonds) à la base de la butte des Carmes.

Ces fossiles ont permis de donner un âge *Rupélien terminal* (équivalent de la zone MP 25) à la Grise des fonds, tandis que le reste est d'âge *Chattien inferieur* (équivalent des zones MP 26).

D'autres séquences ont été rattachées à cette formation : les argiles grises à passées de lignites et lentilles de poudingues de la Joliette peuvent se raccorder à la Formation Saint-André – Saint-Henri.

Latéralement, le faciès des argiles de Saint-André – Saint-Henri se retrouve à la Joliette (parkings souterrains) et dans la station du métro Colbert où J.-J. Châteauneuf (1977) a trouvé des pollens du *Rupélien supérieur à Chattien basal*. Ces argiles se trouvent altimétriquement en dessous du site fossilifère adjacent du Bd. Nédelec appartement la Formation de la Porte d'Aix.

g1d-g1b*P*. **Formation de la Porte d'Aix** (***Chattien inférieur à moyen***). Les aménagements autoroutiers et immobiliers récents de la Porte d'Aix, au terminus de l'autoroute Nord, ont dégagé des coupes géologiques mettant en évidence plusieurs niveaux argileux, gréseux et conglomératiques de couleur rouge, orangé ou jaune, lesquels affleuraient partiellement autour de la butte de Saint-Charles. Ces niveaux ont un pendage faible (10 à 20°) vers le Sud. Les travaux de creusement du Métro ont montré que ces séquences se répètent mais sur une épaisseur inconnue. Les niveaux gréseux et conglomératiques ravinent (chenaux) les niveaux argileux. L'épaisseur totale est inconnue, mais dépasse en moyenne les 100 m.

Cette formation détritique est relativement pauvre en faunes et nombre de lavages d'argiles se sont révélés stériles. Cependant, un échantillon prélevé dans un site situé Bd. Nedelec, entre la Porte d'Aix et la gare Saint-Charles, a fourni des charophytes dont *Chara microcera* qui d'après M. Feist *et al*. (1994) se rencontre de la fin du *Rupélien* à la partie basale de l'Aquitanien (cette dernière étant replacée aujourd'hui dans le *Chattien terminal*).

La Formation de la Porte d'Aix, postérieure à celle de Saint-André – Saint-Henri et antérieure à celle de Cap Pinède – Le Merlan, est ainsi supposée d'âge *chattien inférieur à moyen*.

g2b*P*. **Formation de Piédautry (*Chattien supérieur*)**. Cette formation englobe une succession assez homogène de marnes, calcaires et calcaires marneux gris, beiges ou jaunes (et curieusement assez légers et friables) que l'on trouve dans un secteur compris entre Allauch, les Maurins et la Montade, c'est-à-dire dans la partie orientale du bassin du Jarret. La coupe la plus représentative se trouve au Sud d'Allauch, le long du chemin de Tardinaou.

Les relations avec les formations voisines sont difficiles à observer du fait du développement de la construction urbaine et de la végétation. La formation est recouverte par des brèches (*pro-parte* les Brèches de Mordeau), tandis que ses relations avec la formation adjacente du Cap Pinède-Le Merlan sont toujours hypothétiques. Deux auteurs (Denizot, 1920, 1930, Nury, 1988) ont signalé un passage latéral entre les Calcaires de Piédautry et les brèches qui est invisible maintenant. G. Denizot (1920, 1930) admet que les Calcaires de Piedautry, les Poudingues à galets de Permien (Formation de Cap Pinède – Le Merlan) et la partie inférieure des Brèches de l'Étoile sont intriqués les uns dans les autres avec passages latéraux de faciès.

Contrairement à la plupart des formations continentales précédentes, celle de Piédautry est riche en fossiles. On y trouve des fossiles caractéristiques du *Chattien supérieur* :

– des mollusques ;

– des charophytes ;

– des dasycladacées ;

– des foraminifères ;

– des ostracodes ;

– des spicules d'éponges.

Les **mollusques** sont représentés par *Tympanotonos margaritaceus* variété *monilifera* et *calcaratus*, de petite taille ; *Granulolabium plicata, Potamides laurae, Potamides lamarcki* rares, *Hydrobia dubuissoni,* limnées, planorbes, Hélicidés. Ces formes ont été citées également par G. Denizot (1920) et F. Catzigras *et al.* (1979). G. Denizot (1920) signale en outre *Limnea* aff. *pachygaster*, *Planorbis declivis* et *Neritina aquensis*. *Nystia duchasteli* citée par G. Denizot (1920) et *Potamides girondicus* cité par F. Catzigras *et al.* (1979) n'ont pas été retrouvées ainsi qu'aucune forme Rupélienne typique.

En accord avec G. Denizot, il est aisé de démontrer que, ni par leur faciès, ni par leur faune, les Calcaires de Piédautry ne peuvent être rattachés aux Calcaires inférieurs de Marseille ainsi que l'affirmait J. Repelin (1930a, 1930b).

F. Catzigras *et al.* (1979), grâce à des recherches micropaléontologiques systématiques signalent la présence de :

– **Charophytes** - cf. *Tectochara meriani* Grambast, s. sp. *huangi* Wang, forme connue de l'Oligocène supérieur ancien au Tortonien ;

– **Dasycladacées** - cf. *Dactylopora* sp. ;

– **Foraminifères** - *Discorbis* sp., *Reussela* gr. *laevigata, Bolivina* cf. *dilatata hyalinea, Bulimina* sp.;

– **Ostracodes** - *Cytherella* sp., *Cypris*, *Metacypris* sp. ;

– **Spicules d'éponges**.

J. Dellenbach et V. Apostolescu (2000) signalent *Ilocypris boehli* (*Chattien supérieur*) au niveau du chemin des bousquetiers. Une révision des ostracodes du *Rupélien* et du *Chattien* de la région de Marseille par ces mêmes auteurs fait apparaître des différences importantes de datation avec les nôtres. Ceci provient du fait que la zonation des ostracodes (Apostolescu, 1968 ; Apostolescu et Guernet, 1992), basée sur la stratigraphie du bassin de Manosque – Forcalquier ne tient pas compte du découpage actuel de l'Oligocène. La limite *Rupélien/Chattien* a été rajeunie depuis l'échelle initiale. Il n'y a donc pas de différences fondamentales entre les échelles.

Du point de vue paléoécologique, l'ensemble de ces fossiles et en particulier les ostracodes, montrent que l'on est en présence d'une association littorale de mer chaude, mais aussi d'espèces dulcaquicoles et terrestres. F. Catzigras *et al*. (1979) précisent que les niveaux lacustres sont situés au-dessus des niveaux marins littoraux, observation que nous confirmons. J. Riveline (inédit) a identifié *Chara cf. microcera* (*Rupélien supérieur non basal à Chattien supérieur*) issu des niveaux de l'impasse des Cigales et du chemin des Bousquetiers.

La puissance de ces dépôts est difficile à évaluer faute de sondage ayant atteint leur substratum dans la partie centrale, mais la section affleurante dépasse les 80 m. Les argiles et marnes du sondage des Ambrosis (-270 m), situé plus à l'Est dans la commune de Plan de Cuques, sont à rattacher à la Formation de Piedautry. Ce sondage montre des argiles grises et rouges et des lignites entre (-265 et -100 m) ainsi que des passées bréchiques signalées à plusieurs niveaux dans les argiles et marnes du sondage.

g2b*CP*. **Formation Cap Pinède-Le Merlan (*Chattien supérieur*)**. Cette formation, qui recouvre une grande partie du bassin du Jarret, est discordante sur l'ensemble des formations antérieures et notamment sur le niveau « Barthelemy Fenouil » de la carrière de Saint-André. On peut l'observer notamment dans la tranchée du centre commercial du Merlan ou le long de la voie-ferrée du Cap Pinède, d'où sa nouvelle appellation. Autrefois (Nury, 1988) on la nommait Formation des Arnavaux et de Sainte-Marthe, ou bien elle était incluse dans les « Poudingues de Marseille ».
L'association classique consiste en passées métriques (2 à 4 m) de poudingues, de grès jaunes ou orangés et de marnes jaunes ou rouges. Quelques passées ligniteuses sont signalées. Cette trilogie se répète verticalement autant que latéralement, donnant à l'ensemble l'aspect d'un « mille-feuille ». Comme les poudingues résistent mieux à l'érosion, on a l'impression que l'ensemble de la formation est formée de poudingues. Ces poudingues contiennent des galets d'un socle paléozoïque siliceux et métamorphique (15 à 20 % dans la fraction supérieure à 4 cm et 0 à 40 % dans la fraction supérieure à 4 cm) et des galets calcaires du Crétacé inférieur et supérieur. La taille des galets diminue vers le sommet de la formation et vers le Nord du bassin.

La puissance de cette formation est très variable, de quelques mètres à Longchamp, à plus de 670 m au sondage de l'usine Fournier (quartier Saint-Mauront). C'est dans ce forage (fig. 14) que l'on a la succession la plus complète.

Les fossiles sont plutôt rares. Un certain nombre a néanmoins été décrit :
– des gastéropodes ;
– des mamifères ;
– des pollens ;
– des constructions stromatolithiques ;
– des mollusques terrestres ;
– des mollusques fluviatiles et marins ;
– des foraminifères ;
– des ostracodes ;
– de la microflore.

Gastéropodes

La révision des gastéropodes issus de la Formation des Poudingues de Marseille conservés au laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie de la faculté Saint-Charles, et dans les collections du musée Longchamp à Marseille, a permis à R. Rey de déterminer (*in* D. Nury, 1977) : *Caseolus ramondi, Cepaea subsulcosa, Canariella lapicidella, Parachlorea oxystoma, Tropidomphallus arnoldi, Radix subovata* de petite taille, *Planorbarius cornu* (sous le nom de « *Planorbis massiliensi* » P. Matheron, 1843), *Succinea* cf. *bertrandi, Ischurostoma gallicum.* Cette formation a également livré *Pomatias antiquus*. Les exemplaires de *Wenzia ramondi* de grande taille associés à *Canariella lapicidella*, caractérisent le *Chattien supérieur* (niveau MP 30 de Coderet-Pont-du-Château). *Wenzia ramondi* est un Hélicidé typique du *Chattien*, sa forme minor caractérise le *Chattien ancien et récent*, les grandes tailles apparaissent avec le *Chattien terminal* où elles sont très abondantes.

Les mammifères

Un prélèvement d'argiles noires près d'Allauch (la Feuilleraie) a fourni une P/4 inférieure de *Rhodanomys schlosseri* (M. Vianey-Liaud *in* D. Nury, 1988), espèce que l'on trouve au niveau de Coderet (MP 30).

M. Hugueney et G. Truc (1976) écrivent : « Le gisement de Cap-Janet I (éch. n° 4) situé dans les tous premiers niveaux marins renferme la faune de rongeurs suivante : *Adelomyarion vireti* HUGUENEY, très proche du type de Coderet ; *Héteroxerus paulhiacencis* BLACK ; *Rhodanomys schlosseri* DEPERET et DOUXAMI, espèce dont toutes les dents se trouvent dans les limites supérieures de taille de Coderet ; la lignée étant caractérisée

par une diminution de taille au cours de son évolution, il pourrait donc s'agir d'un niveau un peu plus ancien ; *Archaeomys* sp. Cap-Janet II (éch. n° 8), situé une vingtaine de mètres au-dessus de Cap-Janet I, a livré des rongeurs : *Archaeomys* aff. *laurillardi* GERVAIS ; *Eucricetodon collatus* (SCHAUB) de même dimension que la population-type de Küttigen, et dans les dimensions inférieures de Coderet ; *Adelomyarion* sp. ; *Rhodanomys schlosseri* DEPERET et DOUXAMI, dans les limites supérieures de taille de Coderet ; *Pseudotheridomys* aff. *parvulus* (SCHLOSSER) ; *Peridyromys murinus* (POMEL). Les deux gisements sont très proches et l'ensemble du matériel les place dans la biozone de Coderet avec un âge peut-être un peu plus ancien que le gisement de Coderet lui-même ».

Les pollens

J.-J. Chateauneuf (1977) caractérise les Poudingues de Marseille par la zone 4 qui marque un réchauffement très net de la température, lié très certainement à une augmentation du régime des précipitations, de type méditerranéen, avec régression des Conifères au profit des Angiospermes. Des péridiniens présents localement signent des influences marines.

Les constructions stromatolithiques

Les niveaux de poudingues sont caractérisés par des constructions stromatolithiques abondantes (Casanova et Nury, 1989). Située dans la partie sommitale de la formation, la coupe du Cap-Janet (Colomb, Anglada, Catzigras ; Chateauneuf et Nury, 1979) a fait l'objet d'une étude très fouillée et collective grâce à la présence de fossiles nombreux et variés indiquant un âge *chattien supérieur*.

Mollusques terrestres

Ont été recensés : *Wenzia ramondi, Canariella lapicidella, Parachlorea delaunayii* (Dollfus, 1922) (dét. REY), *Nurya sanctandreensis* (dét. KADOLSKY), *Cepaea* sp.

Mollusques fluviatiles et marins

Ont été recensés : *Ostrea* de très petite taille, *Divaricella ornata* rares, *Psammobia massiliensis* DEPERET. Abondants, *Cardium* de petite taille, en débris, *Corbicula semistriata* (DESHAYES)=*Polymesoda convexa* (BRONGN.), *Corbula* sp. *Neritina* sp., cf. *Potamides*: petite spire très allongée, *Granulolabium (Pirenella) plicata* abondants, *Tympanotonos margaritaceus* de petite taille.

Ces restes signent un milieu marin côtier de substrat meuble peu profond, recevant des arrivées fluviatiles, sous climat tempéré chaud à tropical.

Les foraminifères

Les associations, très pauvres, sont caractérisées par la présence de quelques individus appartenant à deux espèces : *Elphidiononion falunicum, Protoelphidium* cf. *granosum.* Ces formes « marines » sont des indicateurs de dessalure.

À la Pointe de Corbière, un ensemble de calcaires et brèches inféodé au système des failles normales de L'Estaque a été attribuée au *Rupélien terminal* par analogie de faciès et de position avec la Formation de L'Estaque (Nury, 1988).

Ces brèches ont livré des foraminifères (P. Andreieff *in* D. Nury, 1988) : gros Milliodidés, Discorbidés. La présence de charophytes et d'ostracodes lisses, montrent que l'on est en présence d'un milieu globalement dessalé. Par contre, la présence de Milliolidés pourrait être le signe de sursalures momentanées (Plaziat, 1984, p. 690). Cet ensemble doit être mis en équivalent des niveaux de Cap Janet.

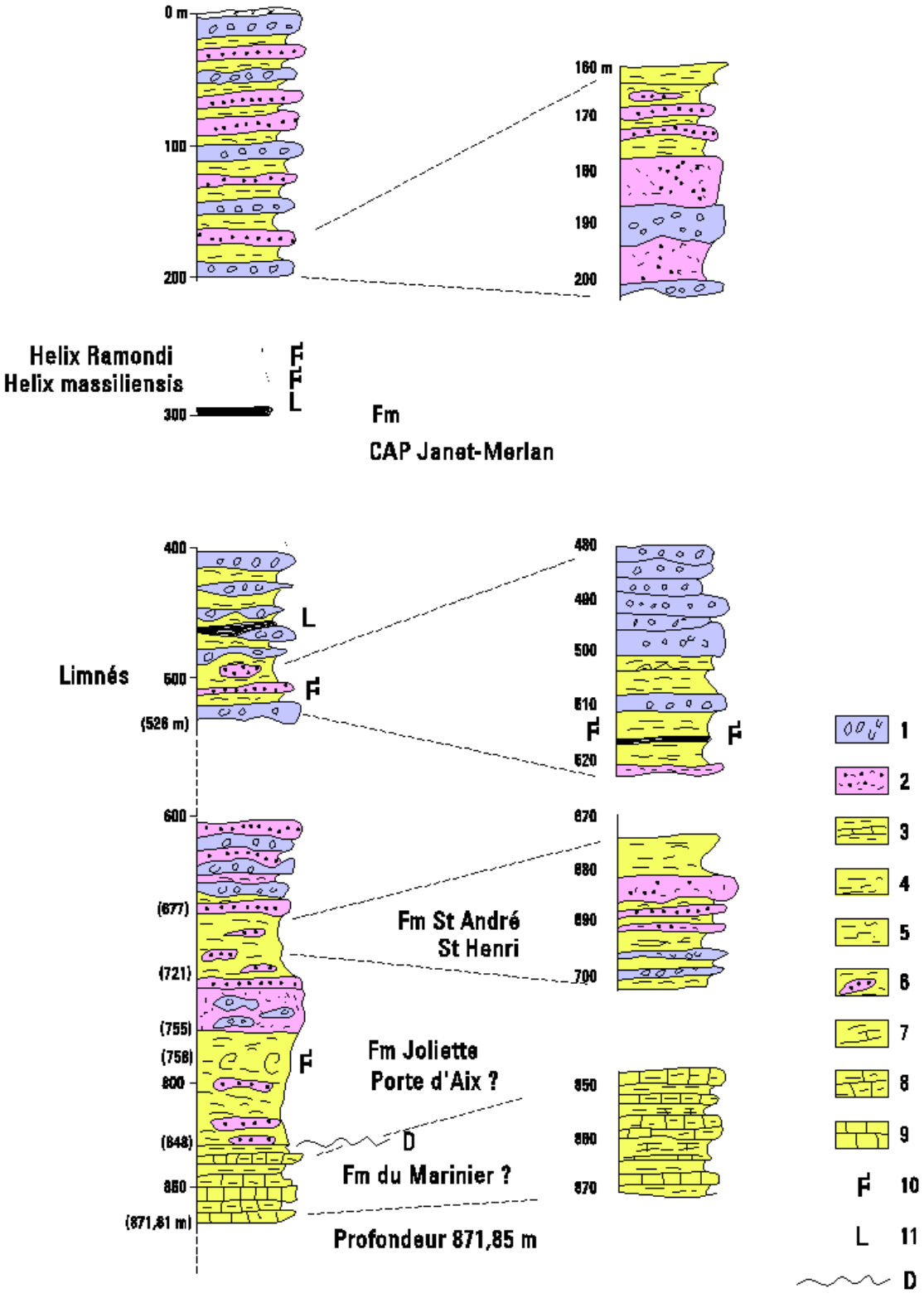


Fig. 14 - Succession des niveaux dans le sondage de l'usine Fournier (d'après J. Répelin, 1935, modifié)

Légende : 1 - Poudingues ; 2 - Grès ; 3 - Argiles à passées gréseuses ; 4 - Argiles gréseuses ; 5 - Argilites ; 6 - Argilites à lentilles gréseuses ; 7 - Marnes ; 8 - Marnes à passées calcaires ; 9 - Calcaires ; 10 - Niveaux fossilifères ; 11 - Lignites.

Les ostracodes
Comme pour les foraminifères les associations sont pauvres : peu d'individus qui n'appartiennent qu'à deux espèces ; *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus) aff. *neerthensis* Carbonnel, *Hemicyprideis dacica* (Hejjas) *grekoffi* Carbonnel. Ces deux espèces peuvent supporter des variations de salinité mais ne sont pas des indicateurs de dessalure. Ces formes ont été retrouvées par J. Dellenbach et V. Apostolescu (2000).

La microflore
La composition est assez différente de celle des séries sous-jacentes : moins de conifères, plus d'éléments palustres et une composante herbacée (supplantant la strate arbustive), surtout xérophile ou thermophile.

Or, d'après leur pendage (Depéret, 1889), les couches du Cap Janet seraient sous celles du Cap Pinède. Ceci donne, par défaut, un âge *chattien supérieur* aux couches supérieures de cette formation. Cette observation est cohérente avec celle de la colline du « Collet Redon », sur le flanc sud de l'Étoile, où D. Nury a montré la présence d'une vingtaine de mètres d'argiles rouges surmontant des niveaux de poudingues. Ces argiles (F34) ont livré *Rhodanomys schlosseri* (MP 30) (M. Vianey-Liaud, *in* D. Nury, 1988) indiquant un âge également *Chattien supérieur*. Ces couches ont été également observées à Plan de Cuques (collège Yves Montand). Au Cap Pinède où J. Casanova et D. Nury (1989) ont mis en évidence des stromatolites dans les lentilles gréseuses associées aux poudingues.

Les affleurements de poudingues (à galets de Paléozoïque) chenalisants que l'on observe sur la butte de Saint-Charles, à la Belle de Mai, au Parc Longchamp, à l'Hôtel Dieu et au Fort Saint-Jean pourraient être rattachés à la base de cette formation. À la friche de la « Belle de Mai » des ostracodes indiquent du *Chattien sensu lato* (Babinot, *com. pers*.).

La limite géographique de cette formation avec celle de la Valentine n'a pas être observée. Au Parc Longchamp on peut observer un système de blocs basculés témoignant d'un régime tectonique en distension.

La formation de Cap Pinède – Le Merlan peut s'observer jusqu'aux contreforts du massif de l'Étoile où G. Denizot (1920) a trouvé un site à *Helix cf. moroguesi.Brogn.* (*Rupélien terminal à Chattien*).

g2c. **Formation de Mourepiane**. La colline de Mourepiane située entre le Cap Janet et Saumaty est constituée par une succession de brèches et conglomérats de type torrentiel et de couleur rouge saumon.

Son originalité, réside en l'absence de galets siliceux ou métamorphiques, ce qui la distingue de la Formation du Cap Pinède – Le Merlan avec laquelle elle était précédemment confondue. Ici les blocs, qui varient de quelques centimètres à près de 1 m de diamètre, sont essentiellement des calcaires de la couverture secondaire provenant probablement des collines de l'Étoile ou de la Nerthe.

Cette suite détritique grossière ravine directement les argiles rouges de la Formation de Saint-André – Saint-Henri et son sommet est dénudé. Sa puissance est estimée à 30 m, compte tenu d'un léger pendage des couches vers le Sud (10° environ).

Aucun fossile n'a été trouvé dans cette formation, d'où les hypothèses de correlation suivantes :
– corrélation avec les argiles et conglomérats supérieurs des poudingues oligocènes du Rouet (*Chattien supérieur*) et les brèches l'Anse de la Vierge (à Carry le Rouet) ;
– corrélation avec les Brèches de l'Étoile dont nous discuterons l'âge par la suite.

Compte tenu de la proximité et du contexte géologique, nous préférons les corréler aux Brèches de Carry-le-Rouet qui sont datées de l'Oligocène terminal.

Conclusion

La principale conclusion de cette partie dédiée à l'Oligocène tient au constat de changements très significatifs intervenus entre cette 3e édition et l'édition antérieure (2e édition, Guieu *et al.*, 1969). Ceci concerne en particulier la stratigraphie. De nouvelles formations (formations de Saint-Jean-de-Garguier, de la Valentine, de la Gastaude, de la Porte d'Aix, de Mourepiane, etc.) ont été introduites et d'autres ont vu leur dénomination changée, soit pour tenir compte d'affleurements nouvellement dégagés (ex. Formation de Cap Pinède – Le Merlan), soit parce que l'ancien nom pouvait prêter à confusion (ex. Formation de l'Estaque-Port). Notons d'ailleurs que le nom de Calcaires de l'Estaque a été utilisé, dans la 2e édition, pour désigner la presque totalité des calcaires visibles dans l'aire Marseillaise, tous âges confondus.

En fin de compte, la succession lithostratigraphique serait la suivante (D. Nury *et al*., 2016) :

Formation de Mourepiane
Formations de Piedrautry, de Cap Pinède – Le Merlan et de la Royante
Formation de la Porte d'Aix
Formations de Saint-André – Saint-Henri et de l'Estaque-Port.

---------- discordance tectonique----------

Formations de la Valentine, de la Gastaude et de la Destrousse
Formations des Camoins et de Saint-Jean-de-Garguier
Formations à striatelles, du Marinier, de Saint-Marcel, de Gémenos et de Font de Mai

On verra plus loin qu'une certaine contemporanéité entre les formations encadrant la discordance tectonique majeure n'est pas exclue.

Les formations de l'Oligocène du bassin de la Déstrousse (D. Nury)

Ce bassin s'inscrit principalement dans l'emprise de la feuille d'Aix-en Provence. Sur la feuille Aubagne – Marseille, il n'affleure que dans le secteur de Pont de Joux (NE), lequel à été détaillé précédemment (cf. *supra*). On trouvera plus d'informations sur ce bassin dans la thèse de D. Nury (1988).

Arguments pour l'existence d'une seule série stratigraphique oligocène et d'un seul bassin Marseille-Aubagne (J. Philip)

Avertissement

Cette section présente une interprétation des terrains oligocènes de la présente feuille assez différente de celle précédemment exposée, due à l'équipe coordonnée par D. Nury. Cette conception est proposée par J. Philip, en charge du levé d'une partie des terrains mésozoïques, et que ce travail a amené à aborder les zones de contact avec les bassins tertiaires.

Le texte de J. Philip a été intégré au manuscrit soumis à l'évaluation du Comité de la Carte Géologique qui a préconisé qu'il soit conservé dans la version finale de la notice. En revanche, seule la conception de l'équipe animée par D. Nury a été retenue pour la représentation cartographique, dont il était entendu au départ qu'elle était de la responsabilité de la-dite équipe.

Introduction

L'établissement de la 3e édition de la feuille Aubagne-Marseille, nous a offert l'opportunité d'étudier les bordures oligocènes des massifs mésozoïques de la feuille sur lesquels ont porté nos levés cartographiques. Nous avons également effectué des observations sur les autres parties du bassin oligocène au cours de travaux personnels ou lors d'encadrement de stages de terrain d'étudiants. Cette étude d'ensemble nous a permis d'aboutir à une subdivision stratigraphique de la série oligocène différente de celle proposée par D. Nury *et al.* dans cette 3e édition, et plus proche du schéma classique de C. Depéret (1889). Nous développons en particulier l'idée qu'il n'existe qu'une seule série stratigraphique avec des variations latérales de faciès sur l'ensemble d'un unique bassin oligocène. Nous présentons en conclusion les conséquences qu'ont nos résultats sur l'interprétation géodynamique du bassin de Marseille-Aubagne.

L'Oligocène du bassin de Marseille-Aubagne : une seule série stratigraphique avec des variations latérales de faciès

La succession stratigraphique de la série oligocène proposée ci-dessous (tabl. 3) se réfère au bassin de Marseille-Aubagne, considéré comme une seule entité paléogéographique, non subdivisée en sous-bassins indépendants. La série oligocène est découpée en formations et membres suivant la méthodologie lithostratigraphique préconisée par H. Hedberg (1979) et par le Comité français de stratigraphie (Rey, 1987). Chaque unité est nommée en accord avec la règle de priorité. La description, forcément synthétique, comporte la nature lithologique et biostratigraphique de chaque unité, ses caractères sédimentologiques principaux et son âge.

Afin d'appréhender au mieux les variations latérales de chaque formation, nous avons distingué quatre ensembles géographiques :

– le littoral de Marseille entre la Nerthe (secteur de l'Estaque) et le Vieux-Port de Marseille. C'est dans cet ensemble que la succession des assises oligocènes est la mieux établie ;

– la vallée du Jarret : elle comprend les terrains oligocènes de la partie nord du bassin de Marseille et ceux des bordures du massif de l'Étoile et de la partie ouest du massif d'Allauch ;

– la vallée de l'Huveaune : elle intègre les terrains de la partie orientale du bassin de Marseille à Aubagne et ceux des bordures des massifs de la Salette, d'Allauch (Sud et Est), de la Sainte-Baume, de Carpiagne, de Notre-Dame-de-la-Garde ;

– le bassin de Peypin-La Destrousse.

Formation Argiles lignitifères de Gémenos

Les Argiles lignitifères de Gémenos (Depéret, 1889, p. 4-6) constituent, selon nous, le premier stade de remplissage du bassin. En effet, cette formation a été décrite par C. Depéret sur la bordure ouest du massif de la Sainte-Baume (vallon de La Baume près Gémenos), mais signalée aussi sur la bordure sud des massifs d'Allauch (Grimaud près de Lascours) et de l'Étoile (La Bourdonnière), et sur la bordure orientale du massif de Notre-Dame-de-la-Garde (Quartier Perrier). La formation est comprise entre le Crétacé inférieur qui constitue son mur, et les Calcaires des Camoins formant son toit. Dans le vallon de la Baume, la partie supérieure de la formation a été attribuée au *Rupélien inférieur* (Nury 1988). Une incertitude stratigraphique demeure toutefois pour la partie inférieure qui, comparée aux Lignites de Saint-Zacharie ayant livré *Palaeotherium* aff. *magnum* (Saporta 1863), pourrait appartenir au Priabonien supérieur (Ludien).

Les affleurements de ces couches ne sont malheureusement plus visibles aujourd'hui du fait de l'abandon des mines d'exploitation du lignite ou de l'urbanisation qui les a masquées.

<table>
<tr><th>Etages</th><th colspan="2">Littoral de Marseille</th><th>Vallée du Jarret</th><th>Vallée de l'Huveaune</th><th colspan="2">Peypin
La Destrousse</th></tr>
<tr><td>Aquitanien</td><td colspan="2">?</td><td>?</td><td>?</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="2">23,03Ma
Chattien
28,1Ma</td><td colspan="2">Argiles jaunâtres et Poudingues de Marseille C.J.</td><td>Argiles jaunâtres et Poudingues de Marseille</td><td>Argiles et Poudingues de L'Huveaune</td><td colspan="2" rowspan="2">LACUNE</td></tr>
<tr><td colspan="2">Argiles rouges de Saint-Henri Saint-André SH-SA</td><td>Argiles rouges de la Bourdonnière</td><td>Argiles rouges de Saint-Jean de Garguier et de Saint Marcel</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Rupélien
33,9Ma</td><td rowspan="2">Calcaire de L'Estaque</td><td>Calcaires et brèches de L'Estaque</td><td>Calcaires et brèches des Maurins</td><td>Calcaires et brèches des Camoins</td><td>Calcaires et brèches de Peypin</td><td>Calcaires, argiles et Poudingues de la Destrousse</td></tr>
<tr><td>Calcaire à striatelles</td><td>?</td><td>Calcaire de Donomagis</td><td colspan="2">?</td></tr>
<tr><td>Priabonien</td><td colspan="2">Lacune</td><td>Argiles lignitifères de la Bourdonnière</td><td>Argiles lignitifères de Gémenos</td><td colspan="2">Lacune</td></tr>
</table>

Tabl. 3 - Corrélations entre les différentes unités lithostratigraphiques de l'Oligocène du bassin de Marseille-Aubagne (d'après J. Philip, inédit)

Les traits horizontaux indiquent la position des biozones de mammifères. SH-SA biozone de Saint-Henri – Saint-André (MP26, Chattien supérieur) - C.J. biozone du Cap Janet (MP 30, Chattien terminal).

Formation du Calcaire de l'Estaque

Le nom de Calcaire de l'Estaque doit être conservé dans son acception originelle (Depéret, 1889, p. 6 à 12), afin de respecter la règle de priorité.
Le Calcaire de l'Estaque peut être subdivisé en deux membres : un membre inférieur (Calcaire à striatelles *;* D. Nury 1988) ; un membre supérieur (Calcaires et brèches de l'Estaque ; D. Nury 1988).

Dans le secteur de l'Estaque, le Calcaire à striatelles (épais d'environ 50 m) est transgressif et discordant sur le substratum calcaire jurassique supérieur de la Nerthe. Nous l'avons découvert près de Lascours (Donomagis), où affleurent des bancs calcaires lenticulaires peu épais (5 m), riches en striatelles (*Melanoides* cf. *gilletae*, détermin. D. Nury), ostracodes et Microcodium, discordants sur les dolomies du Jurassique supérieur de l'unité allochtone de Pierresca, et recouverts en discordance de ravinement par des brèches à gros blocs de dolomies, auxquelles succèdent des calcaires en plaquettes (Calcaires des Camoins).

Le membre Calcaires et brèches de l'Estaque est très développé dans le secteur éponyme. Il s'agit d'un ensemble (épaisseur environ 120 m), de calcaires en petits bancs à empreintes de gastéropodes, alternant avec des coulées de brèches syn-sédimentaires hétérométriques à blocs de calcaires ou de dolomies jurassiques (mass-flows). Le contact de cette unité avec le membre inférieur se traduit souvent par une surface de ravinement, mais la séparation cartographique des deux membres est impossible.

Extension géographique

– Vallée du Jarret. La série calcaire et bréchique prend un développement important (épaisseur env. 130 m) dans le vallon des Maurins, au Nord du massif d'Allauch (Nury, 1988). Une série comparable affleure à l'Ouest du massif d'Allauch (Montespin, Martellène) en relation avec les accidents de bordure du massif ;

– Vallée de l'Huveaune. Comme l'avait déjà observé C. Depéret (1889), les Calcaires et Brèches de l'Estaque sont présents de manière constante sur tout le pourtour du bassin de l'Huveaune, discordants ou en contact par faille avec les bordures plissées des massifs d'Allauch, de la Sainte-Baume, de Carpiagne, de Notre-Dame-de-la-Garde, des bandes triasiques de l'Huveaune ou de la Salette.

Il s'agit d'une série constituée principalement de calcaires en plaquettes ou de laminites à gastéropodes et lamellibranches, restes de plantes, désignés sous le nom de *Calcaires des Camoins*, alternant avec des bancs de brèches hétérométriques à éléments divers empruntés au substratum mésozoïque. Par endroits (Saint-Jean-de-Garguier, Les Camoins) existent des intercalations de niveaux argileux ou de gypse, ce dernier ayant été exploité.

Les passées de brèches (auxquelles s'adjoignent des olistholites) peuvent prendre un grand développement au pied de certaines failles ayant vraisemblablement joué au cours de la sédimentation. C'est le cas sur la bordure E du massif d'Allauch, la bordure N du massif de Carpiagne (Les Trois Ponts) et la bordure E du massif de Notre-Dame-de-la-Garde (Guieu, 1977).

Bassin de Peypin-la Destrousse

D. Nury (1988) a distingué sous le nom de *Formation de la Destrousse* une série où alternent faciès détritiques (argiles, grès et poudingues fluviatiles) et faciès calcaires (calcaires en plaquettes fossilifères à gastéropodes). Cette série sédimentaire mixte passe latéralement vers l'W-NW du bassin éponyme à une alternance de bancs et de brèches calcaires renfermant à certains endroits (Peypin) des olistholites de Jurassique supérieur. La série de la Destrousse est discordante : au Nord sur le Crétacé supérieur du bassin de la Bouilladisse, au Sud sur l'Urgonien du massif de l'Étoile.

La Formation de la Destrousse peut être suivie vers l'Est dans les bassins de Plan Redon, du Martrait et de Sauveclare, et jusque dans le bassin de Saint-Zacharie. Vers le SW on peut observer des faciès similaires sur la bordure de la série allochtone d'Allauch (les Gavots) et de Pierresca (quartier Saint-Charles) où elle s'imbrique avec la série calcaire des Camoins. Elle s'y montre avec son caractère de dépôt mixte, calcaire à laminites/argiles, grès et poudingues.

De par sa position stratigraphique et son contenu fossilifère la Formation de la Destrousse représente donc un faciès latéral du Membre Calcaire des Camoins.

Âge de la Formation Calcaire de l'Estaque

D. Nury (1988) a attribué au *Rupélien inférieur* le Calcaire à striatelles, en accord avec la répartition stratigraphique de ce groupe de gastéropodes en Europe.

Pour ce qui concerne les Calcaires et brèches de l'Estaque, J. Dellenbach et V. Apostolescu (inédit, 2000) citent, dans l'ensemble de cette série, des ostracodes qui, par référence aux coupes-types des bassins de Manosque et de Forcalquier, conduisent à attribuer au *Rupélien moyen à supérieur* les Calcaires et brèches de l'Estaque.

En aucun endroit ne peut être mis en évidence un passage latéral des Calcaires et brèches de l'Estaque à la Formation des Argiles de Saint-Henri – Saint-André. Au contraire, lorsque l'examen des rapports entre ces deux unités est possible, on constate : soit un contact par faille entre les deux formations (faille de Saint-Antoine, *sensu* G. Vasseur 1894), soit la superposition de la série détritique aux Calcaires de l'Estaque (le Vallon près de la cité de la Bricarde). Cette observation rejoint celle de C. Sittler (1965) qui a noté, dans

les sondages réalisés dans les carrières de Saint-André, la présence du Calcaire de l'Estaque sous « la Grise de fonds » de la base de la Formation détritique. Par ailleurs, la limite Calcaire de l'Estaque/Argiles rouges de Saint-Henri – Saint André a été recoupée dans le sondage de l'usine Fournier à -758 m de profondeur (Répelin, 1935). Le sondage s'est arrêté à -871,85 m, sans rencontrer le substratum mésozoïque, ce qui donne une épaisseur minimale du Calcaire de l'Estaque d'environ 113 m, chiffre assez comparable aux évaluations faites en surface.

Formation des Argiles rouges de Saint-Henri-Saint-André

Origine du nom (selon C. Depéret, 1889, p. 13-14). D. Nury (1988) a ajouté à la définition initiale le nom de Saint-André. Région type : L'Estaque. Coupe type : C. Depéret n'a pas donné de coupe-type. Des coupes détaillées ont été établies par J.-J. Blanc (1951), C. Sittler (1965), C. Gouvernet (1971) et D. Nury (1988). Ces coupes ne sont plus visibles actuellement.

C. Depéret donne de cette formation la définition suivante : « *Au-dessus du calcaire en plaquettes » (de l'Estaque) « repose une série importante de couches d'une argile pure, rouge-brique, en bancs épais et réguliers, exploitée en grand comme argile à poteries fines à Lestaque, à Saint-Henri, etc. ».*

Description : C. Sittler (1965, p. 280, fig. 88) a distingué, dans les carrières de Saint-André, 2 unités : à la partie inférieure les Argiles de Saint-Henri (Argile Grise des fonds) reposant sur le Calcaire de l'Estaque ; à la partie supérieure les Argiles de Saint-André (Argiles violettes et rouges, argiles grises et lignites). L'épaisseur de l'ensemble est de 119 m. Les minéraux argileux sont : illite dominante, montmorillonite et chlorite.

Âge : Un important gisement de mammifères où dominent les rongeurs a été découvert par M. Hugueney et G. Truc (1976) à la partie supérieure de l'Argile Grise des fonds (*fide* Nury, 1988), soit à environ 70 m au-dessus du toit du Calcaire de l'Estaque. Pour M. Vianey-Liaud (1979 et com. pers., 2014), ces rongeurs rapprochent ce gisement du niveau de Mas de Pauffié attribué à la zone MP 26 et daté autour de -26,3 Ma (*Chattien inférieur*, partie supérieure). Une incertitude de datation demeure pour l'âge de l'Argile grise des fonds qui pourrait se ranger entièrement dans le *Chattien inférieur* ou correspondre à un intervalle *Rupélien supérieur-Chattien inférieur*, partie inférieure.

Extension géographique

La Formation de Saint-Henri – Saint-André se retrouve, selon C. Depéret (1889) et selon nous, dans d'autres parties du bassin de Marseille où on peut l'identifier par sa position stratigraphique (superposée aux Calcaires des Camoins et sous-jacente aux Argiles et Poudingues de Marseille ou de l'Huveaune), par son faciès à dominante argileuse, et par son contenu paléontologique.

– *Vallée du Jarret*. Une série d'argiles rouges et grises épaisse d'une vingtaine de mètres affleure au Sud de La Bourdonnière (secteur du Logis Neuf-les-Rascous-les-Gages) superposée aux Calcaires des Camoins des Cotes-Roties (Depéret 1889) et surmontées par les poudingues du *Chattien*.

Selon J. Répelin (1935), la Formation Argiles rouges de Saint-Henri – Saint-André aurait été recoupée dans le sondage Fournier entre -639 et -758 m de profondeur.

– *Vallée de l'Huveaune*. Une série argileuse, comprise entre les Calcaires des Camoins, et les Argiles et Poudingues de l'Huveaune est bien représentée dans la région de Saint-Jean-de-Garguier, fournissant des argiles à poteries qui ont été exploitées dans d'importantes carrières. C. Depéret (1889) cite dans ces argiles des ossements de mammifères terrestres (« *rhinocéros de petite taille, peut être identique au rhinocéros de Saint-Henri* »).

Des argiles rouges et grises (épaisseur environ 30 m), à pendage SE constituent, à l'Est de Marseille, le soubassement de la dépression des Caillols et de la Valentine (Saint-Marcel, les Accates ; fig. 15) où elles ont fait naguère l'objet d'une exploitation. Cette unité argileuse (correspondant au Membre Saint-Marcel inférieur de D. Nury, 1988) est sus-jacente aux Calcaires des Camoins qui affleurent sur les bordures sud et orientale du massif de la Salette, et sous-jacente aux Poudingues de l'Huveaune. Elle diminue toutefois d'épaisseur sur la bordure NE du massif d'Allauch, en se tenant toujours au-dessus des Calcaires et brèches des Camoins, qui affleurent de manière continue, contre le Mésozoïque, sur toute la bordure du massif.

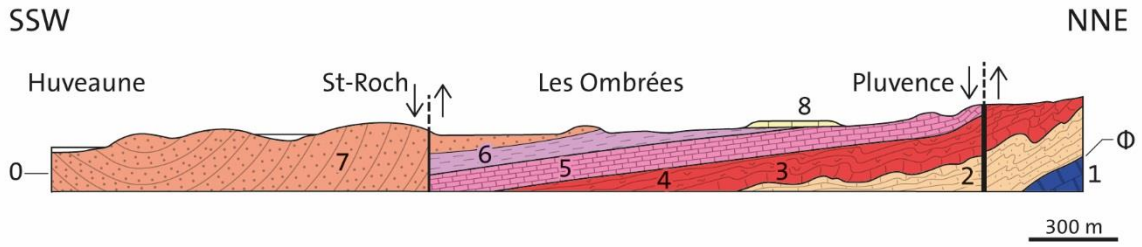


Fig. 15 - Coupe de la série oligocène et de son substratum mésozoïque au Sud du massif de la Salette (d'après J. Philip, inédit)

1 - Jurassique supérieur, 2 - Hettangien, 3 - Rhétien, 4 - Keuper, 5 - Formation calcaire des Camoins (Rupélien), 6 - Argiles de Saint-Marcel (Rupélien sup. - Chattien inf.), 7 - Argiles, grès et poudingues de l'Huveaune (Chattien sup.), 8 - Travertin (Quaternaire inf.), Φ - chevauchement de la Salette.

Les Argiles rouges de Saint-Jean-de-Garguier et de Saint-Marcel occupent donc, selon nous, le même intervalle stratigraphique que la Formation des Argiles de Saint-Henri – Saint-André avec laquelle on peut les corréler.

Formation Argiles jaunâtres et poudingues de Marseille

Cette formation a été définie par C. Depéret (1889, p. 14), pour désigner les couches détritiques (« argiles grises, jaunâtres, ou même noirâtres, dans lesquelles s'intercalent des bancs de grès ou de poudingues »), superposées aux Argiles rouges de Saint-Henri, et bien développées sur le littoral entre Saint-Henri et Marseille, ainsi qu'à l'intérieur et dans les environs de cette ville. Pour C. Depéret (1889, p. 4), cette formation passe latéralement vers l'Est au « faciès torrentiel » constitué par les Poudingues de l'Huveaune.

La coupe dressée par C. Depéret des assises de l'Oligocène entre l'Estaque et Marseille (fig. 16), permet de rendre compte de la superposition des différentes unités sédimentaires qui constituent ici la Formation des Argiles jaunâtres et poudingues de Marseille.

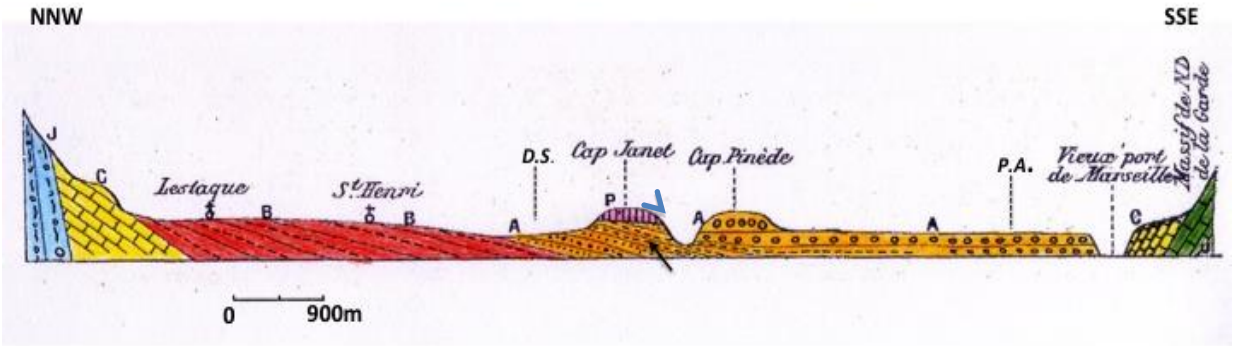


Fig. 16 - Coupe des terrains oligocènes sur le littoral entre l'Estaque et Marseille (d'après C. Depéret 1889, modifié)

J : Jurassique supérieur ; U : Urgonien ; C : Calcaire de l'Estaque ; B : Argiles rouges de Saint-Henri – Saint-André ; A : Argiles jaunâtres et poudingues de Marseille ; D.S. Détritique supérieur ; P.A. Position de la coupe de la Porte d'Aix. P : Travertins plio-quaternaires. La flèche indique la position approximative du gisement de mammifères (MP 30) de Cap Janet.

On peut distinguer ainsi de bas en haut au-dessus des Argiles rouges de Saint-Henri-Saint-André les unités suivantes (fig. 16) :

a) *Membre « Détritique supérieur »* (Gouvernet, 1971) surmontant les argiles rouges de la Formation Saint-Henri – Saint-André. Bien qu'en grande partie masqué par les matériaux de comblement des carrières, ce membre affleure encore dans le talus du secteur de Mirabeau et de la cité Consolat, formé d'une trentaine de mètres de grès à stratifications obliques et entrecroisées et de chenaux de poudingues à petits galets.

Le long de la route du littoral (Mourepiane), les Argiles de Saint-Henri-Saint-André sont surmontées par des poudingues à gros galets calcaires, agencés en chenaux strato-croissants de direction N80-90, ravinant des couches argileuses rouges intercalées entre les poudingues. L'ensemble, à pendage de 10° vers l'ESE, atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur. Pour C. Depéret (1889), G. Vasseur (1894), D. Nury (1988) et, pour nous, les poudingues de Mourepiane occupent la même position stratigraphique que le « Détritique supérieur » des carrières de Saint-Henri-Saint André avec lequel on peut les corréler. Leur relation directe n'est toutefois pas visible. En effet, l'extension latérale vers l'Est des poudingues de Mourepiane est interrompue par une faille sensiblement N-S, déjà observée par G. Vasseur (1894).

b) *Membre Cap Janet-Cap Pinède*. Au-dessus des poudingues du « Détritique supérieur », se place une série argilo-gréseuse, épaisse d'une quarantaine de mètres (fig. 16) décrite en détails pour la première fois par C. Depéret (1889) qui a souligné, au sein de celle-ci, la présence d'une couche particulière argilo-ligniteuse, renfermant une association malacologique de caractère d'eau douce et d'eau « légèrement saumâtre » *: Helix massiliensis, Cyrena semistriata, Potamides sp., Psammobia massiliensis*. La série du Cap Janet a fait l'objet d'une étude plus récente (Colomb *et al.*, 1979) qui a amené des précisions sur la succession des couches et sur le contenu micropaléontologique de certaines assises. M. Hugueney et G. Truc (1976) ont mis au jour deux gisements de rongeurs, l'un à la partie inférieure de la coupe, l'autre à la partie supérieure, qui situent la série de Cap Janet dans la biozone de Coderet, (MP 30) du *Chattien terminal*.

La série du Cap Janet est couronnée par des bancs de grès et des lentilles de poudingues à gros galets avec un pendage des couches de 5° vers le SE. On retrouve ces assises supérieures à la Calade (Bd. Bernabo). Au-dessus des poudingues de la Calade vient, dans le quartier de la Cabucelle, une récurrence de grès et d'argiles jaunâtres d'une épaisseur d'une trentaine de mètres dont une coupe détaillée (aujourd'hui disparue) a été décrite au Cap Pinède par C. Depéret (1889). Cette assise est couronnée par des bancs de poudingues à petits galets affectés d'un faible pendage vers le SE.

c) *Membre Argiles et Poudingues supérieurs de Marseille*. La coupe du littoral est ensuite interrompue dans les quartiers des Crottes et de la Villette. Dans le périmètre de la ville de Marseille (butte Saint-Charles, Vieux Port, Longchamp, Chutes-Lavie, Saint-Barnabé, Blancarde, etc.), des lentilles de poudingues à gros galets, alternant avec des argiles rouges et des bancs de grès, se développent et constituent les dépôts caractéristiques du système fluviatile du bassin de Marseille (Dellery et Gaudin, 1977).

Ces dépôts affleurent dans le quartier de Saint-Lazare dans une tranchée routière récemment creusée à proximité de la Porte d'Aix (fig. 16). Les couches de l'Oligocène à pendage (10°) vers le Sud se montrent formées sur une trentaine de mètres d'épaisseur, de faciès fluviatiles : argiles rouges et grès, surmontés par des poudingues à gros galets disposés en chenaux à base ravinante. Nous pensons que cette séquence s'intègre aux Argiles et poudingues supérieurs de Marseille et qu'en vertu du sens des pendages, elle se place au-dessus du Membre Cap Janet – Cap Pinède dont la continuité était interrompue au Sud du Cap Pinède. Compte tenu de leur position dans la succession stratigraphique, les Argiles et poudingues supérieurs de Marseille sont, selon nous, d'âge *Chattien terminal*. La présence de *Chara microcera* citée par D. Nury *et al.* dans un site voisin de la coupe de la Porte d'Aix ne contredit pas cette attribution. En

effet, l'extension biostratigraphique de *Chara microcera* est connue du *Rupélien* à la base de l'*Aquitanien* (M. Feist *in* Chellaï *et al.* 1982 ; Feist *et al*. 1994).

Extension géographique

La formation *Argiles jaunâtres et poudingues de Marseille* s'étend uniformément sur l'ensemble du bassin de Marseille-Aubagne. À l'intérieur de la formation, il est toutefois difficile d'établir des subdivisions plus fines en raison de l'absence de niveaux repères et des variations rapides de faciès liées au caractère fluviatile et torrentiel des dépôts. Dans certains secteurs cependant, des séquences de poudingues peuvent être suivies et cartographiées sur une distance pouvant atteindre plusieurs kilomètres.

- *Vallée du Jarret*. Dans la partie nord du bassin oligocène (les Arnavaux, la Simiane), affleurent sporadiquement des faciès argilo gréseux avec passées de poudingues et d'argiles noires sableuses et micacées à débris de gastéropodes (*Helix* sp.) et charophytes. Ces faciès peuvent correspondre, en tout ou partie, au Membre Cap Janet-Cap Pinède. Au-dessus, en équivalence avec les Argiles et Poudingues supérieurs de Marseille, viennent des bancs de poudingues, généralement épais de plusieurs mètres, sous la forme de corps lenticulaires d'extension hectométrique alternant avec des bancs gréseux et des argiles rouges et beiges qui ont livré à Collet-Redon (Ouest de Château-Gombert) *Rhodanomys schlosseri* (dét. M. Vianey-Liaud, *in* D. Nury, 1988), espèce de rongeurs caractéristique de la zone de Coderet (MP 30) du *Chattien terminal*.

On peut observer le développement des faciès de poudingues dans toute la partie nord du bassin (Saint-Joseph, la Paule, Les Bessons, Four de Buze, Saint-Mitre, Château Gombert), en contact par faille avec le Mésozoïque du flanc sud du massif de l'Étoile.

La formation Argiles jaunâtres et poudingues de Marseille a été traversée par le sondage Fournier, à Saint-Mauront (Répelin, 1935) qui a recoupé 17 m de grès tendres et de poudingues, avant de pénétrer dans une épaisse série (plus de 500 m selon J. Répelin) d'argiles rouges et jaunes, alternant avec des grès et des poudingues. Le poudingue de Mourepiane aurait été rencontré entre -607 et -639 m.

Remarques. Il y a lieu de noter que la Formation Cap Pinède-Le Merlan, individualisée par D. Nury *et al.* sur cette 3^{e} édition dans l'ensemble du bassin du Jarret, et attribuée par ces auteurs au *Chattien supérieur*, regroupe les membres Détritique supérieur - Cap Janet – Cap Pinède et Argiles et poudingues supérieurs de Marseille que nous avons distingués sur le littoral.

Le Calcaire de Piédautry (Denizot, 1930) ne se présente pas comme une formation calcaire homogène, mais comme un ensemble de bancs calcaires wackestones-packstones, de structure cryptalgaire, à ostracodes, gastéropodes, charophytes, Discorbidés, intercalés au sein d'une série détritique argilo-gréseuse d'une épaisseur d'environ 20 m. En accord avec D. Nury *et al*. (2013), nous pensons qu'un âge *chattien supérieur* doit être retenu pour cette unité locale qui s'apparente, selon nous, à un faciès lacustre au sein des Argiles et Poudingues supérieurs de Marseille.

- *Vallée de l'Huveaune*. Surmontant la formation Argiles rouges de Saint-Marcel, vient, sur une centaine de mètres d'épaisseur, des alternances de grès et poudingues, grès argileux, argiles grises ou beiges (Les Caillols, Butte 167 La Rouguière) qui pourraient représenter les membres : Détritique supérieur, Cap Janet – Cap Pinède, de la coupe du littoral de l'Estaque. La distribution de ces faciès est irrégulière et, dans certains secteurs à l'Est du bassin (Lascours), ils sont extrêmement réduits, voire absents.

Les Argiles et Poudingues supérieurs de Marseille prennent dans la vallée de l'Huveaune un grand développement, les lentilles de poudingues à gros galets se succédant en certains endroits (Les Caillols, la Valentine, Aubagne, Éoures, Lascours), en séquences d'épaisseur décamétrique. Toutefois, aucune limite cartographique précise ne peut être tracée, selon nous, au sein de la série d'argiles et poudingues qui affleurent dans la partie Est du bassin de Marseille-Aubagne.

Une cartographie détaillée des séquences de poudingues entre Marseille et Lascours montre que les Poudingues supérieurs de Marseille passent latéralement aux Poudingues de l'Huveaune. Ces derniers prennent un développement important entre les Caillols (Colline des Comtes) et la Valentine où ils sont formés d'une alternance de grès et de poudingues à pendage 40° à 80°S, superposés aux Argiles de Saint-Marcel.

Au Sud du massif d'Allauch (Les Gavots, Jas de Fontainebleau), les niveaux inférieurs des Poudingues de l'Huveaune reposent directement, en faible discordance angulaire (quelques degrés), sur les Calcaires des Camoins. On n'observe aucun passage latéral de ces poudingues avec les Argiles de Saint-Marcel. Dans le secteur de Pont-de-l'Étoile (les Baraques), la discordance angulaire entre les Poudingues de l'Huveaune et les Calcaires des Camoins est plus importante (environ 50°). Les Poudingues de l'Huveaune scellent aussi le Trias du massif de la Salette (Fondacle) et reposent en forte discordance sur l'Urgonien de la retombée nord du massif de Notre-Dame-de-la-Garde. Il semble donc que des mouvements tectoniques aient affecté le soubassement du bassin de Marseille dans l'intervalle compris entre le dépôt des Calcaires des Camoins et celui des Poudingues de l'Huveaune.

Conclusions

1. Les formations lithostratigraphiques établies par C. Depéret (1889) constituent les bases d'un découpage stratigraphique cohérent de l'Oligocène du bassin de Marseille-Aubagne en vue d'en effectuer la cartographie. Chacune de ces formations est présente sur l'ensemble du bassin. Les variations latérales de faciès au sein de chaque formation sont dues aux conditions particulières des milieux de dépôt, lacustre puis fluviatiles. Ces variations de faciès sont utilisées pour scinder chaque formation en membres, d'extension géographique plus restreinte.

2. Le cycle sédimentaire semble débuter au Priabonien supérieur et se terminer à la limite *Chattien-Aquitanien*. Faute de repère biostratigraphique précis, la limite *Rupélien/Chattien* n'est pas placée avec exactitude. Elle se situe dans un intervalle correspondant à la transition entre la sédimentation carbonatée lacustre et la sédimentation détritique fluviatile.

3. Les premiers dépôts (Argiles lignitifères) sont localisés, et sont peut-être en relation avec des creux du substratum créés par l'érosion qui a succédé à la mise en place du chevauchement de l'Étoile à l'Éocène supérieur.

Nous proposons l'interprétation suivante :

– le bassin de Marseille-Aubagne est envahi par une transgression lacustre au cours du *Rupélien*, accompagnée de dépôts carbonatés (Calcaire de l'Estaque, Calcaires des Camoins) qui recouvrent de manière extensive l'ensemble des bordures du bassin et les massifs triasiques (la Salette, bande triasique de l'Huveaune). Cette sédimentation carbonatée est interrompue sporadiquement par des coulées de brèches et de *mass-flows* liées au jeu synsédimentaire de failles normales bordières. Ces épisodes bréchiques témoignent d'une importante phase tectonique de *rifting* qui contrôle la subsidence du bassin. Durant cette étape, les apports détritiques restent localisés à la partie NE du bassin (la Destrousse). Ces apports peuvent résulter, en partie, d'un remaniement des couches du substratum proche (Bégudo-Rognacien) lors de la transgression rupélienne ;

– bien que moins spectaculaire (absence de brèches) le rifting se poursuit au cours du *Chattien inférieur*, mais dans des zones localisées du bassin où se dépose une série principalement argileuse de plaine alluviale (Argiles de Saint-Henri – Saint-André, Argiles de Saint-Marcel et de Saint-Jean-de-Garguier). La subsidence s'interrompt totalement dans le bassin de Peypin-la-Destrousse, indemne de tout dépôt d'âge *chattien* ;

– le comblement du bassin de Marseille-Aubagne intervient au cours du *Chattien supérieur-Aquitanien basal* (?) par arrêt progressif de la tectonique de rifting. Le comblement est assuré par des dépôts détritiques de caractère torrentiel (Argiles jaunâtres et poudingues de Marseille), répartis sur l'ensemble du bassin,

dont les éléments sont empruntés aux massifs mésozoïques bordiers et peut être aussi au socle méridional plus lointain.

Conclusions sur l'Oligocène (D. Nury)

Comme le lecteur peut le constater, les deux textes précédents proposent deux interprétations nettement différentes de l'ensemble du bassin de Marseille-Aubagne.

L'une (J. Philip) reprend en partie les interprétations de C. Depéret (1889) et D. Nury (1987), lesquelles rejoignent les interprétations de l'édition précédente (Guieu *et al.*, 1969) de la carte. Cette interprétation considère un seul bassin avec des variations de faciès.

L'autre (D. Nury *et al.*) prend compte les données paléontologiques, structurales et sédimentologiques réalisées depuis la thèse de D. Nury (1987) où sont distingués deux bassins séparés par une dorsale s'étendant du massif de la Garde au massif d'Allauch, mais une seule succession stratigraphique. La découverte de nouveaux gisements fossilifères, à la faveur d'ouvrages nouveaux (métro, tunnels et autoroutes), ainsi que des terrassements de nouvelles constructions, nous ont permis de distinguer trois bassins ayant des contenus et des évolutions différentes.

Formations post-oligocènes (Coord. M. Dubar, avec les contributions de M. Dubar, E. Bonifay, P. Arlhac, D. Nury, J. Philip, M. Villeneuve)

La légende stratigraphique des formations post-oligocènes est représentée dans la fig. 17. On distingue trois grands ensembles lithologiques, avec de la base vers le sommet :

– Groupe inférieur ;

– Groupe moyen ;

– Groupe supérieur.

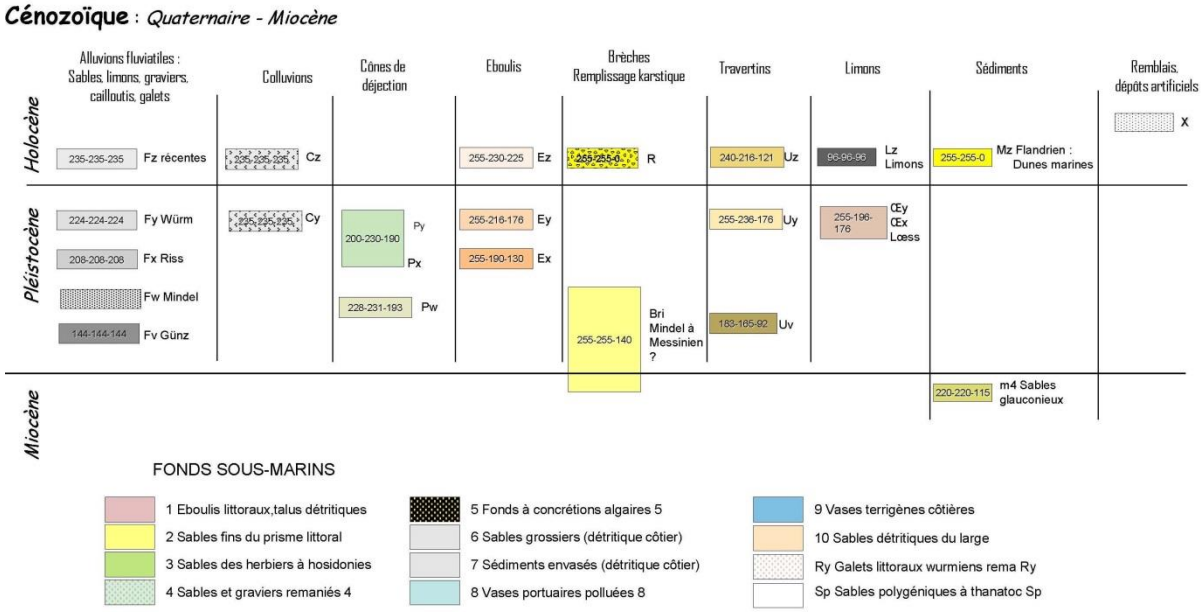


Fig. 17 - Légende stratigraphique des formations miocènes à quaternaires

Groupe inférieur (Tertiaire ?) (M. Dubar, E. Bonifay, P. Arlhac, D. Nury, J. Philip, M. Villeneuve)

Bri. **Brèches de l'Étoile (âge non fixé ou indéterminé)**. Cette formation brèchique se développe largement sur le flanc sud du massif de l'Étoile (les Aygalades, les Accates, Palama, Mordeau, les Maurins) et sur la bordure ouest du massif d'Allauch (la Calèche). Il s'agit de dépôts conglomératiques à éléments calcaires d'origine locale (Jurassique supérieur, Urgonien, Crétacé supérieur), très hétérométriques, généralement anguleux ou faiblement émoussés, formant des bancs meubles, ou à ciment calcaire, de quelques mètres d'épaisseur, interrompus par des passées d'argiles rouges ayant livré (les Maurins, Palama) de nombreux débris de *Microcodium* (J. Philip). Les cavités entre les blocs bréchiques sont parfois secondairement colmatées par des spéléothèmes (la Calèche). L'épaisseur de la formation peut atteindre une centaine de mètres (les Aygalades, Palama, Mordeau).

Elle se présente en discordance cartographique de ravinement sur différents termes du substratum : Valanginien (Col des Hirondelles), Urgonien (Mordeau, Palama, les Accates), Crétacé supérieur (bordure ouest du massif d'Allauch), *Rupélien* (les Maurins, Borel, Côtes Rôties), *Chattien* (la Bourdonnière, le Castellas, Mordeau, etc.).

La surface d'érosion sur laquelle repose la formation brèchique est entaillée dans certains secteurs (Mordeau, Palama, les Maurins) par des paléovallées étroites, creusées dans le substratum calcaire, et fossilisées par le remplissage en « *onlap* » de la formation brèchique sous forme de puissants cônes de déjection. La profondeur de l'incision dans le substratum calcaire est d'une centaine de mètres à Mordeau et à Palama.

Cette morphologie d'emboîtement suppose donc une lacune dont la durée ne peut être précisée.

L'âge de cette formation fait l'objet de différentes interprétations.

Sur la 1re édition (Haug *et al.*, 1935) de la feuille Aubagne à 1/50 000, les Brèches de l'Étoile ont été désignées par la notation p1Br (Pliocène supérieur) ; sur la 2e édition (Guieu *et al*., 1969), ces brèches ont été attribuées au Quaternaire ancien (Günz, notation : Bv).

Dans sa thèse (Nury, 1987), D. Nury désigne la formation sous le nom de « brèches saumon » et l'attribue à l'Oligocène supérieur. Plus précisément cette brèche s'apparente pour cette auteure aux Brèches supérieures de Carry-le-Rouet recouvertes par les dépôts du Miocène marin. De plus cette brèche marque une inversion totale des apports qui deviennent NS, phénomène interprété comme la conséquence directe du rifting de la Méditerranée à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène. Cette interprétation rejoint les observations antérieures de G. Denizot (1920, 1930) qui favorisaient un passage latéral des Poudingues de Marseille aux Marnes de Piedautry et aux Brèches de l'Étoile.

Selon J. Philip qui en a effectué la cartographie, les brèches de l'Étoile et les paléovallées qu'elles colmatent, se tiennent en dessous de la surface d'abrasion miocène du vallon Dol, attribuée au Vindobonien (Glard *et al.* 1970) qui oscille autour de 300 m. Le creusement des paléovallées peut être ainsi attribué à l'événement messinien. Le colmatage torrentiel s'est produit lors d'un épisode de remontée du niveau de base, au cours du Pliocène, et s'est achevé à l'aube du Quaternaire par un dépôt de brèches puis de travertins pendant une période de haut-niveau. Suivant cette hypothèse, les Brèches de l'Étoile seraient donc incluses dans l'intervalle d'âge Pliocène-Pléistocène inférieur.

M. Dubar souligne que la formation brèchique dessine un paléoréseau hydrographique coalescent, assez fortement encaissé, mais ne présentant pas cependant le caractère de très forte incision du creusement messinien et de plus exempt de tout colmatage marin pliocène. Des indices de tectonique compressive relevés aux Maurins, conduisent à retenir le caractère épi-tectonique ou post-orogénique de la formation brèchique, consécutif à une surrection des massifs de bordure d'Allauch et de l'Étoile au Miocène supérieur lors du plissement des chaînes nord-provençales (en particulier le Lubéron). Dans cette hypothèse, le dépôt

de l'ensemble de la formation brèchique de l'Étoile aurait donc précédé l'événement messinien et aurait pu s'être produit au cours du Tortonien.

M. Villeneuve a pu observer le contact des Brèches de Mordeau sur les marnes de la Formation de Piedautry (Oligocène supérieur). À Mordeau même, ces brèches peuvent avoir n'importe quel âge compris entre celui du mur, daté de l'Oligocène supérieur et celui du toit constitué par les travertins du Pléistocène inférieur. Elles ont cependant des affinités lithologiques avec les brèches de la Formation de Mourepiane, elles mêmes corrélées avec les brèches supérieures anté-Aquitaniennes de Carry-le-Rouet.

En l'absence de datations directes, l'âge de cette formation fait donc débat.

Groupe moyen (Pléistocène) (M. Dubar, P. Arlhac, D. Nury)

Brv. **Pléistocène inférieur (épaisseur 1-2 m)**. Cailloutis calcaires d'origine locale à éléments non cimentés ravinant les poudingues cimentés de l'Oligocène. Ces cailloutis quaternaires, parfois très anguleux (clastes calcaires), parfois bien roulés, associés localement à des limons sableux, se trouvent généralement à la base ou à la partie inférieure des travertins (la Viste, les Accates), mais peuvent être aussi en position latérale (Saint-Julien). Ces cailloutis semblent bien appartenir au même cycle de dépôts que les travertins et sont datés grâce à ces derniers du Pléistocène inférieur. Le contact avec les Brèches de l'Étoile n'a malheureusement pas été observé. D'extension réduite, les cailloutis Brv ne sont pas représentés sur la carte.

Uv. **Pléistocène inférieur, travertins (épaisseur 10-20 m)**. Les très vastes et élevés (alt. de 160 à 120 m) entablements de travertins du bassin de Marseille, se répartissent en deux secteurs distincts :

– le premier, le plus méridional, est constitué par la dalle de Beaumont-Saint-Julien (alt. 170 à 120 m), agrémentée de part et d'autre de lambeaux qui chapeautent des reliefs préservés de l'érosion ;

– le second, tout au Nord du bassin, est constitué par la dalle de la Viste – Saint-Antoine (alt. 160 m) et des lambeaux qui se situent au Sud de l'Étoile, depuis le Cap Janet jusqu'à la colline du Collet-Redon.

L'ensemble constitue une surface remarquable, la plus ancienne du Quaternaire, s'étendant sur l'ensemble du bassin et témoignant d'une ancienne cuvette palustre ou lacustre.
Les travertins comprennent généralement à la base un cailloutis meuble anguleux peu épais. Ils se présentent le plus souvent avec un faciès très induré, karstifié en surface, mais des faciès alvéolaires (travertins à roseaux, à mousses) et des craies ou limons apparaissent à certains niveaux. Localement existent des faciès détritiques à petits graviers, témoins de cours d'eau calmes. Localement les encroûtements moulent des morphologies de talus : paléotufières, systèmes composites où l'on retrouve toujours des auvents à *Vaucheria, Homeotryx* et tubes de Phryganes, progradant dans le sens du courant, qui surplombent des vasques à oncolites et stromatolites. L'orientation de ces auvents reste la même tant que le sens d'écoulement des eaux n'est pas modifié par une cause extérieure.

Ces travertins ont jadis fait l'objet d'études paléobotaniques par G. de Saporta révisées par A. Pons (1969). Globalement la flore a un cachet chaud avec le palmier indigène (*Chamaerops humilis*, des Lauracées et *Magnolia Vasseuri*), mais aussi plus banalement des espèces de la ripisylve (*Populus alba, Cornus sanguinea*). La découverte ancienne de grands mammifères, en particulier des molaires « d'Elephas meridionalis » (Corroy, 1953, Bourdier 1962, Bonifay 1962), a permis de situer la formation des travertins dans le Villafranchien supérieur (1,7 à 1 Ma). Récemment, une étude paléomagnétique (P. Rochette, CEREGE, inédit) a permis d'identifier l'épisode direct de Jaramillo (1,05 à 0,98 Ma) dans la partie supérieure des travertins de la Viste et de reconnaître 4 cycles de 100 kans. L'âge moyen de la formation serait de 1,2 Ma, ce qui est conforme aux anciennes datations paléontologiques.

Les travertins sont fréquemment affectés par des microfailles normales à regard sud à ouest, déformations compatibles avec un affaissement ancien, voire synsédimentaire, de la partie distale occidentale littorale des entablements, c'est-à-dire du côté de la rade actuelle de Marseille.

Fv. **Lambeau caillouteux à petits galets des Ombrées – les Camoins (Günz ?)**. Ce témoin d'une haute nappe fluviatile située 80 m au-dessus du niveau actuel de l'Huveaune est légèrement encaissée dans les travertins du Pléistocène inférieur.

Groupe supérieur (Pléistocène moyen à actuel) (M. Dubar, P. Arlhac, D. Nury)

Pleistocène moyen

Fw. **Cailloutis fluviatiles (Mindel ?)**. Ces cailloutis sub-émoussés sont rapportés à une haute nappe alluviale de l'Huveaune (40 m au-dessus du lit actuel) bien représentée à Aubagne et également visible en amont en rive gauche, près d'Auriol. Ils sont emballés dans une martrice limono-argileuse rougeâtre pouvant témoigner de remaniements de sols plus anciens, voire de dépôts oligocènes.

Pw ou Sw. **Cailloutis de cônes-glacis (Mindel ?)**. Ces cailloutis clastiques, situés dans la vallée de l'Huveaune, présentent une matrice argilo-limoneuse. Ils sont cimentés et rubéfiés (secteur de Capien-Saint-Charles, épaisseur de 5-6 m) et du Jarret (les Médecins). Leurs encroûtements très développés indiquent une évolution pédologique importante.

Pw. **Cailloutis de cône-glacis (Mindel ?)**. Il s'agit de cailloutis subanguleux, lités et indurés par un ciment carbonaté, localement travertineux et se raccordant à la terrasse de 40 m de l'Huveaune.

Fx. **Alluvions fluviatiles (Riss)**. Seulement développées dans la vallée de l'Huveaune, ces alluvions forment une terrasse discontinue dans l'axe même de la vallée. En aval de Pont-de-l'Étoile, les lambeaux situés à une dizaine de mètres au-dessus du lit de l'Huveaune sont très discontinus, mais présentent un faciès fluviatile caractéristique, à galets moyens lités et à ciment sableux. Latéralement (Aubagne, coupe de l'autoroute de Toulon), les alluvions fluviatiles passent à des dépôts limoneux de bas de versants et graveleux torrentiels (Px). En amont d'Auriol, une série de replats d'origine fluviatile, nettement décalée au-dessus de la basse terrasse würmienne, représente la terrasse rissienne. Le matériel souvent chaotique de couleur rougeâtre est hérité en grande partie du substrat local (Trias, Oligocène).

Œx. **Lœss ancien (Riss) (épaisseur 3 m)**. Un affleurement de lœss ancien, vraisemblablement d'âge rissien, existe en tête du système de dépôts rissiens d'Aubagne (Px et Fx). Il s'agit d'un limon en partie décalcifié dans la masse (présence de poupées) et assez fortement rubéfié en surface. Localement plus en aval de la vallée de l'Huveaune, des lœss ou des sables soufflés existent localement et sont généralement interstratifiés avec des cailloutis de pente (Ex).

Ex (ou Sx). **Cailloutis de pente (Riss)**. Ces cailloutis anguleux, lités et interstrafiés avec des limons rougeâtres, en partie décalcifiés, existent dans la vallée de Huveaune (Saint-Charles-Capiens, secteur d'Aubagne, Saint-Marcel, le Redon), mais également au Sud d'Allauch et vers Plan-de-Cuques, au bas des versants. Ces dépôts se raccordent à des terrasses ou glacis antérieures au Würm. Des malacofaunes steppiques sont localement conservées.

Px. **Cailloutis de cône (Riss)**. Dans la région d'Aubagne-Gémenos, de tels cailloutis forment un cône bien caractéristique passant vers l'aval à des alluvions fluviatiles (Fx) et des lœss (Œx). Des successions complexes, épaisses de 4 à 5 m avec des paléosols intercalés, ont été relevées. Les Px de la région de Saint-Charles-Capiens sont plutôt des E(S)x.

Pléistocène supérieur

Fy. **Alluvions de basse terrasse (Würm)**. Une basse terrasse würmienne est présente dans la vallée de l'Huveaune et dans la vallée du Jarret. Dans la vallée de l'Huveaune, cette basse terrasse n'est développée qu'en amont d'Auriol où elle montre un faciès graveleux lité bien caractéristique d'une alluvion fluviatile.

Des apports latéraux, caillouteux ou limoneux, sont cependant souvent présents vers le sommet des dépôts. À l'aval de Pont-de-l'Étoile, la basse terrasse n'apparaît plus. On peut supposer qu'elle est recouverte par les alluvions récentes (Fz) de fond de vallée. En effet le grand cône würmien de Gémenos (Py) qui devait rejoindre la basse terrasse de l'Huveaune passe lui-même sous ces alluvions récentes. Un tel dispositif est classique dans les basses vallées de fleuves soumises à l'influence du niveau de base marin, les basses terrasses y ayant une pente très forte. Il existerait donc bien un système complet würmien comprenant des dépôts de pentes (E-Sy) et des lœss (Œx) tributaires localement des cônes de déjection (Py), raliant la basse terrasse fluviatile.

Œy. **Lœss (Würm) (épaisseur 6 m)**. Ces lœss épais et très typiques existent dans la région d'Aubagne, au pied du massif de Marseilleveyre et dans la cuvette de Cuges-les-Pins. Plus généralement, dans la vallée de l'Huveaune, on trouve en abondance des limons lœssiques, parfois très sableux, des sables éoliens interstratifiés dans les dépôts de pente constitués de matériel gélifracté, essentiellement en rive gauche. Les lœss du ravin du Dindolet, dans la cuvette de Cuges, sont reconnus depuis longtemps comme des lœss typiques (Bonifay, 1962). Plus récemment, les excavations des travaux d'urbanisation ont permis de trouver également des lœss très caractéristiques à l'Est d'Aubagne, sur le pied du Douard. Dans le secteur de Coulin, ces lœss interstratifiés avec des cailloutis cryoclastiques ont livré des malacofaunes steppiques froides (présence de l'espèce *Phenacolimax annularis* vivant actuellement en Provence au-dessus de 1 500 m). Ils ont été datés de 38 000 BP (âge non calibré) à leur base et 32 000 BP dans leur partie médiane (Magnin, 1991), soit de la deuxième moitié de la glaciation würmienne. L'abondance des lœss et sables soufflés de la vallée de l'Huveaune et de la partie est de la carte témoignent de la grande vigueur d'un paléomistral en période très froide.

Py. **Cailloutis (Würm) (épaisseur 3-4 m)**. Ce matériel caillouteux anguleux à matrice limono-sableuse est étalé sur les pentes, principalement au pied du massif de Marseilleveyre ou formant un cône torrentiel très ample dans la région de Gémenos, en bordure de la vallée de l'Huveaune (Dupire 1985).

Px-y. **Cônes indifférenciés Riss et Würm (épaisseur 3-4 m)**. Dans le secteur de Lascours, des dépôts caillouteux hétérogènes allant de niveaux à blocs sub-émoussés provenant du remaniement de l'Oligocène à des niveaux à menus cryoclastes correspondent vraisemblablement à un ancien haut-replat (rissien ? mindélien ?) remodelé par de petits cônes würmiens.

Uy. **Travertins (Pléistocène supérieur, Würm) (épaisseur 15-20 m)**. Ces travertins sont essentiellement développés dans la vallée de l'Huveaune et localement dans la vallée du Jarret. Dans la vallée de l'Huveaune, à Roquevaire et à Pont-de-Joux, ces travertins correspondent à des faciès construits carbonatés francs (travertins à roseaux), à des faciès plus turbulents (oncolites) ou des faciès plus détritiques (limons crayeux, craies). Mais ces formations sont perturbées par des apports caillouteux de versant. Les restes paléobotaniques et les coquilles de mollusques sont abondants (d'Anna *et al*., 1988). La datation de ce niveau est essentiellement fournie par un âge ^{14}C à 32 000 BP (Ly 4135) et surtout par un âge U/Th de 47 000 BP (Quinif, 1988). En recoupant ces données chronologiques avec les restitutions paléoenvironnementales, la période de formation des travertins correspondrait à une phase tempérée du début du stade 3 (Magnin, 1991). Ces travertins sont synthétisés par A. Tendil (2012, p. 188).

Ey (ou Sy). **Cailloutis de pente (Würm)**. Des cailloutis de pente gélifractés parfois lités (grèzes) à matrice sableuse, présents sur le piémont du massif de Marseilleveyre (Vieille Chapelle, Pointe Rouge), témoignent de conditions périglaciaires au Würm, dans la région de Marseille. Ces dépôts peuvent être associés à des lœss (Œy) ou des sables soufflés en bordure du littoral, dans l'axe du mistral. Des cailloutis de pente à matrice argilo-limoneuse rougeâtre passant généralement à l'aval à des colluvions (Cy) représentent des phases plus tempérées (interstades) du Würm.

Cy. **Colluvions (Würm) (épaisseur 1-2 m)**. Deux faciès (distingués sur la carte par une surcharge) existent dans les limites de la carte : un faciès typique argileux rougeâtre issu du ruissellement diffus et un faciès caillouteux à matrice argileuse rougeâtre dans les petites dépressions et sur le bas des versants.

Holocène

Fz. **Alluvions modernes (Holocène à actuel) (épaisseur 20 m)**. Plutôt caillouteuses vers l'amont, ces alluvions passent à des limons et des graviers dans les basses vallées. Là, ces alluvions, reconnues par forage, peuvent être très épaisses, par exemple 20 m de limons et sables à faunule fluviatile sont reconnus près de La Capelette. Près du Vieux-Port, une vingtaine de mètres de sables marins ont été traversés par forage (Bonifay, 1962). Près de l'embouchure de l'Huveaune, une tourbe holocène située vers -5 m NGF a été datée de 6 380 ± 140 BP (Triat-Laval 1979). À Marseille (stade Vélodrome et hôpital de Laveran), des marnes jaunâtres contenant des gastéropodes ont été identifiées. D'après M. Villeneuve, elles ont la particularité de présenter un clivage tectonique (voir chapitre « Néotectonique »). F. Magnin (com. pers.) leur attribue un âge proche de l'époque romaine.

Ez (Sz). **Cailloutis de pente (Holocène)**. Ces cailloutis de pente à matrice argilo-limoneuse non rubéfiée portent des sols peu évolués de type rendzine ou brun calcaire.

Uz. **Travertins holocènes (épaisseur 39 m)**. Il existe des formations travertineuses de fond de vallée dans la région de Roquevaire Pont-de-Joux, emboités dans les travertins Würmiens (Uy), mais également dans le vallon de Saint-Pons (commune de Gémenos). Les faciès construits à plantes sont bien développés et sont associés à des faciès carbonatés plus détritiques, crayeux et limoneux. À Roquevaire et Pont-de-Joux, plusieurs datations ^{14}C (d'Anna *et al.*, 1988) indiquent un âge holocène ancien et moyen (7 000 à 3 700 BP). À Saint-Pons le sommet de la formation, épaisse de 39 m, est daté de l'âge du Fer par des tessons de céramiques (Martin, 1986).

Cz. **Colluvions (Holocène) (épaisseur 3 m)**. Colluvions récentes des fonds de vallons et de dépressions. Deux faciès (distingués sur la carte par une surcharge) existent dans les limites de la carte : un faciès typique argileux rougeâtre issu du ruissellement diffus et un faciès caillouteux à matrice argileuse rougeâtre dans les petites dépressions et sur le bas des versants.

Actuel (M. Villeneuve)

Les marnes du stade vélodrome datées de l'époque romaine (cf. § « Synthèse géodynamique régionale ») par F. Magnin (com. pers.) ont été aussi échantillonnées au Lycée Diderot, face à l'hôpital Laveran (Saint-Jérôme). D'autre part, les terrassements de la L2 (bretelle reliant l'autoroute Est à l'autoroute Nord) ont dégagé de vastes zones à matériel post-oligocène et notamment une zone s'étendant du Marché d'Intêret National (MIN) à l'hôpital Nord. Ce matériel se raccorde au Quaternaire de la Viste. Au rond-point de Saint-Jérôme et de l'hôpital Laveran, la L2 a dégagé un talus de près de 20 mètres constitué de strates horizontales de couleurs différentes. La surprise fut de constater que ces dépots recouvrent une route goudronnée et contiennent de nombreux débris d'étoffes, de béton et d'emballages plastiques témoignant de temps actuels.

Les formations marines anté-quaternaires (F. Fournier, A. Tassy, I. Thinon, P. Münch, J.-J. Cornée et l'équipe CASSEIS-MARSOLIG)

Carte Géologique Terre-Mer

La réalisation de la carte géologique du plateau continental de Basse-Provence (fig. 18) repose sur l'interprétation de profils de sismique réflexion 2D et sur l'intégration d'échantillons de roches prélevés sur le fond marin par dragage et carottage. La fig. 18 présente un essai de corrélation entre la cartographie géologique à terre et celle du plateau continental. Cette nouvelle carte géologique du plateau continental représente les formations anté-quaternaires affleurant sur le fond marin ou très faiblement recouvertes de sédiments plio-quaternaires (épaisseur inférieure à 10 ms.t.d., *milliseconde temps-double*). La formation

d'âge Plio-Quaternaire a été intégrée à la carte géologique uniquement lorsque son épaisseur dépasse les 10 ms.t.d., soit environ 8 m (avec une vitesse sismique de 1 700 m/s).

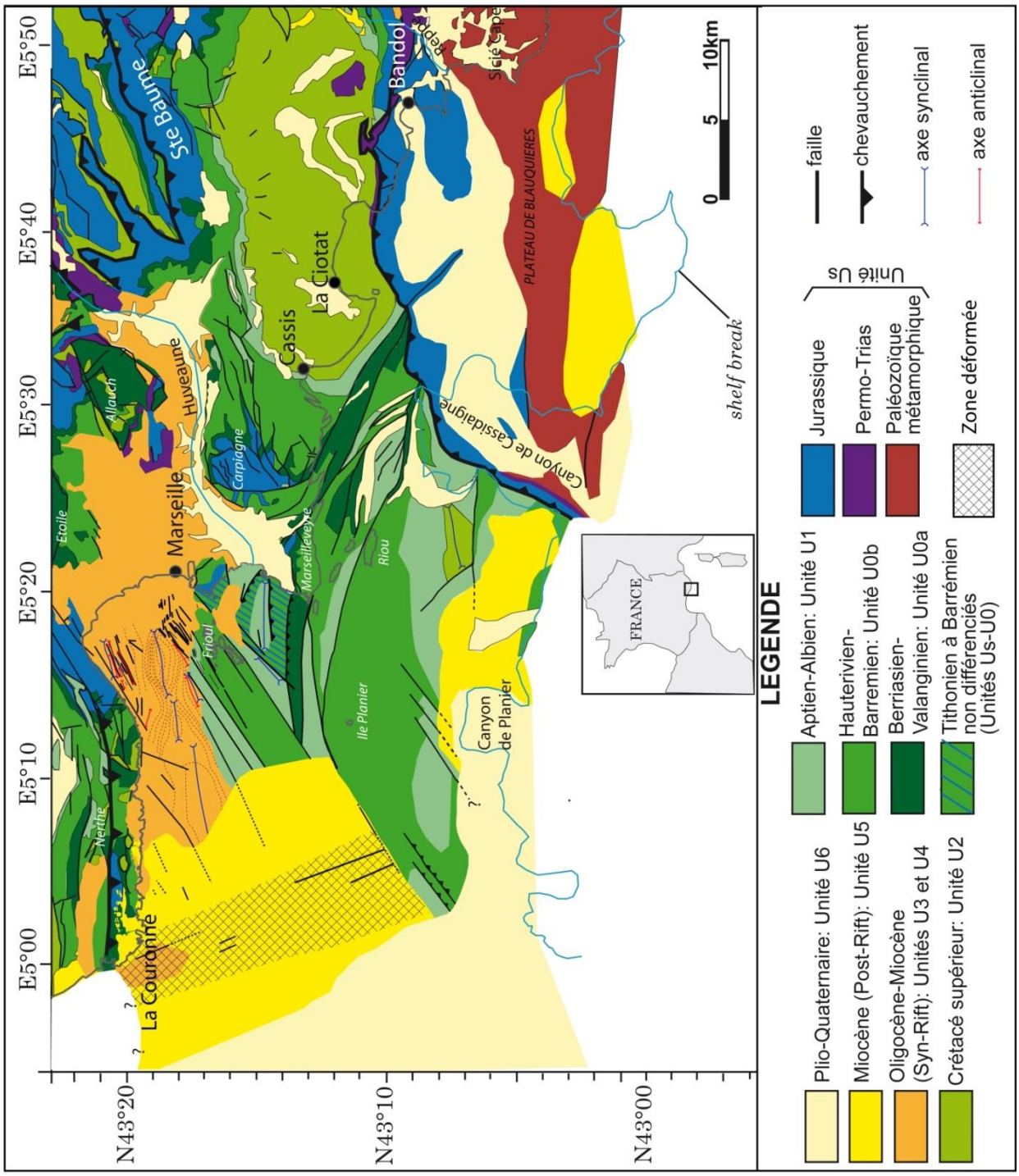


Fig. 18 - Carte géologique simplifiée incluant le plateau continental oriental du golfe du Lion

Bases de données marines

Plusieurs campagnes d'acquisition académiques ont été effectuées ces dernières années (tabl. 4). Environ 2 000 km de profils de sismique réflexion Haute Résolution (HR) à Très Haute Résolution (THR) imagent les premières centaines de mètres du sous-sol du plateau continental entre le Cap Couronne et le Cap Sicié

(fig. 19). Ce set de données vient compléter celui des profils sismiques pétroliers longue écoute et basse résolution du golfe du Lion qui imagent les structures plus profondes.

La base de données utilisée inclut les échantillons prélevés par dragage et publiés par Froget (1967, 1972, 1974), ainsi que les échantillons récupérés par le carottier à roche CNEXO-VILLE au cours de la campagne CASSEIS (2009) (cf. Tassy, 2012 ; Tassy *et al.*, 2014 ; base de données BSSmer consultable sur http://www.infoterre.fr).

Campagne	Date	Organismes	Dispositif d'acquisition
CASSEIS II	2011	Aix-Marseille Université, BRGM	THR ; Monotrace - sparker 50J
CASSEIS	2009	Aix-Marseille Université, BRGM, UBO-Brest, Université Pierre et Marie Curie, Université de Nice, Université Montpellier II	HR : Multitrace (12) -canon (mini GI) de Geoazur THR : monotrace-sparker 50J de l'UBO-BRGM Carottier CNEXO-VILLE (BRGM)
MARSOLIG	2008	Aix-Marseille Université, BRGM, UBO-Brest, Université Pierre et Marie Curie, Université de Nice, Université Montpellier II	THR : Monotrace-sparker 50J de l'UBO-BRGM HR : multitrace (6) - sparker 1000J de l'UBO
MAST5913	2007-2009	Aix-Marseille Université, Géoscience Azur (Villefranche)	HR : Multitrace-canon (mini GI)
EOSYS-CARRY	2006	Aix-Marseille Université, EOSYS	THR : Multitrace-sparker
MARION	2000	IFREMER	THR : Multitrace-canon
Me-Sea	1990	Geosciences Azur, IFREMER	THR : Multitrace-canon
RM84	1984	TOTAL	Sismique pétrolière : Multitrace-canon
GL80	1980	TOTAL	Sismique pétrolière : Multitrace-canon
Leenhardt	1965	Musée océanographique de Monaco - IFP	HR Multitrace-sparker 3000J

Tabl. 4 - Campagnes d'acquisition sismique sur le plateau continental de Basse-Provence. La description des campagnes est consultable sur http://www.ifremer.fr/sismer/index_FR.htm

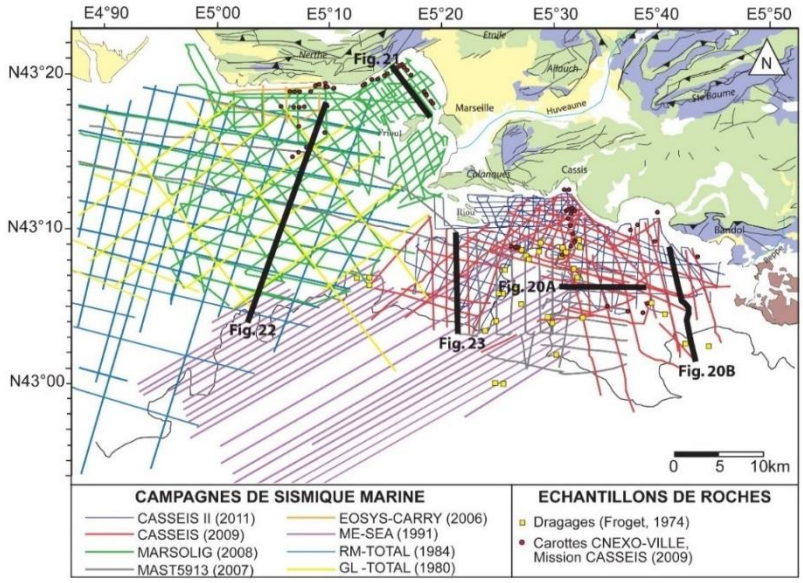


Fig. 19 - Localisation des lignes sismiques et des prélévements de roches sur le plateau continental de Basse-Provence

Unités sismo-stratigraphiques

L'interprétation des profils sismiques et l'analyse des roches prélevées sur le fond a permis d'identifier 7 unités sismo-stratigraphiques post-jurassique au-dessus du socle acoustique.

Unité Us : l'unité Us est caractérisée par un faciès sismique peu à non réflectif. Il est interprété comme étant le socle métamorphique ou la couverture sédimentaire fortement déformée du Paléozoïque (Carbonifère et Permien), du Trias et du Jurassique (fig. 20).

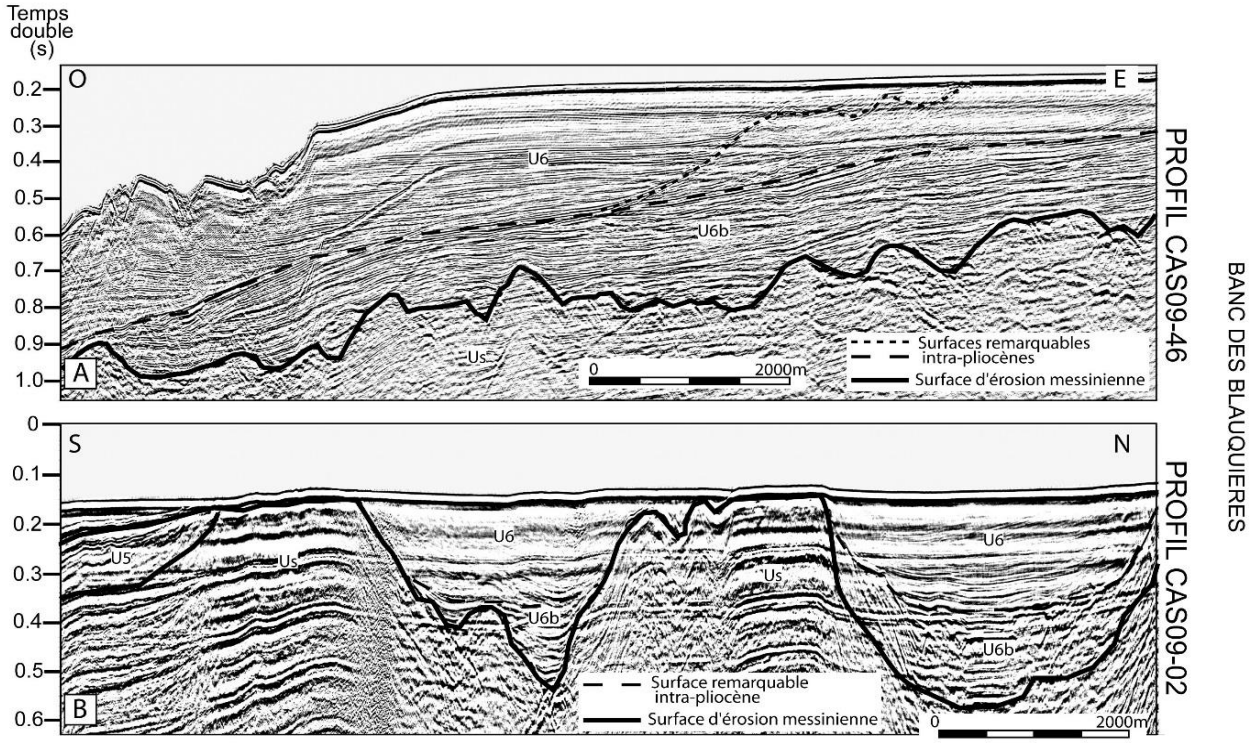


Fig. 20 - Exemples de sections sismiques du plateau continental entre le canyon de Cassidaigne et la presqu'île du cap Sicié (échelle verticale : seconde temps double)

Unité 0 (U0 : Berriasien à Barrémien). L'unité sismique U0, définie sur la base des profils de type sparker uniquement, est caractérisée dans sa partie inférieure par un faciès sismique lité avec des réflecteurs faiblement continus et déformés, et dans sa partie supérieure par un faciès sismique moins bien lité. Cette unité repose sur l'unité Us. La partie basale d'U0 est corrélée aux formations de calcaires et calcaires argileux d'âge berriasien à hauterivien, sur la base d'un échantillon d'âge valanginien inférieur (Froget, 1974) prélevé à l'aplomb de la partie basale de cette unité sismique. La partie supérieure de l'unité U0 correspondrait vraisemblablement aux formations massives calcaires et dolomitiques de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien (fig. 21, 22 et 23).

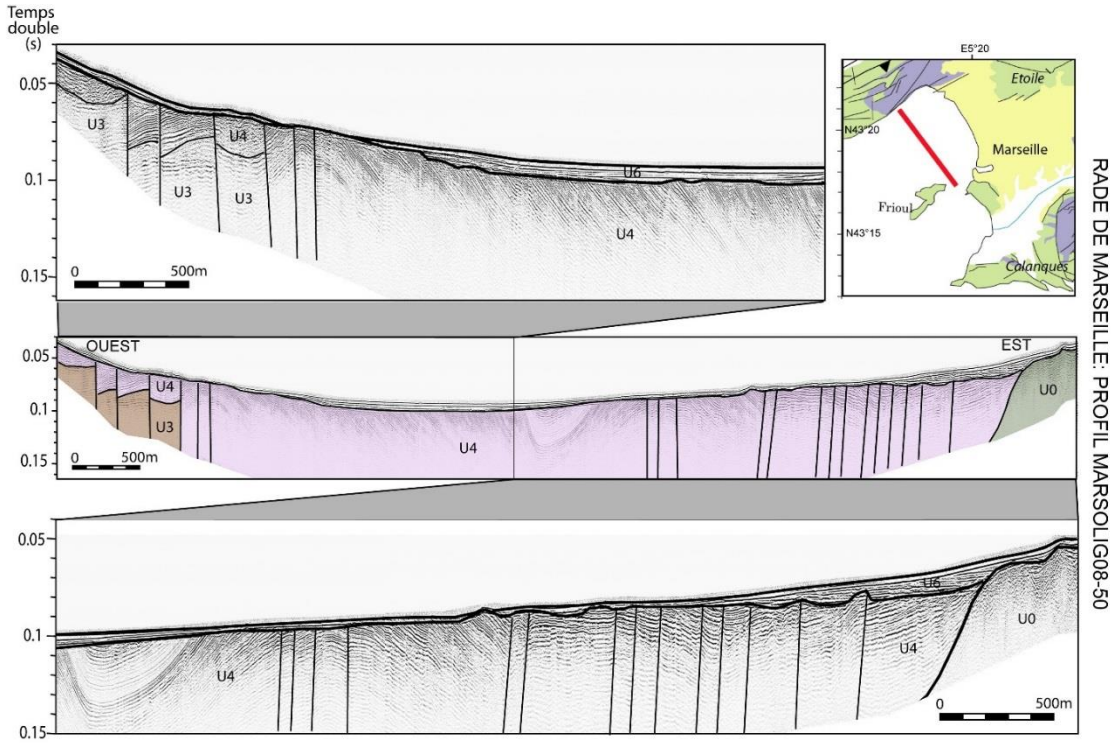


Fig. 21 - Profil sismique msl08-50 orienté NNO-SSE (a, c) et son interprétation (b) imageant le bassin oligocène et ces bordures au large de Marseille. (Échelle verticale en seconde temps double). Les traits noirs représentent les limites d'unité sismique et les failles

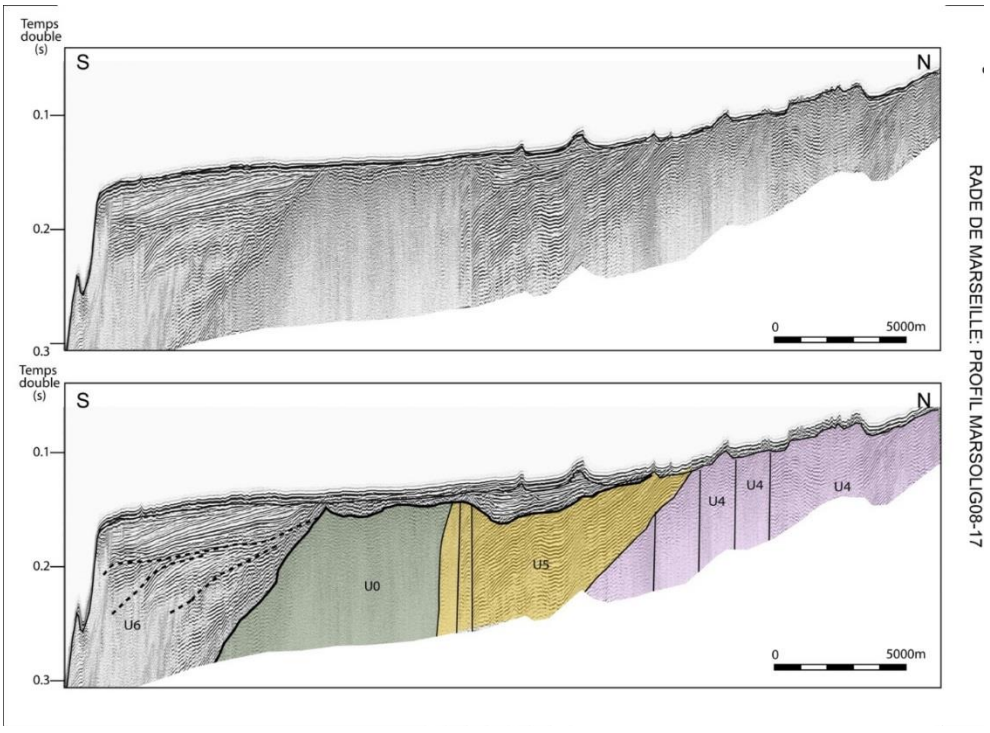


Fig. 22 : Profil sismique msl08-17 orienté NNE-SSW montrant l'agencement des unités sismiques sur le plateau continental à l'Ouest de la baie de Marseille. (Échelle verticale en seconde temps double). Les traits noirs représentent les limites d'unités sismiques et les failles)

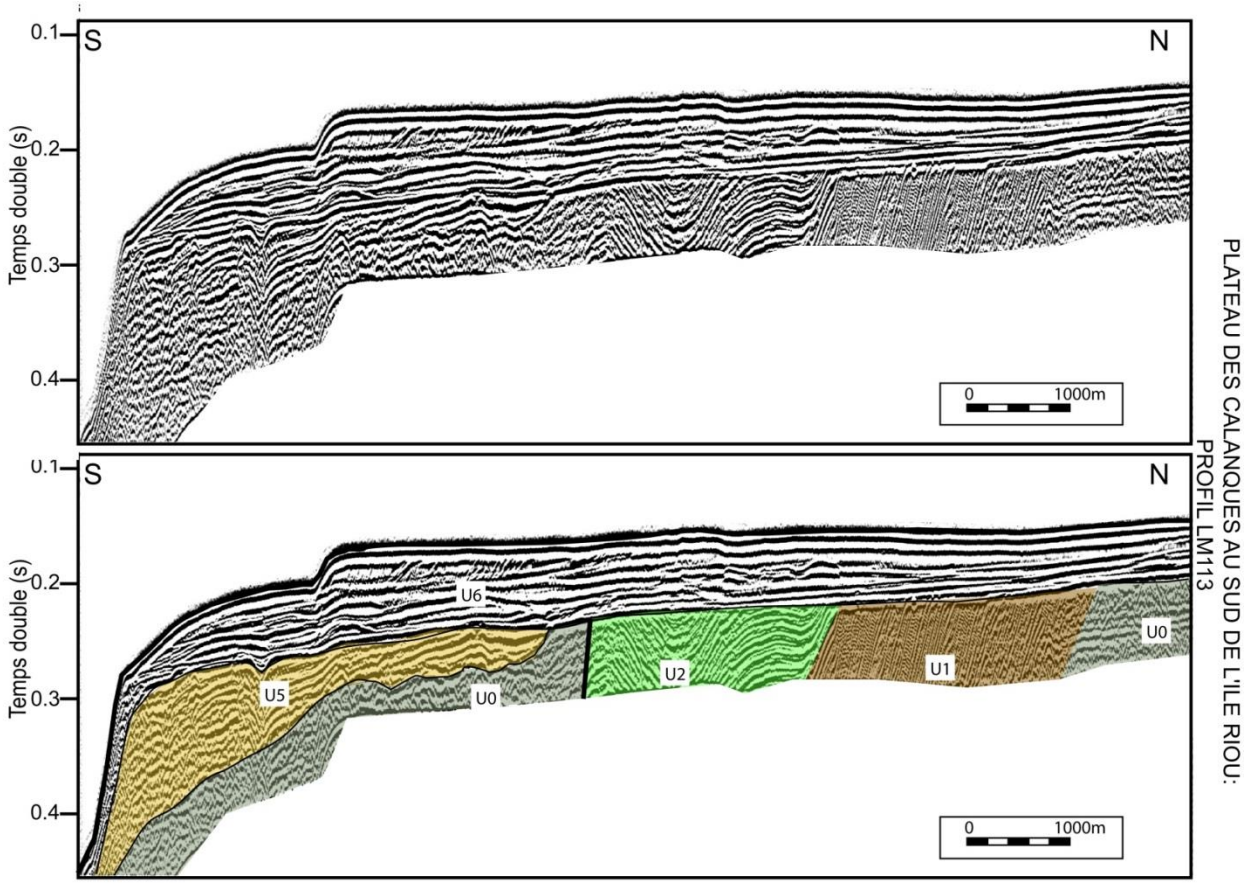


Fig. 23 : Profil sismique LM113 orienté NS et son interprétation imageant le sous-sol du plateau des Calanques au sud de l'ile Riou (Échelle verticale en seconde temps double). Les traits noirs représentent des limites d'unités sismiques ou des failles

***Unité 1 (*U1 : *Aptien-Albien*)**. L'unité sismique U1 est définie à partir des profils sismiques de type canon et sparker. Elle se caractérise par un ensemble bien lité avec des réflecteurs basse-fréquence, continus, sub-parallèles et plissés (fig. 23). L'attribution de cette unité sismique à l'intervalle Aptien-Albien repose sur le prélèvement de calcaires siliceux riches en spicules d'éponge prélevés à l'aplomb de cette unité (Tassy, 2012, Tassy *et al.*, 2014). La base de l'unité U1 est interprétée comme la discontinuité d'ennoiement de la plateforme urgonienne.

***Unité 2* (U2 : *Crétacé supérieur indifférencié*)**. L'unité sismique U2 repose en discordance angulaire sur l'unité sismique U1 (Aptien-Albien). Sur les profils THR sparker, U2 est caractérisée dans sa partie inférieure par un faciès sismique lité, avec des réflecteurs hautes-fréquences et de faibles à moyennes amplitudes. Au voisinage de La Ciotat, la partie supérieure de cette unité présente un faciès chaotique. Sur les profils HR canon, cette unité présente un faciès plus transparent, avec des réflecteurs moins continus et de plus faible amplitude. L'unité U2 est reconnue sur le plateau continental entre Cassis et Saint-Cyr-sur-Mer, au Sud des falaises Soubeyrannes et dans la baie de La Ciotat, ainsi qu'au Sud de l'île de Riou (fig. 23). L'unité U2 est attribuée au Crétacé supérieur (Cénomanien à Santonien ?) sur la base d'échantillons prélevés à l'aplomb de la partie basale de l'unité sismique U2 présentant un assemblage de foraminifères à *Hedbergella-Rotalipora* (détermination G. Tronchetti) d'âge cénomanien (Tassy, 2012 ; Tassy *et al.*, 2014). Cette attribution stratigraphique est en accord avec les formations identifiées à terre. Le faciès lité de la partie inférieure de l'unité U2 est compatible avec les alternances marno-calcaires du Cénomanian et du Turonien inférieur et le passage au faciès sismique chaotique au sommet de l'unité U2 est en accord avec le développement des calcarénites quartzeuses à intercalations de resédimentations carbonatées et

poudingues (Floquet and Hennuy 2003). Le contact discordant d'U2 sur U1 correspondrait donc à celui du Cénomanien du banc des Lombards sur les marnes gargasiennes.

Unités 3 et 4 **(U3 : *Rupélien-Chattien ;* U4 : *Chattien terminal-Burdigalien inférieur*)**. L'Unité 3, identifiée au nord de la rade de Marseille, est caractérisée sur les profils sparker et canon, par un faciès sismique lité composé de réflecteurs de basses-moyennes fréquences, de fortes amplitudes et déformés (fig. 21). U3 n'a pas pu être distinguée de U4 sur la bordure sud de la Rade de Marseille et au Sud de l'Archipel du Frioul. Les formations sous-jacentes à l'unité 3 n'ont pas été identifiées.

L'unité 4 (U4) se présente sous la forme d'un ensemble de réflecteurs haute-fréquence, sub-parallèles, continus et plissés. Au Nord de la rade de Marseille, U4 est discordante sur U3 (fig. 21). Comme U3, U4 est affectée par une déformation plicative post-dépôt. L'attribution des unités sismiques U3 et U4 aux formations oligo-miocènes syn-rift repose sur des prélèvements (Tassy, 2012 ; Tassy *et al.*, 2014) de 1) deux échantillons de calcaires pédogénétisés (palustres ?) à ostracodes et gastéropodes d'eau douce à l'aplomb de la base de U4, au Nord de la rade de Marseille, qui sont à rapprocher des faciès continentaux de l'Oligocène du bassin de Marseille ; 2) Un échantillon de packstone à foraminifères benthiques et coraux, proche des calcaires récifaux du littoral, prélevé au Sud de la Côte Bleue. L'unité sismique U4 a été par conséquent attribuée aux dépôts syn-rift d'âge chattien à burdigalien inférieur par J. Oudet *et al.* (2010) et A. Tassy *et al.* (2014). L'unité U3, bien que non échantillonnée, est supposée correspondre au Rupélien (Tassy *et al.*, 2014).

Ces unités U3-U4 se situent dans le prolongement des formations oligocènes observées à terre dans le bassin de Marseille.

Unité 5 **(U5 : *Burdigalien à Tortonien*)**. L'unité 5 est caractérisée par un faciès sismique lité, avec des réflecteurs hautes-fréquences. Sur le plateau continental, au Sud de la Côte Bleue, l'unité sismique U5, peu déformée, repose en discordance angulaire sur U4. Un couloir de déformation d'axe N160 affectant l'unité 5 est identifié au Sud de la Couronne. Vers la bordure du plateau continental, elle s'organise sous forme de prismes sédimentaires progradant vers le Sud, reposant en onlaps sur le Mésozoïque (fig. 22) ou sur le socle paléozoïque (fig. 23). Cette unité est limitée au sommet par la surface d'érosion messinienne. Cette unité a été attribuée aux formations post-rifts et pré-messiniennes (Oudet *et al*., 2010) d'après un échantillon de calcaire à *Halimeda* (Froget, 1974) prélevé au Sud du banc des Blauquières.

Unité 6 **(U6 : *Plio-Quaternaire*)**. L'unité sismique U6, définie sur les profils de type sparker et canon, se caractérise par un ensemble de réflecteurs continus, parallèles, subhorizontaux à obliques. Elle présente parfois une organisation sigmoïdale (fig. 20). Sur le banc des Blauquières, la partie inférieure d'U6 a un faciès sismique lité, avec des réflecteurs basses-fréquences et fortes amplitudes (sous-unité U6b). L'unité correspond principalement au remplissage sédimentaire de canyons créés par l'érosion messinienne (Tassy, 2012 ; Tassy *et al.*, 2014). Tous les échantillons prélevés à l'aplomb de cette unité ont fourni des âges pliocènes à pléistocènes (Froget, 1974 ; Tassy, 2012 ; Tassy *et al*., 2014). Cette unité pourrait correspondre à terre aux conglomérats de la baie de Bandol, attribués au Pliocène par C. Coulon (1967).

Les formations quaternaires en mer (Coord. J.-J. Blanc, avec les contributions de J.-J. Blanc et I. Thinon)

Afin d'avoir plus de visibilité, les formations sédimentaires meubles d'âge quaternaire présentes en mer ne sont représentées que dans la notice (fig. 24a et 24b). Seules les formations quaternaires observées à terre sont représentées sur la carte géologique à 1/50 000 feuille Aubagne-Marseille. Les formations d'âge quaternaire présentes en mer sont essentiellement constituées par des sédiments meubles, des zones de roches sub-affleurantes et des encroûtements algaires.

Les anciennes cartes sédimentologiques présentent une légende indépendante des feuilles voisines, basée sur différents paramètres : la nature des sédiments, les figures sédimentaires, la localisation par rapport au littoral, etc.

Depuis 2000, des produits cartographiques à l'échelle 1/50 000 sur la nature des fonds marins sont disponibles avec une nomenclature homogénéisée sur l'ensemble des plateaux continentaux français, établies essentiellement à partir de la granulomètrie des prélèvements (Base de données sédimentologiques du SHOM, BDSS). Dans cette notice, nous présentons les deux descriptions afin de ne perdre aucune information.

Description d'après l'ancienne nomenclature (J.-J. Blanc)

La cartographie de la nature des fonds marins selon la nomenclature de la deuxième édition de la feuille Aubagne-Marseille est representée sur la fig. 24a.

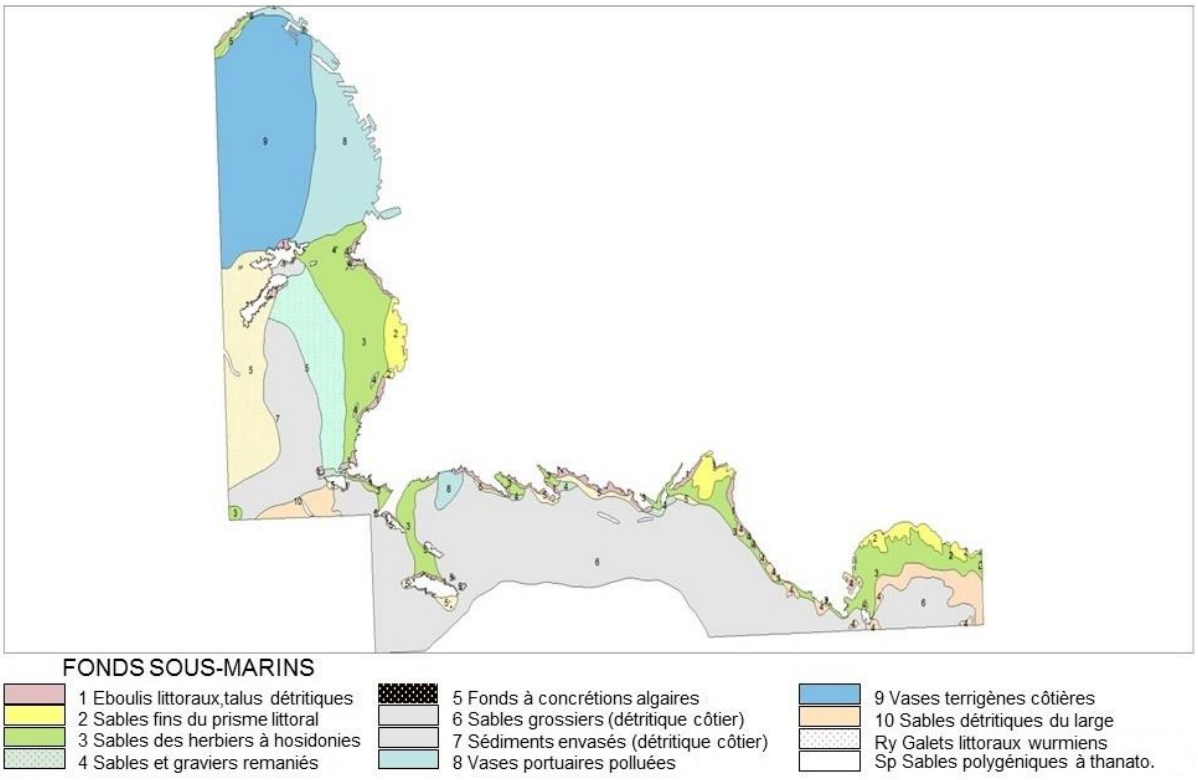


Fig. 24a (J.-J. Blanc, Inédit) - Cartographie des dépôts superficiels dans la baie de Marseille et sur le plateau continental.

On distingue ainsi les éléments suivants :

Éboulis littoraux, talus détritique littoral [1]

Le prisme littoral est un talus sous-marin développé de la rive jusqu'à quelques mètres de profondeur, parfois formé de lobes étalés de sables grossiers et de galets. Ces matériaux, triés par les vagues et les déferlements peuvent s'incorporer à des chenaux et des épandages entre les roches (Endoume, Tiboulen, Riou-Calseraigne). Ces formations, subactuelles ou actuelles, peuvent recouvrir localement des lobes détritiques d'âges héllénistique ou romain. Après une remontée de quelques mètres du niveau marin depuis la fin de l'Age du Bronze, le niveau de la mer, à l'époque héllénistique (-0,45 m), puis romaine (vers –0,35 m/-0,30 m), est proche de l'actuel.

Les côtes rocheuses montrent une stabilité relative dès 2 400 ans BP. À cette époque, le recul des falaises lié à l'érosion du littoral dégage un platier d'abrasion de largeur variable. Sur le littoral armé des calcaires urgoniens compacts du Massif des Calanques, le recul a été nul, à l'exception de la création d'une encoche d'abrasion nommée « vizor ». Au pied des falaises (Côte de La Nerthe, Massif des Calanques), la permanence relative du niveau marin, à la suite de la fin de la période romaine et du haut Moyen-Âge, a ainsi permis le creusement de cette encoche supra-littorale, garnie à sa base par un trottoir d'algues (Lithothamniées) : exemples à Sormiou, Morgiou, En-Vau, Frioul, Castel-Vieil, Port-Miou. Les grandes falaises rocheuses de La Grande Candelle, du Devenson et du Mont Canaille présentent à leur base de spectaculaires chaos de blocs. Ces amas témoignent de l'écroulement de pans entiers des escarpements en relation avec des ruptures d'origine mécanique ou sismotectonique. Plusieurs catégories peuvent être individualisées.

– Écroulements les plus anciens, d'âge indéterminé. Certains remontent probablement au Tertiaire et seraient contemporains de la régression messinienne. Ils ne sont pas observés sur la feuille ;

– éboulements remontant au Pléistocène, réalisés en plusieurs phases. Il s'agit de **mégablocs** (de dimensions supérieures à 3 m), détachés des corniches, sans traces de décollements visibles dans les falaises. On les rencontre à des profondeurs dépassant -25 m. Ils sont tous encroûtés par des concrétions coralligènes dépassant parfois 1 m d'épaisseur et peuvent être partiellement enfouis. La partie émergée de ces éboulements anciens montre deux caractères particuliers ; altération et formation d'un lapiaz à la surface des mégablocs. Ces derniers sont incisés par une ou plusieurs encoches supralittorales. Ils peuvent être entourés par une ou plusieurs franges algales concrétionnées (« trottoirs »).

Les oscillations du niveau marin durant le Quaternaire ont amené une **décompression** générale des parois rocheuses, notamment lors des phases régressives froides. Le résultat est la formation d'un réseau de diaclases recoupant et s'ajoutant aux figures de ruptures issues des contraintes mécaniques précédentes. Lors de la remontée holocène rapide qui a suivi, de -62 m à -12 m, jusqu'à une surélévation de 25 m en quelques siècles (taux que l'on qualifierait aujourd'hui de catastrophique !), de 10 000 ans BP à l'actuel. Une majeure partie des chaos éboulés s'est trouvée immergée (Canaille, Soubeyran). Les blocs demeurés à l'air libre ont été « lapiazés » ; ils peuvent aussi montrer une encoche et un trottoir. Les concrétionnements qui les cimentent dans leur partie immergée ont été datés à 3 600 BP à Canaille. Certains chaos forment des abris avec un remplissage où ont été retrouvés des vestiges néolithiques (Ellianac).

Au Néolithique supérieur et au Chalcolithique (4 300 ans BP), une ***crise érosive*** généralisée dans le SE de la France se traduit par une nouvelle phase **de recul des falaises ainsi qu'une incision des thalwegs côtiers**. De nouveaux amas de blocs sont encore accumulés à l'Age du Fer (crise érosive à 2 400 ans BP, éboulements dans les grottes datés par la stratigraphie des gisements préhistoriques). Sous l'eau, de tels éboulements sont recouverts par les formations bioclastiques des « mattes » des herbiers à Posidonies.

Au rivage, les derniers éboulements observés ne présentent aucune ébauche de lapiaz supra-littoral ainsi qu'une absence d'encoche et de trottoir d'algues.

Sables mobiles lessivés du prisme littoral [2]

Il s'agit, généralement, de sables fins ou moyens, assez bien classés et exempts de pélites. Constituant des talus détritiques mobiles, ils sont remaniés par les vagues et tractés par les courants de décharge, lors des tempêtes, jusqu'à des profondeurs atteignant -10 m. Ils forment des lobes détritiques orientés en fonction des paramètres des ondes incidentes, de la pente des fonds et des caractères granulométriques.

De tels sédiments et les biotopes correspondants sont très sensibles aux envasements et pollutions, notamment au fond des baies (le Prado, Cassis).

Sables des herbiers à posidonies [3]

Zone infralittorale photophile. Le développement de la prairie sous-marine à *Posidonia oceanica* conduit à la rétention d'un sable bioclastique, très hétérométrique, formant des accumulations s'accroissant verticalement nommées « **mattes** ». Cet herbier montre une frange assez continue le long du rivage. Il se trouve fortement dégradé par les actions hydrodynamiques (vagues déferlantes, courants de décharge), les envasements et les pollutions. Il tend à se réduire vers le Cap Ragnon, aux limites NW de la feuille ; il disparaît près des aires portuaires (Marseille, le Pharo) et au débouché du grand émissaire, à Cortiou. Les profondeurs maximales des herbiers à Posidonies fluctuent de quelques m à -32 m au maximum ; elles dépendent de la turbidité.

Sables et graviers sous l'influence des courants de fond [4]

Sédiments de chenaux ou de talus détritiques remaniés, ils représentent le passage aux facies circalittoraux et se trouvent **toujours** dans les secteurs exposés et balayés par les courants : passes entre les îles (Riou, Maïré, Calseraigne, Tiboulen du Frioul) et débouchés des Calanques (En-Vau, Port-Miou). Ces graviers, presqu'exclusivement bioclastiques, se retrouvent aussi sur les roches sous-marines du Devenson où ils s'enrichissent en concrétionnements (algues rouges). Ils se répartissent de -30 m à -40 m.

Concrétionnements circalittoraux [5]

Il s'agit de concrétionnements calcaires (calcite magnésienne) encore nommés : « concrétionnements coralligènes d'horizon inférieur de la roche littorale ». Ils garnissent les roches et parois sous-marines abruptes, les pieds de falaises, les grottes et les surplombs. Ils cimentent les anciens chaos immergés. Ces calcaires biogéniques sont essentiellement construits par des algues rouges et des bryozoaires. Les « coraux » y sont modestement représentés (quelques madrépores), malgré l'appellation de ce type de fond. Découverts par A.-F. Marion (1883), ils constituent les « fonds vifs » des pêcheurs où les ancres et les filets s'accrochent et se perdent. Ils recouvrent des épaves romaines (ou plus anciennes), notamment au Grand Congloué (épave du II^{e} siècle Av. JC, à vaisselle campanienne (J.-J. Blanc, 1953)). Leur profondeur, de -40 m à -70 m correspond à des peuplements benthiques s'accommodant d'une forte diminution de la lumière, ce qui explique que ces biocoenoses remontent à seulement quelques mètres dans les grottes. Les concrétionnements circalittoraux (dits « coralligènes »), peuvent être observés en plongée (parois à Gorgones), au Sud de l'île Maïré (écueils des Pharillons) et de l'île Riou, aux écueils des Impériaux, à Planier, à l'épave antique du Grand Congloué, à l'Ouest du Frioul.

Deux autres facies sédimentaires annexes peuvent être remarqués :

– *concrétionnements circalittoraux des roches du large* ; dalles urgoniennes très exposées aux vagues, en des sites dangereux à forts courants (Planier, Pierre-à-la-Bague, plateau sous-marin de la Cassidaigne, Tiboulen), passes de l'archipel de Riou (gravelles à mélobésiées), baie de Cassis au Sud de la Pointe Cacaou, à l'ENE du banc du Veyron ;

– *facies concrétionné du « détritique côtier »* (Frioul, Canaille).

Sables grossiers du détritique côtier [6]

Parfois concrétionnés au voisinage des parois et des roches sous-marines, les sédiments du « détritique côtier » succèdent, en profondeur, aux herbiers, de -35 m/-40 m jusqu'à -60 m. Ce sont des sables très hétérogènes, d'origine bioclastique et minérale, autochtones ou remaniés. Leur pourcentage en pélites est variable, augmentant fortement en-deçà de la zone d'action des vagues (40 % à 75 %). Ils sont caractérisés par des peuplements à échinides et bryozoaires. Des paléobiocoenoses remontant à la fin du Würm ou au Dryas (stade isotopique 2) y forment des « sédiments reliques » ou des mélanges complexes. Les sables du détritique côtier montrent une ceinture plus ou moins régulière bordant le littoral et la marge externe des herbiers, notamment au large du Massif des Calanques.

Sédiments envasés du détritique côtier [7]

L'envasement peut provenir de l'Ouest (zone rhodanienne, golfe de Fos), ou d'apports terrigènes pollués issus de l'Huveaune, du Jarret et des aires portuaires. La fraction pélitique augmente brutalement à 70 %, voire 90 %. Le facies de transition est observé entre -35 m et -50 m. Au voisinage de Cassis, la fraction sableuse est enrichie en smectite provenant des formations du Crétacé supérieur du Mont Canaille.

Vases portuaires polluées [8]

Vases grises, noirâtres, gluantes, au terme du transfert du « courant de la Nerthe » et au contact des ports nord de la baie de Marseille (plus de 90 % de pélites, matières organiques, argiles). Ces formations sont « piégées » dans l'angle NE de la baie. Elles s'étendent en fonction du débit des émissaires et des drains secondaires, de la progression des activités industrielles (ce qui n'est plus guère le cas) et portuaires (également en régression). Mentionnons l'éventail de vases polluées aux débouchés de l'égout de Cortiou, au Sud du Massif de Marseilleveyre. La création d'une station d'épuration est en train d'améliorer la situation.

Vases terrigènes côtières [9]

Ce sont des vases assez fluides, d'origine fluviatile, issues de l'épandage rhodanien. Elles contiennent une fraction importante de phyllites mêlées à quelques éléments thalassogènes. Ainsi, les taux en carbonates s'abaissent et les courbes granulométriques montrent souvent des mécanismes de décantation. Une lutite carbonatée, d'origine littorale et pélagique, mêlée en proportions irrégulières. Les teneurs en pélites y sont fréquemment supérieures à 90 %.

Les minéraux phylliteux sont principalement représentés par l'illite, la chlorite, voire la smectite, et des éléments interstratifiés. Une fine poussière de quartz accompagne la fraction pélitique dominante.

Sables détritiques du large et thanatocoenoses quaternaires [10]

Ces formations, au large de la feuille (zones ouest et sud), sont des « sédiments reliques » à thanatocoenoses quaternaires liées aux dernières périodes froides (stades isotopiques 4 et 2 ; Würm inférieur et supérieur).

Les sables détritiques du large constituent une formation complexe, à la fois bioclastique et terrigène. Ainsi, on note un mélange de paléobiocoenoses et de peuplements actuels. Le stock « relique » **correspond à un stade régressif de la mer, d'où un décalage vers le bas de la zonation bionomique.** La fraction bioclastique fossile, représentée par des faunes dîtes « froides », a été secondairement oxydée. On note encore des silicifications locales et la formation de glauconie authigène conservée dans les cavités et les loges des foraminifères et des bryozoaires. Certaines paléobiocoenoses sont issues d'un « ***détritique côtier fossile*** » (Blanc-Vernet, 1969) en relation avec un ancien rivage, de -120 m à -180 m. Une autre thanatocoenose, située encore plus au large, se rencontre de -180 m à -200 m, aux limites inférieures du précontinent. Ces thanatocoenoses (Ry), indicatrices des climats froids du Quaternaire et de bas niveaux marins, ont été datées de 35 000 ans BP à 17 000 ans BP. Certaines de ces dernières correspondent à des rivages à -115 m, -120 m ainsi qu'aux peuplements des hommes préhistoriques fréquentant les cavernes, alors émergées (grottes Cosquer, la Triperie, les Trêmies).

Description d'après la nomenclature des cartes G du SHOM (I. Thinon)

La cartographie de la nature des fonds marins selon la nomenclature des cartes G du SHOM est présentée sur la fig. 24b.

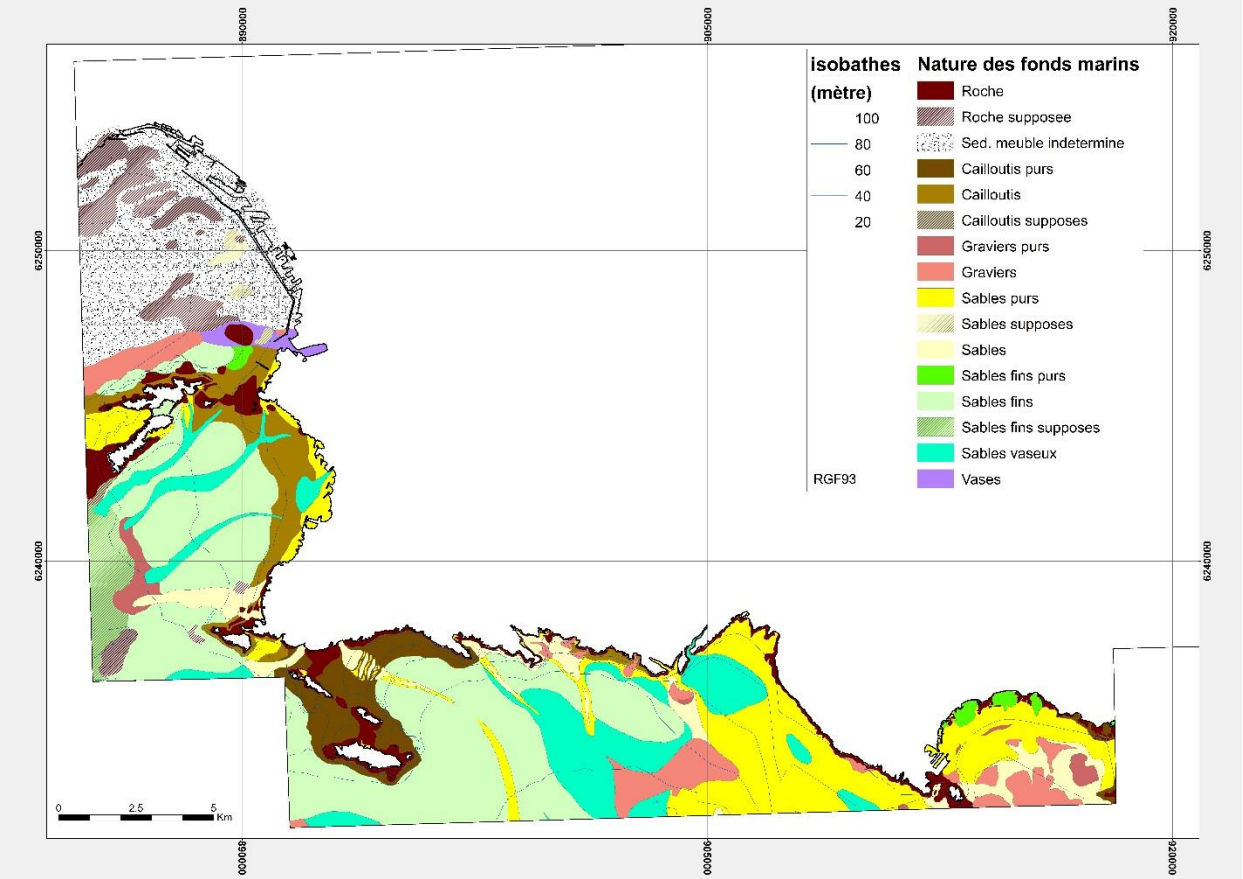


Fig. 24b - Nature des fonds marins avec la nomenclature des cartes G : compilation entre la carte G du SHOM© modifiée et l'interprétation des profils sismiques MARSOLIG

Cette carte a été établie d'après une compilation utilisant :

– pour la partie située au Sud des îles de Frioul, les éléments cartographiques de la carte G (Licence n° 77/2014) du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) à l'échelle 1/50 000 ;

– pour la partie au Nord des îles de Frioul, la cartographie très simplifiée déduite de l'interprétation des données sismiques THR.

La légende de la fig. 24b est déduite de celle des cartes G du SHOM, pour lesquelles les éléments meubles sont définis comme suit (Garlan, 2009) :

– sédiment - Ensemble constitué par la réunion de particules, détritiques ou biogènes, plus ou moins grossières ayant subi un transport par un ou plusieurs agents de transport ;

– cailloutis - Sédiments contenant de 50 à 100 % de particules supérieures à 20 millimètres ;

– cailloutis graviers - Sédiments contenant des cailloutis et de 15 à 50 % de graviers ;

– graviers - Sédiments contenant de 50 à 100 % de particules comprises entre 20 et 2 mm ;

– sables graviers - Sédiments contenant des sables et de 15 à 50 % de graviers ;

– sables - Sédiments contenant de 50 à 100 % de particules comprises entre 2 et 0,5 mm ;

– sables vaseux - Sables contenant entre 5 et 20 % de particules inférieures à 0,05 mm ;

– sables fins - Sédiments contenant de 50 à 100 % de particules comprises entre 0,5 et 0,05 mm ;

– sables fins vaseux - Sables fins contenant entre 5 et 20 % de particules inférieures à 0,05 mm ;

– vases - Sédiments contenant de 20 à 100 % de particules inférieures à 0,05 mm.

La carte de la nature des fonds marins de la feuille Aubagne-Marseille renseigne sur la distribution des sédiments meubles les plus superficiels. La répartition et la nature des sédiments meubles de la partie nord de la carte est encore imprécise. La carte montre le prolongement en mer des massifs rocheux des îles et du continent sous la forme de zones de roches sub-affleurantes. Proche du littoral, on distingue les zones de Cailloutis plus étendues à l'Ouest qu'à l'Est. Le domaine oriental de la carte se caractérise par des zones étendues de sables purs et de poches de graviers. Les affleurements de graviers sont aussi tres limités au Nord des îles du Frioul et de la baie de la Ciotat. On voit également que les vases sont limitées au « vieux port » et à son débouché. De fins filets de sables vaseux sont cartographiés dans la partie sud de la baie de Marseille et sur le plateau continental, pouvant être interprétés comme le résultat des influences des cours d'eau. Cette carte peut être comparée à la carte des niveaux successifs de la mer au Quaternaire (Collina-Girard, 2002).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

LES MASSIFS

La localisation des principaux massifs a été faite dans la présentation de la carte fig. 1. Les auteurs des zones cartographiées sont indiqués dans la fig. 6.

Les massifs des Calanques (Coord. R. Monteau, avec les contributions de R. Monteau, M. Villeneuve et J. Ricour)

Le domaine des « Calanques » va de L'île Maire au Sud de Marseille, à l'Ouest, jusqu'au graben de Cassis, à l'Est, et s'étend au Nord jusqu'à la vallée de l'Huveaune. Vers l'Est, au-delà du graben NNE-SSW de Cassis, il est relayé par le bassin du Beausset.

Le domaine des Calanques comprend plusieurs massifs bien individualisés et des « dépressions » dans lesquelles sont conservés des terrains post-urgoniens.

D'Ouest en Est on trouve : le massif de Marseilleveyre et cortège d'îles qui l'entourent, le massif de Carpiagne, le massif du Puget, le massif de la Gardiole et le massif du Douard.

Le massif de Carpiagne

Il domine la vallée de la basse Huveaune et le bassin de Marseille de près de 500 m. Bordé au Sud et à l'Ouest par des failles, la structure générale du massif est un dôme anticlinal à cœur néo-jurassique et néocomien.

On peut distinguer deux régions d'importance inégale, située de part et d'autre de la faille de Sainte-Croix :

– le pli du massif de Carpiagne proprement dit à l'Est ;

– les collines du Redon, de la Panouse et des Trois Ponts à l'Ouest.

Le pli de Carpiagne

Le noyau du pli se situe dans le secteur de Vaufrèges où affleure le Bathonien et où un forage pétrolier (1961) a révélé la présence du Permien à 700 m de profondeur, sous un Trias et un Lias très étirés. Le pli de Carpiagne s'ennoie graduellement à l'Est, mais au Nord, le plongement des assises jurassiques et crétacées inférieures est très rapide (fig. 25). Ces niveaux apparaissent plusieurs fois à l'affleurement à la faveur d'accidents horizontaux ou légèrement inclinés au Sud qui recoupent orthogonalement les bancs.

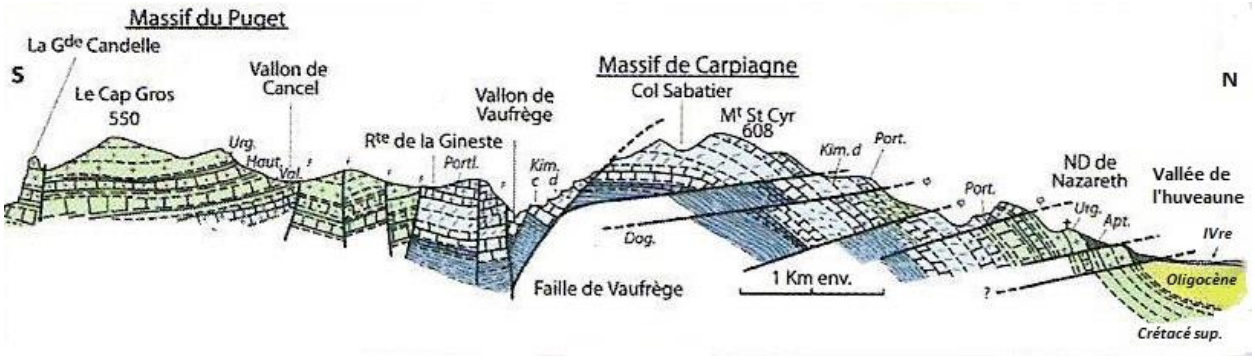


Fig. 25 - Coupe géologique Nord-Sud du massif de Carpiagne (Guieu, 1967)

Ces structures sont reprises par des accidents verticaux, se multipliant en faisceaux E-W vers le Sud, soulignées par les affaissements aptiens du Logisson et du Camp de Carpiagne. Sur la bordure nord du massif, au contact de la Plaine de l'Huveaune, l'Oligocène est très redressé et plissé (La Valbarelle). Le creusement d'une galerie d'évacuation de l'usine d'alumine de la Barasse a mis en évidence une structure chevauchante de l'Urgonien sur les marnes et conglomérats du Tertiaire (Denizot, 1952).

Entre le col de la Gineste et Luminy s'étend un secteur assez disloqué, au delà duquel fait suite au SE le plateau urgonien de Puget et de la Gardiole, affecté de failles verticales. La structure de Carpiagne s'interrompt brutalement à l'Ouest le long de la grande faille méridienne de Sainte-Croix, qui court de la vallée de l'Huveaune à la dépression de Luminy.

Collines du Redon, la Panouse et les Trois Ponts

À l'Ouest de la faille de Sainte-Croix, se trouve un compartiment composé d'une série néojurassique et infracrétacée plongeant au Nord, ce sont les collines du Redon, la Panouse et des Trois Ponts. On y observe le même schéma tectonique, avec des accidents inverses à pendage sud ramenant plusieurs fois les mêmes niveaux à l'affleurement, ainsi qu'une structure anticlinale vers le Sud (Pli du Redon). L'ensemble de la structure est affaissé contre la faille de Sainte-Croix. C'est ainsi, en particulier, que l'anticlinal du Redon représente le prolongement occidental, mais décalé verticalement de 600 m, de l'anticlinal de Vaufrèges. À l'Ouest, les terrains oligocènes de la bordure du Bassin de Marseille sont discordants sur cette structure, mais ils participent au mouvement d'ensemble qui a ployé en anticlinal le massif de Carpiagne et déformé périclinalement ses bordures.

Le rejet de la faille de Sainte-Croix, très variable, atteint 800 m à Luminy, et diminue vers le Nord. Celle-ci bute, au Sud, contre un faisceau d'accidents complexes, de direction NW-SE (failles de la Grande Candelle et de la Seigneurie, et Pli de Sugiton). Un tel rejet est exceptionnel dans la région et des observations inédites (Comm. Pers. M. Villeneuve) font état de chevauchements vers l'Ouest au niveau de la carrière de la Panouse. Cette faille mérite donc de nouvelles études.

Le massif de Puget, les Calanques

À l'Est de l'accident de Sainte-Croix, le massif de Puget n'offre pas de complications tectoniques particulières ; quelques failles verticales accidentent le Barrémien (faille des Rampes, faisceau de l'Eissadon). Les plateaux de la Gardiole, se terminant de façon abrupte à la côte Salyenne, au Sud, réalisent, au SE, un ennoyage progressif de l'Urgonien. Des restes d'assises aujourd'hui détruites, vestiges de l'ancienne couverture médio- et supracrétacée du massif, s'observent à la Fontasse, près de Port-Miou, et dans les éboulis du Val vierge et de l'Eissadon (Denizot, 1934).

Au Sud de l'ensemble Marseilleveyre-Puget-Devenson, le littoral très abrupt est la conséquence de failles récentes, de direction WNW-ESE, affaissant la série urgonienne vers le Sud. Il en résulte l'interruption de

certains vallons (vallon des Charbonniers), ainsi que la présence, en position abaissée, du Barrémien inférieur, voire de l'Aptien à la Cassidagne (Blanc *et al.*, 1967). Enfin, il ne faut pas négliger le rôle des accidents dans les drainages karstiques ; certains sont en relation avec un niveau de base situé en dessous de zéro actuel (exsurgence sous-marine de la pointe Cacau).

Le massif de La Gardiole

La présence d'une puissante ceinture urgonienne donne à la partie nord et NW de l'auréole septentrionale du Bassin du Beausset sa physionomie particulière. Géographiquement assez régulière, elle est cependant affectée d'accidents sensiblement E-W, à la faveur desquels l'Aptien et parfois le Cénomanien ont été conservés dans de petits grabens entre le Col de la Gineste et Cuges-les-Pins (Camp de Carpiagne, le Logisson, la Gélade, Carnoux, les Barles, Rouvière). Les effondrements de Cuges (poljé), Chibron, et Signes, se situent dans le prolongement oriental de cette grande zone d'effondrements.

L'auréole urgonienne est cependant affectée par deux plis anticlinaux dissymétriques : celui de Vaufrèges-Carpiagne et celui du Douard. D'autres dépressions (Puits de la Fontasse, Eissadon) se trouvent sur le vaste système monoclinal des plateaux de Puget-la Gardiole commandées par la tectonique, leur origine est karstique. Par l'âge des formations et par leur faciès, le remplissage de ces dépressions est souvent similaire à ceux de la zone des grabens (Bourdillon, 2008 ; Daoudi, 2009).

Le massif du Douard

Schématiquement, on distingue du Nord au Sud :

– les crêtes du Douard, qui dominent la plaine d'Aubagne (Coulin) par des pentes escarpées ;

– l'effondrement central bordé par des abrupts de failles, constitué par la plaine de Rouvière au fond fertile qui abrite les fermes des Petit et Grand Rouvière ;

– les plateaux de la « série normale » à pendage sud, de Roquefort la Bédoule.

Cependant, l'auréole urgonienne forme l'enveloppe d'un pli, plus ou moins marqué, d'axe EW, sur la bordure nord du massif du Douard, une voûte dissymétrique et disloquée, déjetée vers le Nord, fait apparaître le Valanginien et l'Hauterivien.

Structure schématique du massif du Douard

L'ensemble du massif est littéralement haché par un très grand nombre de failles et a subi d'intenses modifications tectoniques (plissements, laminages, broyages, fossés d'effondrement).

La chronologie des mouvements et la succession des déformations (Guieu 1968), pourraient être les suivantes :

– phase de plissement avec apparition d'un pli anticlinal ;

– phase de cisaillements tangentiels ;

– phase de mouvements verticaux recoupant l'ensemble des déformations précédentes.

Ces différentes phases tectoniques ont contribué à une forte extension du massif, qui s'est manifestée par une fracturation originale. Il s'agit de bandes de terrains intensément fracturées et broyées. Sur ces « zones de broyage », les actions karstiques ont déterminé plusieurs « couloirs » dans la topographie du massif (gorges de la Petite Sainte-Baume), leurs fonds encombrés de blocs et de terra rossa, abritent une végétation luxuriante.

Une étude récente (Retière, 2012) a montré l'existence d'une zone de cisaillement plurikilométrique de direction WSW-ENE, ainsi que des plis d'axe N20° superposés aux plis E-W.

La surface miocène

Prés du Pont de Barles (+187 NGF), le long de la D559a, dans une poche karstique recoupée lors des travaux de l'autoroute Marseille-Toulon (A50), il a été décrit (Philip *et al.*, 1975) un remplissage de sables marins renfermant une association de foraminifères d'âge Miocène (Helvétien). D'autres témoins de cette surface marine miocène se retrouvent dans les dépressions « post-urgoniennes » (voir paragraphe ci-dessous, p. 103). Cela implique l'existence d'une surface de transgression de la mer miocène se situant à l'aplomb de cette partie du massif, à l'altitude aujourd'hui d'environ 340 m NGF (Plaine du Caire).

Le massif de Marseilleveyre

Les Plis de Sugiton, Morgiou et Sormiou

Les Plis de Sugiton, de Morgiou et de Sormiou se situent au Sud de la faille de la Seignerie, entre le secteur de Luminy et le massif de Marseilleveyre. Leurs axes sont parallèles, de direction NNW-SSE.

Le Pli de Sugiton : entre Luminy et le front de mer, se développe une structure anticlinale à voûte très aiguë et très dissymétrique. Son flanc oriental est constitué par le Néocomien décalé en gradins par les failles satellites de l'accident de la Grande Candelle. Son flanc occidental, réduit à des lambeaux valanginiens, est totalement étiré le long des failles du ravin de Sugiton. Un noyau de calcaire tithonien intensément fracturé apparaît dans le ravin de Sugiton.

La disposition désordonnée des affleurements de cette région n'est pas liée à l'effondrement chaotique d'une voûte karstique, comme cela peut être le cas en d'autres secteurs de Marseilleveyre ou du Puget. La structure n'est en effet pas favorable ici au développement d'un karst de grandes dimensions. Des résurgences sous-marines s'observent cependant dans la calanque de Sugiton ; de faibles débits, ce sont plutôt des émergences de failles que des sources d'origine karstique.

Le Pli de Morgiou : il est moins accentué que celui de Sugiton. D'axe également NW-SE, il est commandé par la faille de Morgiou.

Au SW, les calcaires urgoniens se relèvent le long de la faille de Morgiou, et l'Hauterivien et le Valanginien affleurent sur le versant oriental du ravin conduisant à la calanque ; au col des Baumettes, ils laissent également apparaître l'Hauterivien du flanc oriental du pli de Sormiou, à la constitution duquel ils ne participent pas.

Le Pli de Sormiou : le massif de Marseilleveyre proprement dit bute à l'Est contre un pli aigu à noyau néojurassique, d'axe NW-SE. G. Denizot (1934) en a donné une description détaillée. Pour cet auteur, « le pli de Sormiou est un anticlinal dissymétrique, fortement refoulé au SW ». G. Guieu (1968) admet cette interprétation, en évoquant plusieurs phases tectoniques après formation du pli.

Le massif de Marseilleveyre

Au pli de Carpiagne, fait suite, à l'Ouest, le pli de Marseilleveyre, pli incomplet en très grande partie abîmé sous la Méditerranée ; la ceinture barrémienne du soubassement du bassin du Beausset est ici fort disloquée, et la présence au Sud, dans l'archipel de Riou-Maïre, d'accidents chevauchants, suggère une structure plus complexe de cette région.

L'essentiel du massif est constitué par une unité monoclinale s'ennoyant au SW et au Sud, mais pouvant aussi se relever au Sud (Les Walkyries). Au NE et à l'Est apparaît le pli à noyau jurassique supérieur de Sormiou et des Baumettes. L'axe jurassique de ce pli semble disparaître à Anjarre par le jeu d'un léger déplacement du massif au Nord. La bordure nord est totalement disloquée : des failles affectent le Barrémien, le Valanginien supérieur et le Tithonien, mais sont presque toutes résorbées au niveau des assises calcareo-marneuses plus souples entre les niveaux calcaires. Au Sud, sur le littoral, entre la Calanque

de Marseilleveyre et Cortiou, des accidents inclinés au Sud, abaissent l'Urgonien en bordure de la côte (Denizot, 1934).

À l'Ouest, le secteur « les Goudes, Cap Croisette, Callelongue » est constitué par le Barrémien supérieur à terminal surmonté, au Cap Croisette, par l'Aptien, (Blanc, 1960 ; Masse, 1976). Un accident inverse (Faille du Sémaphore) sépare ce secteur du reste du massif ne comprenant que les termes inférieurs du Barrémien. Les accidents tectoniques que l'on y rencontre, témoignent d'un déplacement différentiel des assises vers le NE, en liaison avec des plis orientés NW-SE.

De nombreuses failles orientées SW-NE affaissent généralement les assises au Sud.

De ces multiples accidents, il résulte une dislocation « en grand », très accusée, de ce massif, qui comprend de très nombreux phénomènes karstiques plus ou moins colmatés par des remplissages anciens et dont certains sont tectonisés (Blanc et Monteau, 1988).

Les émissaires de Marseille-Cortiou

Premier émissaire :

Creusé en 1891, le grand souterrain des égouts de Marseille a recoupé à la cote zéro le massif de Marseilleveyre. Il débouche dans la mer à la calanque de Cortiou. Nous ne possédons malheureusement presque aucun renseignement géologique sur cet ouvrage.

Deuxième émissaire :

Ce second ouvrage, parallèle au premier, a été creusé entre août 1973 et fin 1978. Le suivi géologique, dans la partie oligocène du Bassin de Marseille a été effectué par P. Weydert et D. Nury (1978) et P. Weydert et R. Monteau (com. pers.). Débutant au Nord dans les alluvions de l'Huveaune du bassin de Marseille, cet ouvrage a recoupé successivement les terrains ci-après (les valeurs indiquent les distances d'affleurement de chaque unité) :

– Quaternaire (70 m) ; à l'amont de l'ouvrage, des failles dues probablement à la néotectonique ont été observées dans les alluvions de l'Huveaune ;

– Oligocène (3 465 m) ; les terrains oligocènes ont subi une intense fracturation tectonique, failles NW-SE inclinées de 20° vers le SW qui sont le résultat de mouvements tangentiels, et failles verticales à sub-verticales SW-NE, qui fracturent le système précédent en provoquant d'importants décalages. Depuis l'amont de l'ouvrage, des pendages sont dirigés vers le Sud (15 à 30°) et passent au Nord, en se rapprochant du massif de Marseilleveyre, en se redressant jusqu'à 60° au contact du Crétacé. Les calcaires du *Rupélien inférieur* sont peu épais (quelques mètres) ;

– Terrains crétacés (647 m) ; après des calcaires gris en petits bancs inclinés à 60° vers le Sud, viennent des calcaires à faciès urgonien. La galerie a ensuite traversé des marnes noires très disloquées attribuées au Gargasien, mais pouvant être d'âge oligocène. Au-dessus de ces marnes, des sondages ont mis en évidence des terrains oligocènes, détritiques et un calcaire blanc à faciès rupélien. Ces terrains correspondent à l'affleurement du Vert-Plan. Leurs structures en contact anormal contre les terrains jurassiques du massif de Marseilleveyre permettent de les interpréter comme une écaille tectonique faisant suite à la structure de la Montagne de l'Aigle (Monteau, 2005) ;

– Terrains jurassiques (810 m) ; au-delà d'une zone de brèche (failles complexes N130 à pendage de 60°N), le tunnel a pénétré dans les dolomies jurassiques et les calcaires de l'Oxfordien. La structure est anticlinale, correspondant au pli du Jas de Segond ;

– Terrains jurassiques et néocomiens (945 m) ; après un nouvel accident (brèche argileuse N80 à pendage 70°S), l'ouvrage remonte la série normale depuis le Tithonien très redressé (pendage 82°S) jusqu'au Valanginien supérieur (pendage 15°S). Les couches, très violemment redressées du Tithonien, correspondent à la même structure que l'on observe sur les couches du Barrémien des Crêtes de Sormiou ;

– Terrains crétacés (277 m) ; constitués de Barrémien à faciès urgonien très fracturé et karstifié à pendage sud de 35 à 60° jusqu'en bordure de mer.

Cette coupe, vient corroborer les observations faites sur la bordure nord du massif de Marseilleveyre. Elle met en évidence des structures chevauchantes dues à des mouvements compressifs dirigés du SW vers le NE qui affectent la bordure nord du massif.

La coupe géologique de cet ouvrage a permis :

– de suivre le refoulement du Pli de Sormiou jusqu'au méridien de la Cayolle, suivant la direction NW-SE ;

– de montrer l'existence du *Rupélien inférieur* au contact du bâti du massif de Marseilleveyre ;

– d'observer de nombreux accidents inverses, dans la traversée de l'Oligocène, orientés NW-SE, recoupés ultérieurement par des failles de décrochements NNE-SSW.

Les dépressions post-urgoniennes (M. Villeneuve, J. Ricour)

Introduction

Dans le massif dit des « Calanques » (massifs de Marseilleveyre, de Luminy, de Carpiagne, de la Gardiole et du Mont Puget), constitué par les calcaires blancs massifs de faciès dit « urgonien » (Hauterivien et Barrémien), se trouvent un certain nombre de « dépressions » plus ou moins vastes contenant des dépôts postérieurs aux calcaires urgoniens. Ces affleurements, figurés sur les cartes géologiques, sont appelés « dépressions post-urgoniennes ». Leur contenu est variable, mais principalement constitué de roches de l'Aptien et du Crétacé supérieur. Ils témoignent d'un recouvrement général ou partiel des calcaires « urgoniens » avant exhumation et érosion. Les matériaux contenus dans ces dépressions sont donc interprétés comme des reliques de la couverture du Crétacé supérieur qui affleure encore dans le bassin du Beausset, situé plus à l'Est.

Ces dépôts peuvent aller de la strate bien en place à des brèches à blocs hétérogènes contenus dans des matrices argilo-gréseuses. Leur mode de mise en place suit des « scénarii » différents selon la dépression concernée (graben, pull-apart, karst, effondrement karstique, etc.). Chaque scenario est schématisé dans la fig. 26.

Ces dépressions ont été identifiées par J. Répelin (1899) puis étudiées par G. Denizot (1934), S. Gueirard (1947), G. Guieu (1965, 1968), J.-P. Masse *et al.* (2006) et G. Guieu *et al.* (2008).

Dans le cadre de la révision de la carte géologique au 1/50 000 (3e édition) certaines d'entre elles ont fait l'objet de sondages par le BRGM (14 sondages) et de 3 mémoires de Master par des étudiants de l'Université de Provence: J. Nzamba (2008), B. Daoudi (2009) et V. Suzan (2010).

Description et structure

Les grabens (fig. 26-1 et 26-3) sont les structures les plus courantes, notamment dans la partie centrale et orientale (grabens de la Gelade, des Logissons, de Chalabran, de Carnoux et de la Rouvière), où elles s'allongent selon des directions équatoriales. Les dépôts post-urgoniens sont essentiellement de l'Aptien inférieur (Bédoulien et base du Gargasien), attestés par les Ammonites (déterminations P. Ropolo) et les foraminifères (détermination G. Tronchetti). Dans les grabens de Carnoux et de la « Rouvière », ces dépôts « aptiens » sont recouverts en discordance par des calcaires du Cénomanien moyen (détermination J.-P. Masse).

L'un des plus importants, au point de vue de la superficie, est celui qui affleure au Nord, entre l'Oligocène du bassin d'Aubagne et le massif de Carpiagne, dont il n'est séparé que par des dépôts récents. Cette dépression qui est visible des Espillieres, à l'Est, jusqu'à la Millière, à l'Ouest, est appelée « dépression de

l'Huveaune ». On y trouve des calcaires et marnes de l'Aptien recouverts par du Crétacé supérieur (Cénomanien et Turonien) précédemment décrits par M. Floquet.

Les demi-grabens (fig. 26-2). Le plus évident est celui de « Luminy facultés » qui est bordé, à l'Est, par une faille de direction méridienne (faille de Sainte-Croix) mettant en contact le Jurassique et le Gargasien, et à l'Ouest, par une faille mettant en contact le Bédoulien et le « Barrémien ». Deux forages du BRGM ont montré que les marnes aptiennes ont une puissance supérieure à 50 m. Les premiers niveaux des marnes bleues aptiennes sont dans le Bédoulien supérieur et les derniers niveaux affleurants indiquent la base du Gargasien supérieur.

Les pull-aparts (fig. 26-6). À vrai dire, nous n'en avons pas mis en évidence de façon sure, mais la structure de la dépression de « Luminy-parc des sports » nous fait penser à un « pull-apart ». Sa forme losangique bordée de toute part par des failles évoque ce type de structure. Cependant nous n'avons pas trouvé de stries sur ces failles. Deux sondages du BRGM ont mis en évidence du Cénomanien/Turonien inférieur, au Sud, et du Cénomanien moyen recouvert par du Gargasien inférieur à moyen, au Nord. Des chevauchements sont donc à suspecter dans cette dépression.

Les Karsts (fig. 26-4, -5, -7a et -7b). Les dépressions de « l'Essaidon », du « Vallon du Puits », du « puits de la Fontasse » et de « l'Auberge de la Fontasse » sont considérées comme des remplissages de karsts. Ils contiennent des éléments hétérogènes allant de blocs de l'encaissant urgonien à des blocs de calcaires et de marnes du Cénomanien associés à des blocs de Turonien moyen et supérieur. Au « puits de la Fontasse », on a mis en évidence des blocs d'Albien, ce qui est assez rare dans la zone des Calanques. Tous ces blocs sont emballés dans une matrice comprenant des marnes du Gargasien et du Cénomanien supérieur. Dans certaines dépressions (Essaidon, auberge de la Fontasse), des foraminifères du **Néogène** (plus précisément du **Miocène**) ont été trouvés dans la matrice (détermination R. Margerel *in* B. Daoudi, 2009).

Nous considérons la dépression de « l'Essaidon » comme un remplissage de karst. La dépression du « puits de la Fontasse », avec son revêtement inférieur Gargasien, pourrait être due à un remplissage de karst (7a) par effondrement de la couverture et soutirage des marnes Aptiennes (7b). La dépression de « l'auberge de la Fontasse » est bordée à l'Ouest par deux failles de direction méridienne.

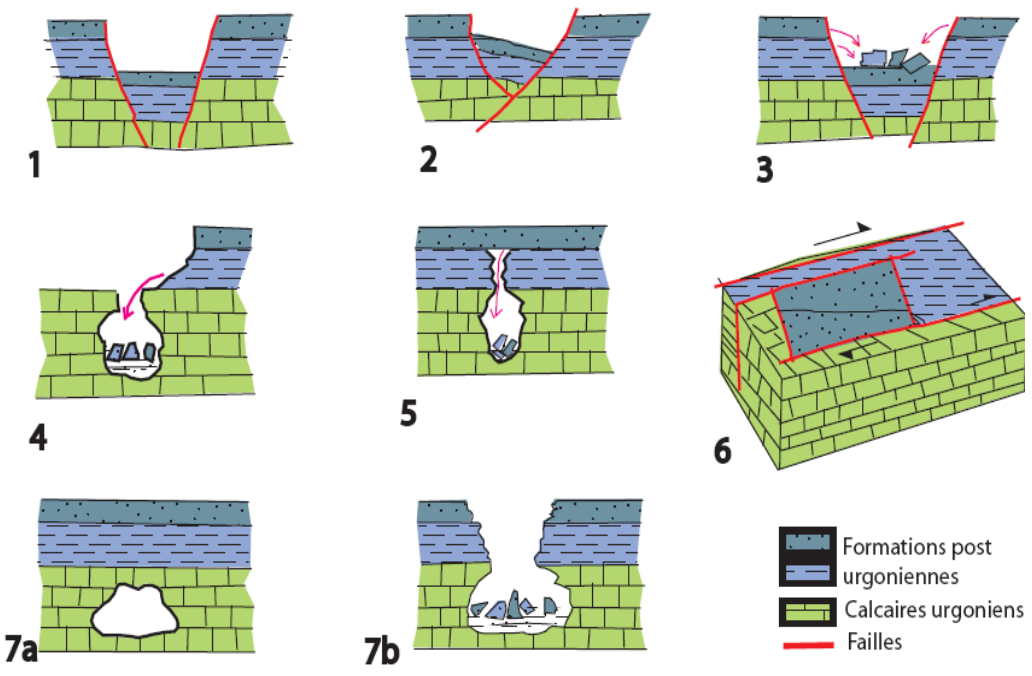


Fig. 26 - Les differents modèles susceptibles d'avoir engendré des dépressions (Nzamba, 2008)

Les failles inverses. Quelques failles inverses impliquant des marnes aptiennes recouvertes tectoniquement par des calcaires « urgoniens » ont été signalées au Nord du camp militaire de Carpiagne (failles SW-NE avec chevauchement du SE vers le NW) et sur la bordure occidentale de la dépression du camp de l'ONF (au sud de la Gardiole). Elles sont probablement liées à un autre événement tectonique.

Âge des dépressions et évolution

Si l'on ne peut situer, même approximativement, l'âge de formation de ces dépressions (Eocène ou Oligocène ?), on peut logiquement penser que les phases postérieures sont susceptibles d'avoir réactivé ces structures et remanié leur contenu. Par exemple les restes des foraminifères « néogènes » semblent avoir subi les mêmes traitements érosifs que leurs homologues du Crétacé supérieur. Les dépôts supérieurs du « puits de la Fontasse » présentent des horizons qui contiennent des radicules actuelles témoignant ainsi de remanient récents. Mais il faut cependant noter que les « dépressions » où l'on observe des remaniements se situent soit à l'Ouest de la faille méridienne de Sainte Croix, soit à l'Est de celle (méridienne aussi) de l'Auberge de la Fontasse. Entre ces deux failles, les dépressions sont des « grabens » dont le fond est tapissé par des dépôts non remaniés de l'Aptien et du Crétacé supérieur. Ces dépressions pourraient être liées une distension N-S post-priabonienne, mais antérieure au rifting Oligocène, puisque aucun sédiment oligocène n'y a été mis en évidence. Les brèches à faciès oligocène trouvées à Luminy-parc des sports ne sont pas en place.

Les « dépressions post-urgoniennes » du massif des Calanques (cartographiquement réduites) sont cependant des témoins importants de l'évolution géologique de ce massif depuis son exhumation, intervenue à la fin du Crétacé supérieur.

L'Archipel de Riou/Maïre (R. Monteau)

Situé au Sud du massif de Marseilleveyre, l'Archipel de Riou est constitué des îles Maïre et son îlot Tiboulen, Jaire et Jarron, Plane (Calsairagne), Riou et les îlots du Grand et du Petit Congloué, les Empereurs et les Moyades.

L'île Maïre

Longue de 1 000 m et large de 400 m, l'île se présente sous la forme d'une grande masse de calcaires urgoniens. Sur sa bordure nord existent des failles inverses déterminant des écailles de chevauchement successives : Urgonien sur Urgonien, Urgonien sur Bédoulien, Urgonien sur Gargasien, Bédoulien sur Bédoulien.

Face à l'île, on retrouve sur le littoral du Cap Croisette le même type d'écailles avec Aptien interposé dans l'Urgonien. Il n'existe pas de repli synclinal sous le chevauchement, mais une série d'écailles constituant un front. Les pendages de ces accidents cisaillants varient de 25 à 60° vers le Sud ; ils sont recoupés par des failles de décrochements N60° traversant l'ensemble de l'île.

L'île de Jaïre

Longue de 1 500 m et large de 300 m, l'île de Jaïre (Jaïres, Jarre) est constituée par les calcaires urgoniens. L'ensemble des bancs à un pendage nord et semble correspondre à une unité monoclinale régulière. Pourtant, sur la bordure nord de l'île, plusieurs accidents chevauchants se redoublant en écailles, ont été mis en évidence, avec du Gargasien extrêmement laminé dans les brèches de faille. Ces failles inverses ont un pendage de 10 à 30° vers le Sud ; un grand nombre d'accidents (N20° à N60°) les décrochent.

L'île de Riou

Longue de 2 300 m et large de 500 m, l'île de Riou est essentiellement constituée de calcaires urgoniens. Des affleurements d'Aptien se trouvent pris sous des chevauchements, au « Plan de Caramassagne », à l'Est

de l'île, et sur la bordure nord, au « Baou Rouge ». Aucun repli synclinal n'existe sous le chevauchement du Plan de Caramassagne, les couches bédouliennes sont tronquées par une surface de friction (Monteau *et al.*, 2005). D'autres « écailles » avec plan de chevauchement existent à l'Ouest de l'île (Tête de Fontagne), mais sans interposition d'Aptien entre les masses d'Urgonien.

Conclusion sur l'archipel de Riou - Maïre

Au Sud du massif de Marseilleveyre, les îles Riou, Jaïre et Maïre constituent les reliquats d'une structure, ou de structures chevauchantes au NE.

Ce faisceau d'accidents, dont nous ne connaissons qu'une infime partie, s'allonge parallèlement aux plis de Sormiou, de Morgiou et de Sugiton, selon une direction NW-SE très oblique par rapport à la direction pyrénéo-provençale E-W. Cette direction est majeure dans le massif de Marseilleveyre, car elle correspond, d'une part aux différents plis qui viennent d'être décrits, d'autre part à des failles tardives qui ont bouleversé ces plis et provoqué de grands décalages verticaux. Ces derniers sont décelables sur des territoires aussi petits que celui de l'île Riou.

Le massif de la Sainte-Baume (Coord. J. Philip, avec les contributions de J. Philip, I. Argyriadis, L. Bestani)

Introduction (J. Philip)

Massif emblématique de la Provence, la Sainte-Baume a fait l'objet de nombreux travaux, depuis les premières interprétations structurales de H. Coquand (1863), suivies par les études de M. Bertrand (1884,1888) et celles d'É. Haug (1916), puis les monographies de J. Répelin (1922) et G. Corroy (1939). La dernière synthèse structurale du massif est due à G. Guieu (1968).

Géographiquement**,** le massif est limité : au Nord par la vallée de l'Huveaune, d'Auriol à Saint-Zacharie, à l'Ouest par le bassin d'Aubagne-Gémenos, au Sud par la dépression karstique de Cuges-les-Pins, séparée du bassin d'Aubagne par les contreforts du massif du Brigou. La partie concernée par la carte ne représente que la moitié occidentale de ce massif qui se prolonge vers l'Est jusqu'à la montagne de la Loube (feuille Cuers à 1/50 000).

Le trait orographique principal est constitué par la Haute Chaîne urgonienne (ou chaîne de la Sainte-Baume ; point-culminant Pic de Bertagne 1 042 m) de direction WSW-ENE. Au Sud de cet ensemble, se trouve la plaine de Riboux creusée dans les terrains tendres du Keuper, du Lias et du Jurassique moyen. Au pied de la Haute chaîne se trouve le plateau crétacé supérieur du Plan d'Aups, bordé au Nord par les collines jurassiques de Roqueforcade. Ces deux entités se resserrent dans le ravin du Fauge qui, par le vallon de Saint-Pons, fait communiquer la chaîne de la Sainte-Baume avec la plaine de Gémenos. Au Nord du massif, apparaît le dôme jurassique supérieur d'axe SW-NE de la Lare enserré dans sa couverture de Crétacé supérieur formant une étroite ceinture calcaire. La partie occidentale du massif est formée par les couches jurassiques et crétacées de Gémenos, se raccordant vers l'Est à l'unité de Roqueforcade, au Sud, par delà le vallon de Saint-Pons, au massif du Brigou, et plongeant à l'Ouest vers la plaine oligocène d'Aubagne.

Les synthèses tectoniques les plus récentes (Guieu, 1968 ; Bestani, 2015 ; Bestani *et al*., 2015) ont conduit à distinguer le long d'une coupe N-S de l'ensemble du massif, six grandes unités structurales du Sud au Nord (fig. 27) :

– la Série normale, constituant le soubassement du bassin du Beausset et décollée sur le Keuper qui apparaît dans la zone de la charnière ;

– la Série renversée ;

– l'Unité du Plan d'Aups (autochtone) ;

– l'Unité de Roqueforcade (allochtone), se rattachant à la série normale et admettant sous elle des écailles parautochtones ;

– l'Anticlinal de la Lare (autochtone) ;

– l'Unité d'Encauron (allochtone).

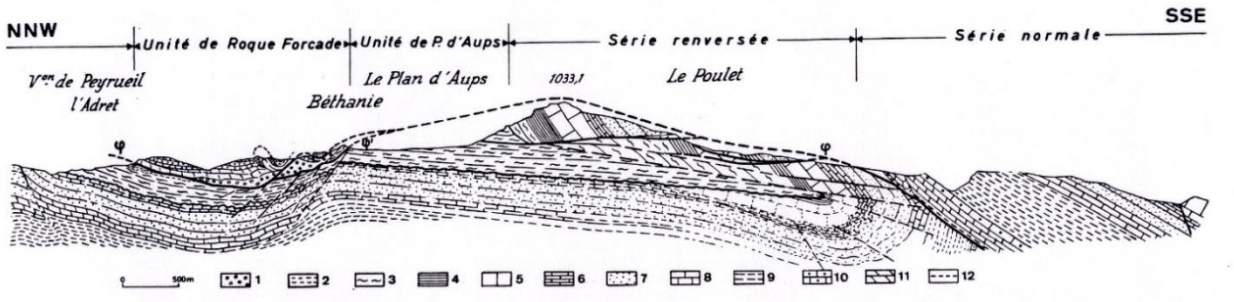


Fig. 27 - Le massif de la Sainte-Baume (d'après J.-P. Caron *et al.*, 1967)

1 : Bégudo-Rognacien ; 2 : Valdo-Fuvélien ; 3 : Coniacien-Santonien ; 4 : Aptien-Albien ; 5 : Barrémien (Urgonien) ; 6 : Valanginien-Hauterivien ; 7 : Tithonien ; 8 : Kimméridgien ; 9 : Dogger ; 10 : Lias moyen-sup. ; 11 : Hettangien ; 12 : Rhétien

Ces six grandes unités constituent, cartographiquement, des bandes de terrains orientées SSW-ENE. Ces bandes sont le résultat d'un plissement tardif du massif qui fait se succéder des « antiformes » (Haute-Chaîne-Plan d'Aups et unité de la Lare) et des « synformes » (unité de Roqueforcade, unité d'Encauron). Nous verrons que, latéralement, d'autres unités structurales de moindre extension, mais tout aussi importantes pour l'interprétation tectonique du massif, s'ajoutent à ce dispositif d'ensemble.

La révision cartographique (J. Philip) pour l'établissement de la 3^{e} édition de la feuille Aubagne-Marseille a porté sur la partie occidentale du massif (dôme de la Lare, klippes d'Encauron, klippe d'Orgnon, écaille de Liquette, synclinal de Villecroze). Les unités allochtones de Roqueforcade, de Gémenos, les écailles parautochtones, affleurant dans le ravin du Fauge, ainsi que le synclinal du Plan d'Aups, la série renversée de la Haute Chaîne, la zone de la charnière et la série normale se raccordant au Bassin du Beausset, n'ont pas fait l'objet de nouveaux levés. Les contours de la 2^{e} édition ont donc été reportés dans leur quasi-intégralité sur ces différents secteurs. Toutefois, I. Argyriadis a effectué une révision cartographique de la partie occidentale de la zone charnière et de son raccord avec le massif du Brigou.

La partie occidentale de la zone de la charnière et de la série normale de la Sainte-Baume : secteurs du Col des Auber et des Gypières (I. Argyriadis)

Le col des Auber

Ce col sépare le massif du Brigou au Sud, de la chaîne de Sainte-Baume proprement dite au Nord, et domine à l'Est le profond ravin de Saint-Pons.

Au col même, on touche une faille verticale qui met en contact le Valanginien dolomitique du massif du Brigou, au Sud, avec le Bathonien marneux et calcaire de l'allochtone au Nord. Cette faille a une direction générale E-W. Elle se prolonge vers l'Ouest, identique à elle-même, par le vallon de Saint-Pons. Vers l'Est, on la voit passer aux Gypières, exactement sous l'ancienne bergerie du Jas de Cambré, et continuer, en traversant les vallons en ligne droite, jusqu'au vallon de Julie à l'Ouest de la Pierre Blanche.

Une coupe intéressante, de la série mésozoïque, est offerte par le vallon des Auber, juste au SE du col du même nom, dévalant vers le vallon de Barbarin. On y rencontre, du haut vers le bas :

– le Valanginien dolomitique ; le faciès dolomitique s'étend vers le bas et atteint au moins le Portlandien, voire le Kimméridgien, en formant corniche dans le paysage ;

– dessous, en contact stratigraphique normal, on observe des dolomies en plaquettes, à pendage de 20° vers le 240° ; elles sont légèrement plissées et le pendage revient bientôt au 30° vers le SSE ;

– les dolomies en plaquettes précédentes recouvrent un Dogger calcaire fossilifère d'une dizaine de mètres d'épaisseur ;

– suivent, toujours vers le bas, des dolomies liasiques en plaquettes, avec minces niveaux d'argiles vertes, d'une puissance de quelques mètres ;

– on observe, enfin, un noyau anticlinal très peu développé, constitué de Keuper (marnes lie-de-vin), et la série redevient ascendante vers l'extrémité du vallon, avec un pendage de 30° vers le SSE.

Nous sommes donc en présence, dans le massif du Brigou, d'une série mésozoïque allant du Keuper au Barrémien, série qui est particulière : épaisse pour les termes allant du Kimméridgien au Barrémien, mais extrêmement réduite pour le Lias et le Dogger. La même série apparaît au fond du vallon de Julie. Je considère cette série comme propre à cette partie Nord du soubassement du bassin du Beausset (que j'interprète comme autochtone), opposée à celle de l'allochtone de Bassan-Bau Rouge, affleurant immédiatement au Nord du vallon de Saint-Pons et présentant, au contraire, un Lias et un Dogger complets, très épais et beaucoup plus marneux.

N.B. Dans la 2e édition de la feuille Aubagne-Marseille, cet amincissement de la série Lias-Dogger du Brigou est interprété comme dû à des étirements tectoniques à la partie inférieure de la série normale. D'autre part, pour G. Guieu (1968), « *le massif du Brigou établit sans contestation la liaison (structurale) entre le bassin du Beausset proprement dit et l'unité de Roqueforcade* » (J. Philip).

Les Gypières (fig. 28)

Cet affleurement remarquable de Keuper, isolé dans cette région, a déjà été mentionné par É. Haug (1915). Il est figuré, dans la 2e édition de la carte géologique, comme un cœur d'anticlinal laissant pointer le Trias dans un environnement de Rhétien. Or, il n'en est rien : nous sommes en présence d'une série d'écailles tectoniques appartenant à la nappe de charriage, qualifiée de « série normale » de la Sainte-Baume, la série étant ici parfaitement inverse. En effet, une coupe depuis la piste qui surplombe le Jas de Cambré vers ce dernier, orientée donc N-S, nous montre, du haut vers le bas de la surface topographique :

- des dolomies bien litées, qui appartiendraient au Rhétien ;
- immédiatement sous la piste, des dolomies en plaquettes typiques de l'Hettangien, dont le pendage est de 60° vers le SSE et qui sont superposées aux précédentes ;
- plus bas, mais sur l'Hettangien, viennent des calcaires gris du Rhétien, ayant le même pendage que ci-dessus et évoluant, vers le haut de l'unité (mais vers le bas de la topographie), vers une alternance de calcaires jaunes à cassure grise décimétriques et de marnes jaunes. Les calcaires sont fossilifères (*Rhaetavicula sp*., dents de poisson) ;
- toujours plus bas, viennent, sur le Rhétien, des marnes lie-de-vin gypsifères du Keuper. Elles forment le petit épaulement sur lequel est construite l'ancienne bergerie du Jas de Cambré. Un puits est creusé dans ces marnes ;
- le Jas en question est assis en plein sur la faille verticale qui se prolonge en droite ligne depuis le col des Auber (cf. *supra*). Elle met en contact le Keuper avec, dans le compartiment sud, des dolomies bien différentes : elles sont identiques à celles du Brigou (Jurassique supérieur à Valanginien), en bancs métriques, et ont un pendage de 40° vers le Nord.

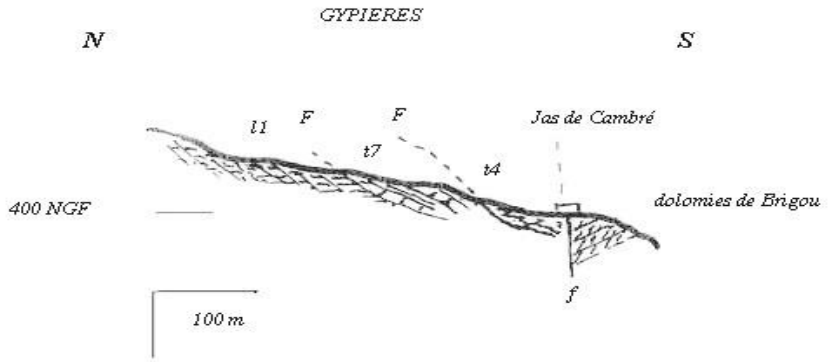


Fig. 28 - Les Gypières, coupe géologique (T4 = Keuper, T7 = Rhetien, L1 = Hettangien) (I. Argyriadis)

Photo 1 - Les Gypières, vue vers l'Est, correspondant à la coupe de la fig. 28 (I. Argyriadis)

Nous constatons donc, sur ce méridien des Gypières, que la série allochtone est renversée et non normale. Elle est, bien entendu, constituée de plusieurs écailles comme l'avait souligné É. Haug. Il est remarquable que (si l'on continue vers l'Est la piste où nous avons fait débuter la coupe ci-dessus), au contact des dolomies liasiques avec la grande écaille de calcaire jurassique (Callovien ?) située au tournant de la-dite piste, on peut observer un minuscule affleurement de Keuper superposé au Jurassique, appartenant vraisemblablement à la même unité que celle du Jas de Cambré.

N.B. Sur la 2e édition de la feuille et pour J.-P. Caron *et al.* (1967), l'unité inverse des Gypières est l'une des duplicatures de Lias/Trias caractéristiques de la zone charnière de la Sainte-Baume et sur laquelle repose, dans le secteur des Gypières, par un contact de cisaillement sub-horizontal, le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de la série normale du Brigou décollée sur le Dogger (J. Philip).

La Haute-Chaîne : série renversée de la Sainte-Baume (J. Philip)

Cette unité (fig. 27 et 29) s'amorce à l'Est de Gémenos, au confluent des torrents du Fauge et de Saint-Pons. Formant les contreforts qui dominent en rive gauche le ravin du Fauge, la série renversée de la Sainte-Baume constitue l'ossature de la Haute Chaîne, surplombant le plateau du Plan d'Aups.

La feuille Aubagne-Marseille montre de façon remarquable le style structural de la série renversée de la Sainte-Baume (Caron et Tempier, 1967 ; Guieu, 1968). Les couches renversées du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sont découpées en compartiments indépendants poussés vers le Nord, limités par des cisaillements plats (« *troncatures basales et sommitales* »).

Le compartiment le plus élevé topographiquement (Haute Chaîne) est celui qui a subi le déplacement le plus important (environ 2 km) et qui chevauche le Crétacé supérieur du Plan d'Aups **(**fig. 29). Un important contact anormal (en grande partie masqué par les éboulis forestiers) sépare ainsi la Haute-Chaîne du synclinal du Plan d'Aups. Ce contact se manifeste de manière spectaculaire au pied du Pic de Bertagne. Dans le ravin du Fauge, la série renversée est épaisse (de l'Albien au Kimméridgien).

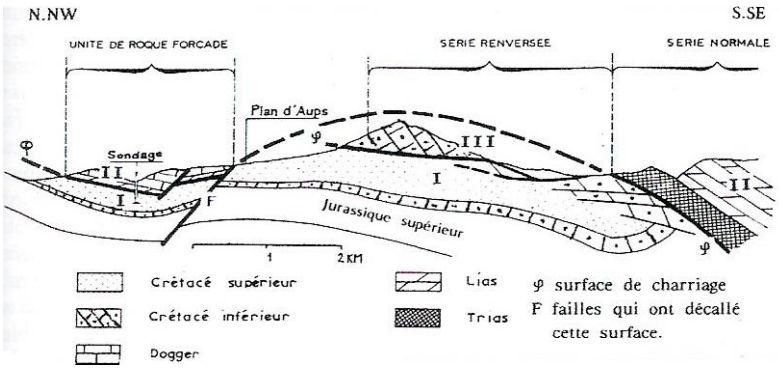


Fig. 29 - Coupe géologique schématique des grandes unités structurales du massif de la Sainte-Baume (d'après J.-P. Caron *et al.*, 1967, simplifié)

I - Autochtone ; II - Allochtone ; III - Parautochtone.

D'autres compartiments subordonnés au précédent et limités, comme celui-ci, par des troncatures, existent sur le flanc sud du massif (fig. 27 et 29). Le plus important est en contact avec la charnière liasique et triasique du pli de la Sainte-Baume. Entre le Puits d'Arnaud et le Poulet, affleure le contact entre ce compartiment renversé et celui de la Haute-Chaîne. L'Urgonien, et même un minuscule affleurement d'Aptien (le Poulet), affleurent en fenêtre sous le Jurassique supérieur de la Haute Chaîne, cisaillé et poussé au Nord.

Le synclinal du Plan d'Aups (J. Philip)

Sur la feuille Aubagne-Marseille, seule est représentée la partie occidentale du synclinal crétacé supérieur du Plan d'Aups (fig. 27 et 29). Vers l'Est, cette unité se poursuit par le plateau de Mazaugues et se raccorde, par-delà l'accident méridien de Menpenti, au synclinal de Camps-la-Source (feuilles de Cuers et de Brignoles à 1/50 000).

L'ossature du synclinal est constituée par les calcaires à rudistes du Coniacien et du Santonien, sa charnière étant formée par les couches du Valdo-Fuvélien. Le Cénomanien supérieur est représenté sur le flanc sud, en contact avec l'Albien de la Haute Chaîne (Vallon de Betton, ravin du Fauge). Sur le flanc nord, c'est le Turonien supérieur qui repose en discordance sur le Jurassique supérieur, avec interposition de poches de bauxite (Rocs de la Caïre).

La structure du synclinal du Plan d'Aups varie très rapidement d'Ouest en Est. Dans le ravin du Fauge, le flanc nord du synclinal est redressé à la verticale, tandis que le flanc sud tend à se déverser vers le Nord, au contact du Crétacé inférieur de la série renversée de la Sainte-Baume. En allant vers l'Est, la charnière du pli synclinal, ainsi que le flanc sud, se réduisent par étirement sous l'avancée de la Haute-Chaîne. Au droit du Plan d'Aups (Vallon de Betton), le Crétacé supérieur du flanc sud, très écaillé, chevauche le Valdo-Fuvélien du secteur de la Mine (Philip, 1965).

Dans le secteur du Plan d'Aups, le Crétacé supérieur présente une structure monoclinale, avec faible pendage des couches calcaires vers le Sud, déterminant un plateau karstique (aven de la Tourne).

On désigne sous le nom d'« *Accident du Plan d'Aups* » (Guieu, 1968), un dispositif structural complexe, et sans doute polyphasé, séparant le synclinal du Plan d'Aups de l'allochtone de Roqueforcade. Ce dispositif se présente comme une antiforme faillée de direction E-W, plissant le Coniacien-Santonien et se traduisant par un ressaut morphologique accentué qui domine le plateau du Plan d'Aups. Le flanc nord, coniacien, de l'antiforme plonge sous le Valdo-Fuvélien, très étiré, et les brèches parautochtones du Bégudo-Rognacien, engagées sous l'unité allochtone de Roqueforcade. Ces brèches reposent sur l'autochtone par l'intermédiaire d'une surface de charriage sous laquelle les calcaires du Coniacien sont fortement mylonitisés. Dans certains secteurs (chapelle du Plan d'Aups, Rocs de la Caïre) des surfaces de cisaillement accompagnées de couches schistosées soulignent les efforts d'écrasement et d'entraînement qui se sont produits sur l'autochtone du Plan d'Aups lors de la mise en place de la nappe de Roqueforcade pendant la phase tangentielle.

Le dispositif antiforme montre un relèvement axial vers l'Est qui laisse apparaître le cœur jurassique de l'anticlinal de la Caïre et son enveloppe turono-coniacienne. Ce dernier est limité au Nord par la faille de Castelette, se prolongeant vers l'Ouest jusqu'au vallon de Saint-Pons, qui affaisse l'allochtone de Roqueforcade. La mise en place de l'anticlinal jurassique de la Caïre doit être rattachée aux mouvements de surrection post-nappe qui se sont manifestés dans d'autres secteurs du massif de la Sainte-Baume (Lare, Haute-Chaîne).

L'unité de Roqueforcade (J. Philip)

La série normale allochtone de Roqueforcade, de direction sensiblement WSW-ENE, est formée essentiellement de terrains jurassiques qui se prolongent dans la région de Nans-les-Pins (feuille de Cuers).

L'allochtonie de l'unité de Roqueforcade a été établie cartographiquement par G. Guieu (1968) et par un forage du BRGM (fig. 29) effectué au Nord du Plan d'Aups (Guieu, 1970). Les levés de la deuxième édition n'ont pas fait l'objet de révision de contours, hormis des corrections stratigraphiques qui ont été opérées, notamment sur les collines de Gémenos.

La branche de Roqueforcade apparaît comme une nappe ployée en synforme dont les terrains sont parfois plissés et faillés de façon complexe (Nord du Plan d'Aups). La semelle de la nappe est formée par l'Hettangien, localement (ravin du Fauge) par le Keuper et le Rhétien. Son axe est matérialisé par le Dogger.

L'allochtone de Roqueforcade repose au Nord sur le Valdo-Fuvélien de la couverture autochtone de la Lare. Au Sud, le contact de la nappe avec l'autochtone se fait par l'intermédiaire des brèches et klippes parautochtones du ravin du Fauge et du Plan-d'Aups, décrites ci-après.

Les écailles et brèches de la bordure méridionale de l'unité de Roqueforcade (J. Philip)

Il s'agit d'unités parautochtones qui ont été entraînées sous l'allochtone de Roqueforcade et qui jalonnent actuellement le contact entre cette dernière et l'autochtone du Plan d'Aups.

Le dispositif parautochtone présent dans le ravin du Fauge, désigné sous le terme d'« *unité du Pin de Simon* » (Caron *et al.*, 1966b), repose par un contact anormal plat et cisaillant sur les couches redressées du Crétacé supérieur du flanc nord du synclinal du Plan d'Aups.

L'unité des « *Pics des Corbeaux* » (fig. 30) a été considérée comme un brachyanticlinal autochtone (Corroy et Philip, 1964 ; Leleu, 2005; Bestani, 2015) ou comme une écaille entraînée sous la nappe de Roqueforcade (Guieu 1968). Les points de divergence ne concernent que l'interprétation structurale de la série jurassique et crétacée inférieure qui constitue la partie sommitale des Pics des Corbeaux. Pour G. Guieu, cette série repose par un contact anormal cisaillant sur le Coniacien du flanc Nord du synclinal du Plan d'Aups, vertical ou plongeant au Nord. Des déformations post-nappes, sans doute liées à l'« *accident du Plan d'Aups* », semblent à l'origine de l'accentuation de la structure antiforme des « *Pics des Corbeaux* ».

Au Nord du Plan d'Aups (région de Béthanie et de la Grande Bastide), se développe une formation bréchique à matrice argilo-gréseuse de couleur rouge, dans laquelle sont intercalées des klippes sédimentaires de Jurassique (« *blocs-klippes* » de Guieu *op.cit*.). Cette formation, attribuée à l'intervalle Rognacien-Paléocène (cf. § Description des terrains), repose sur le Crétacé supérieur autochtone du Plan d'Aups, très étiré ou écaillé au contact, et s'engage sous l'allochtone de Roqueforcade. La Formation brèchique a été considérée (Guieu, 1968), comme s'étant formée au pied de la série renversée de la Sainte-Baume en voie de surrection, et transportée vers le Nord lors de la mise en place de l'allochtone de Roqueforcade.

L'anticlinal de la Lare *(J. Philip)*

Le dôme de la Lare (fig. 30) se présente comme un anticlinal allongé, dissymétrique, d'axe sensiblement SW-NE, à ossature jurassique. Au SW il s'abaisse sous le Crétacé supérieur de Daurengue qui l'enveloppe en un ample mouvement périclinal. À l'ENE, il se prolonge par le massif de Tardeau (feuille de Cuers) qui s'ennoie rapidement sous le Crétacé supérieur de la région de Nans. Le cœur de l'anticlinal de la Lare, formé de Bathonien et de Callovien, affleure dans une large échancrure au centre du massif. Le Kimméridgien et le Tithonien constituent cependant l'ossature des flancs de l'anticlinal, le Tithonien étant particulièrement épais dans la partie ouest du massif.

Le flanc sud plonge régulièrement sous le Crétacé supérieur autochtone de la Coutronne se reliant sous la nappe de Roqueforcade au synclinal du Plan d'Aups. Le flanc sud de la Lare est cependant accidenté d'un réseau de failles normales NW-SE, N-S et W-E qui s'amortissent dans le Crétacé supérieur, mais n'affectent pas la « nappe de Roqueforcade ».

Le flanc nord (fig. 30) est plus complexe. La faille normale de Daurengue (de direction sensiblement SW-NE) abaisse brutalement le Crétacé supérieur du synclinal les Estiennes-Encauron. Elle est relayée par une faille normale sensiblement W-E (faille de Chambeyron) qui délimite au Sud l'étroit graben d'Orgnon, enserré entre le cœur de l'anticlinal et le môle de la « Mouère ».

Le massif de la Lare est interrompu par l'accident W-E des Nayes (à composante décrochante dextre) qui le sépare de l'unité de la « Mouère ». Le long de cet accident sont conservés des lambeaux très écrasés de Crétacé supérieur, vestiges de la couverture du massif.

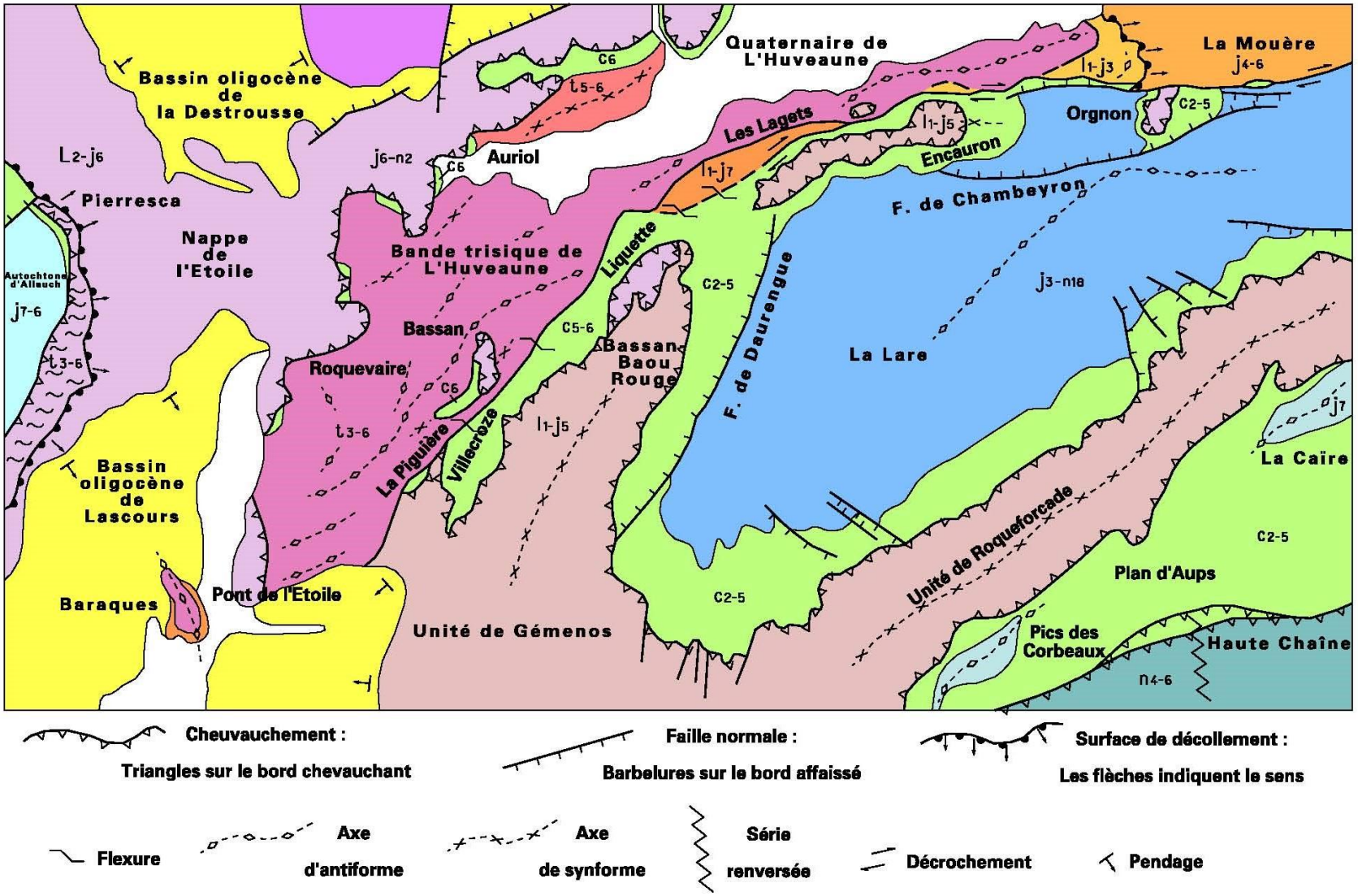


Fig. 30 - Schéma structural du secteur N et NE de la Sainte-Baume (J. Philip)

Légende : t3-6 - Trias moyen et supérieu ; t5-6 – Keuper ; l1-J3 - Hettangien à Bathonien ; l1-J5 - Hettangien à Oxfordien ; l1-J7 - Hettangien à Tithonien ; l2-J6 - Sinémurien à Kimméridgien ; J3-n1a - Bathonien à Berriasien inférieur ; J4-6 - Callovien-Kimméridgien ; J6-7 - Callovien-Kimméridgien ; J6-n2 - Kimméridgien-Valanginien ; J7 – Tithonien ; n4-6 - : Barrémien-Albien ; C2-5 - Turonien-Campanien ; C5-6 - Campanien-Maastrichtien ; C6 – Maastrichtien

Le massif de la Lare apparaît comme une structure anticlinale post-nappe, en position d'autochtonie relative, par rapport à la nappe de Roqueforcade. Le soulèvement en anticlinal est sans doute à rechercher dans le fluage, sous l'effet de la surcharge de la nappe, des terrains argilo-gypseux du Trias constituant le soubassement du massif : les failles normales de bordure du massif (ring-faults) pouvant être alors considérées comme accommodant en extension ce soulèvement. La fraîcheur de certains miroirs de faille (Daurengue, Orgnon, la Verrerie) implique un jeu récent de ces accidents et donc du soulèvement du massif.

Les klippes d'Encauron (J. Philip)

M. Bertrand d'abord (1887-1888), puis J. Répelin (1922), J. Aubouin *et al.* (1966) et G. Guieu (1968) ont démontré l'allochtonie de l'unité jurassique d'Encauron (fig. 30), qu'ils ont rattachée à la série normale allochtone de la Sainte-Baume (unité de Roqueforcade). Cette unité, morcelée en trois klippes, est formée de terrains souvent disloqués d'Hettangien, Lias moyen et supérieur, Dogger et Jurassique supérieur (Callovien, Kimméridgien, Tithonien) en succession normale et reposant sur le Valdo-Fuvélien du synclinal des Estiennes-Encauron (fig. 31). La plus grande klippe se situe en rive gauche du ruisseau de la Gastaude, les deux plus petites en rive droite.

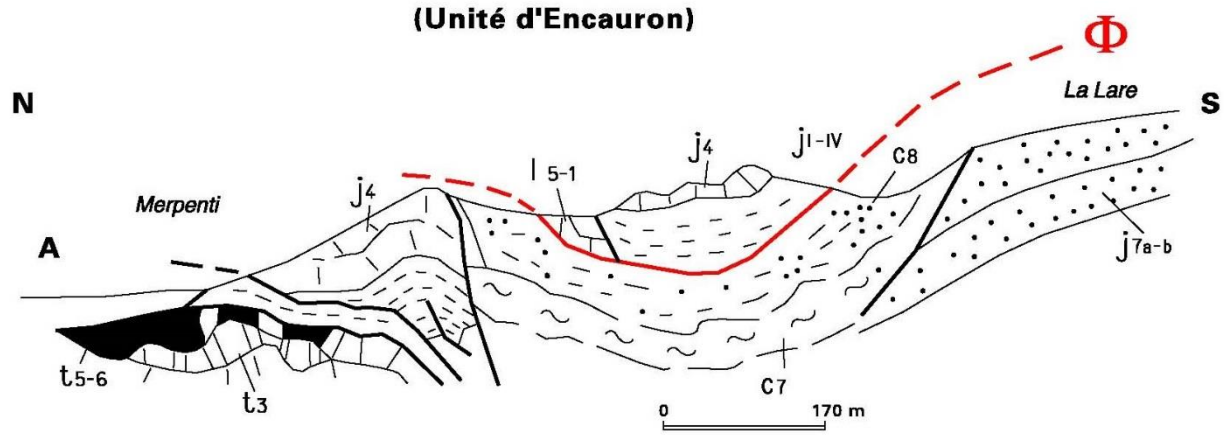


Fig. 31 - L'unité jurassique d'Encauron en rive gauche du ruisseau la Gastaude (d'après G. Guieu, 1968)

Autochtone : c^7 - Santonien ; c^8 - Valdo-Fuvélien. Allochtone : l^{5-1} - Lias M. Sup ; J_{I-IV} - Bajocien-Bathonien ; J^4 – Callovien ; J^{7a-b} – Tithonien. A - Trias de l'Huveaune : t^3 – Muschelkalk ; t^{5-6} – Keuper.

Les auteurs ont décrit l'unité d'Encauron comme une synforme d'axe SW-NE, à flancs faiblement pentés, résultant d'un ploiement post-nappe. J. Aubouin *et al.* (1966) attribuent ce dernier à une phase intra- ou fini-oligocène. Dans le détail, les klippes d'Encauron se montrent, en fait, plus vigoureusement déformées.

À Encauron et au Sud du Château de Montvert, la structure est isoclinale, avec des flancs très redressés, subverticaux, attestant d'un important serrage N-S postérieur à la mise en place de l'allochtone. Ces déformations post-nappes peuvent également affecter le substratum crétacé supérieur, comme au Sud du Château de Montvert, où le Valdo-Fuvélien autochtone, affleurant en fenêtre, se présente sous forme de plis très serrés, décamétriques, de direction W-E. Nous pensons que ces déformations post-nappes sont contemporaines de celles qui ont affecté la bande triasique de l'Huveaune. Ainsi, le serrage principal pourrait être attribué, comme pour la bande triasique de l'Huveaune, à une compression oligocène ou miocène. Il semblerait donc que l'allochtone d'Encauron ait pu être remobilisé par compression après sa mise en place, suffisamment pour entraîner son avancée vers le Nord jusque sur la couverture jurassique (colline des Lagets) de l'unité triasique de l'Huveaune, alors mise au jour.

Les autres unités structurales au Nord du massif (J. Philip)

Le synclinal de Villecroze

Sensiblement orienté SW-NE et limité sur la plupart de ses bordures par des contacts anormaux, le synclinal de Villecroze (fig. 30) est formé entièrement de Crétacé supérieur continental (Valdo-Fuvélien et Bégudo-Rognacien). Fermé au SW, où il est chevauché par l'écaille de la Piguière sous laquelle il s'enfonce, il est en contact par faille inverse sur sa bordure NW avec la deuxième branche anticlinale de la bande triasique de l'Huveaune. Au SE, il est chevauché par l'allochtone de Bassan-Baou Rouge et par la klippe de Liquette. Au NE, il se raccorde au synclinal des Estiennes dans le secteur du ruisseau de Vède.

L'une des caractéristiques du synclinal de Villecroze réside dans l'existence d'une épaisse série détritique fluviatile rognacienne (sans équivalent sur la bordure crétacée supérieure de la Lare) pouvant indiquer l'individualisation précoce du synclinal, à la fin du Crétacé. Dans sa partie SW (Villecroze), le synclinal est affecté d'une ondulation antiforme qui pourrait être interprétée comme le résultat de serrages récents (langhiens ?).

La klippe de Liquette

L'unité structurale de Liquette (fig. 30) a fait l'objet d'une étude détaillée de C. Cornet (1972). Cet auteur a montré que cette unité était essentiellement constituée de calcaires appartenant au Jurassique supérieur, au Néocomien et au Barrémien.

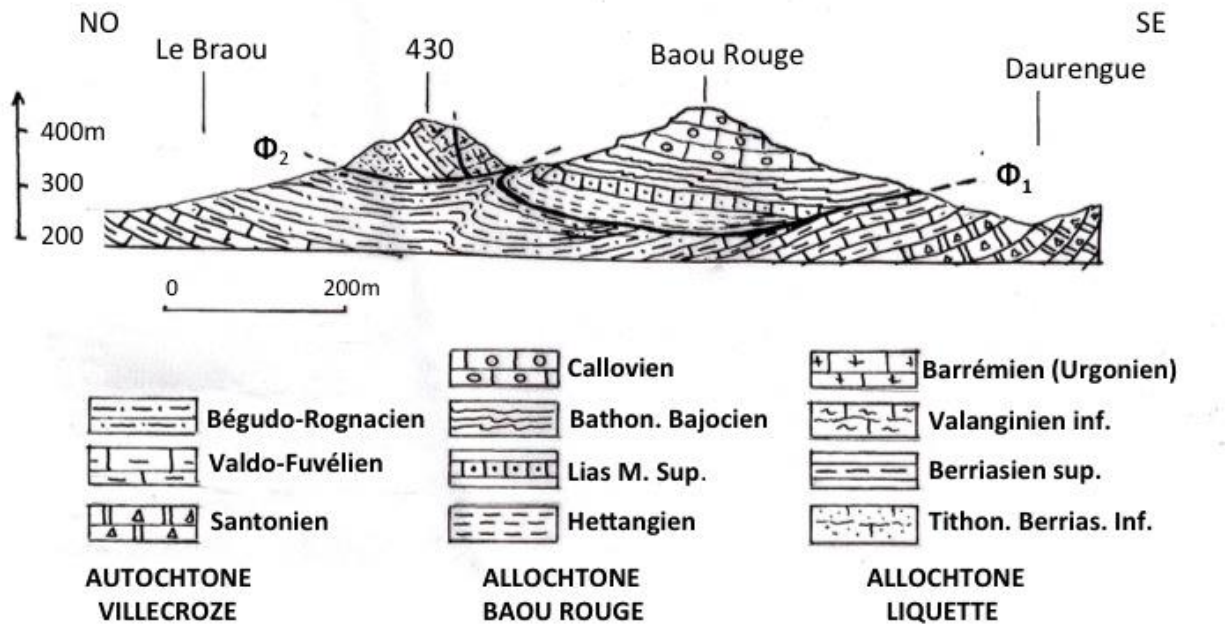


Fig. 32 - Coupe montrant les relations entre les unités allochtones de Baou Rouge, et de Liquette et l'autochtone du synclinal de Villecroze (J. Philip, inédit)

Φ_1 - Chevauchement de l'allochtone de l'unité de Baou Rouge ; Φ_2 - Chevauchement de l'unité de Liquette.

La révision cartographique de ce secteur nous amène à confirmer, en les précisant, les attributions stratigraphiques de C. Cornet. Notre interprétation structurale (fig. 32) diffère cependant en partie de la sienne. En effet, si l'unité de Liquette repose bien au NW sur le Maastrichtien (Rognacien) du Braou, elle repose au SE en troncature basale sur l'Hettangien, le Lias ou le Dogger de l'unité de Bassan-Bau Rouge. On observe clairement le rebroussement de l'Hettangien et du Lias moyen du Baou Rouge sous le plan de charriage de l'unité de Liquette. La direction des couches rebroussées est N 50, ce qui traduit un sens de déplacement de l'unité de Liquette du NW vers le SE. Dans le secteur des Bosq, l'unité de Liquette repose sur le Dogger de l'unité de Bassan-Bau Rouge.

Ainsi, l'unité de Liquette apparaît comme une klippe reposant : au NW sur l'autochtone Maastrichtien, au SE sur l'allochtone de la Sainte-Baume. Comme l'a fait remarquer C. Cornet (1972), cette unité se rattache stratigraphiquement à l'allochtone de l'Étoile et des collines d'Auriol. Elle est totalement indépendante de l'allochtone de Bassan-Baou Rouge. Le contact de la klippe de Liquette avec cette unité s'effectue par une surface de chevauchement avec rabotage basal. Ce dispositif semble indiquer la postériorité de la mise en place de la klippe de Liquette par rapport à celle de l'allochtone de la Sainte-Baume. C. Cornet (1972) admet également l'existence d'une faille de décrochement dextre séparant les deux unités allochtones.

La klippe de Notre-Dame d'Orgnon

Une étude récente (Larmagnat, 2003) a eu pour but de réviser la stratigraphie et l'interprétation structurale de l'unité d'Orgnon (fig. 33). Celle-ci est formée de calcaires dolomitiques et de calcaires dont les pendages et la morphologie contrastent nettement avec celles des unités environnantes. L'unité d'Orgnon est dissymétrique : épaisse d'environ 150 m à l'Ouest, elle s'effile vers l'Est où elle se réduit à seulement 8 à 10 m avant de disparaître.

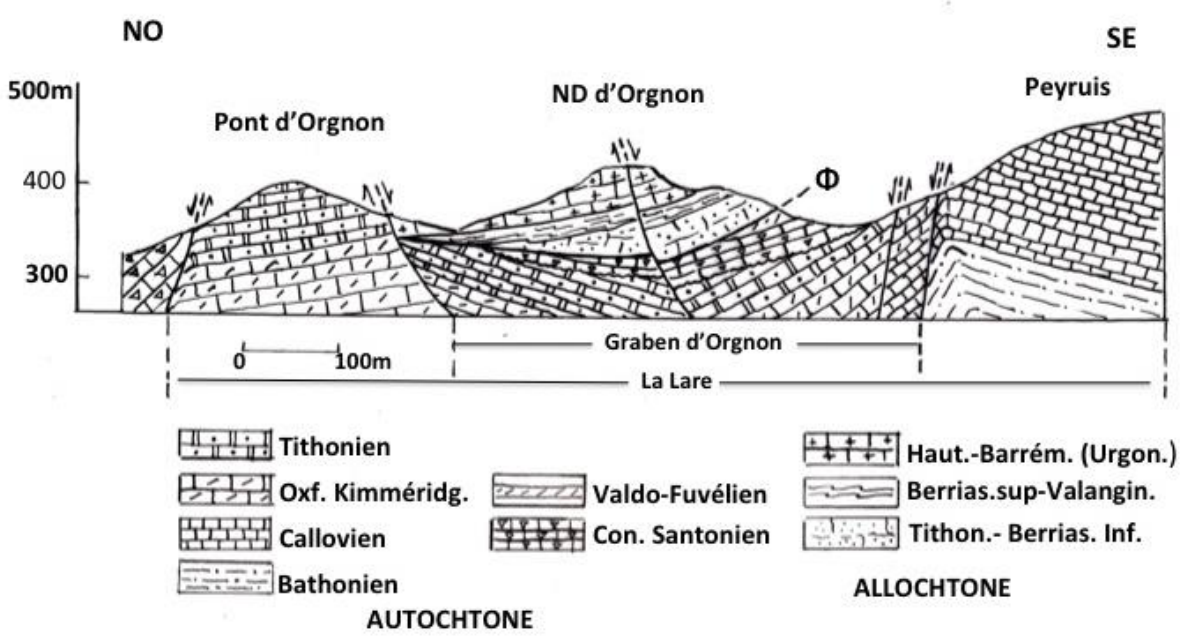


Fig. 33 - Coupe de la structure d'Orgnon (J. Philip, inédit*)*

Φ - Chevauchement de la klippe d'Orgnon.

L'unité d'Orgnon est effondrée au pied de l'entablement jurassique de la Mouère par l'important accident qui limite au Sud la branche méridionale triasique de l'Huveaune et sa couverture, accident qui prend, au droit de la chapelle d'Orgnon, l'allure d'une faille listrique à pendage vers le SE (fig. 33).

L'unité d'Orgnon est en contact anormal avec le Crétacé supérieur autochtone (Coniacien, Santonien, Valdo-Fuvélien) par l'intermédiaire d'un plan de chevauchement de direction N100 et de pendage vers le NNE. Dans le lit du ruisseau de Péruy, il est possible d'observer le contact entre les calcaires à rudistes du Santonien (ployés en antiforme à proximité du chevauchement) et les calcaires de base de l'unité chevauchante d'Orgnon.
Des coupes détaillées ont permis d'établir la succession stratigraphique de l'unité d'Orgnon. Celle-ci montre, à sa partie inférieure, des calcaires dolomitiques épais d'une vingtaine de mètres suivis par une barre calcaire épaisse d'une dizaine de mètres renfermant des dasycladales (*Salpingoporella annulata, Clypeina* gr. s*olkani*) et un foraminifère du genre *Andersenolina* (déterminations J.-P. Masse). Cette barre pourrait représenter le Berriasien inférieur (équivalent de la Formation du Mont Rose), les faciès

dolomitiques sous-jacents pouvant être rattachés au Tithonien. Au pied de la chapelle, cette barre est séparée des calcaires du rocher d'Orgnon proprement dit par une dizaine de mètres de calcaires très broyés (mylonites), suivis par 4 à 5 m de calcaires verdâtres renfermant également *Andersenolina* sp.et qui pourraient représenter soit le Berriasien supérieur, soit le Valanginien, soit les deux étages. En effet, un échantillonnage effectué jadis par G. Guieu et provenant probablement de ce faciès a livré *Pfenderina neocomiensis* et *Montsalevia salevensis*, deux formes caractéristiques du Valanginien. Cet ensemble, très étiré, représente en tout cas un niveau dysharmonique au-dessus duquel est décollée la formation sus-jacente, le calcaire du rocher d'Orgnon.

L'analyse des microfaciès et les déterminations micropaléontologiques (J.-P. Masse) ont montré clairement l'âge hauterivien de la partie inférieure du rocher d'Orgnon et l'âge barrémien de la partie supérieure. La série est donc de polarité normale. L'Hauterivien inférieur est caractérisé par des calcaires grainstones à débris d'échinodermes, bryozoaires et la présence des algues *Dissocladella hauteriviana* et *Suppiliumella* sp. L'Hauterivien supérieur est formé de calcaires à débris de rudistes et la présence de *Paracoskinolina* cf. *querolensis*, ainsi que de *Praedictyorbitolina busnardoi*, cette espèce permettant un calage biostratigraphique très précis puisqu'elle apparaît à la base de l'Hauterivien supérieur, en coïncidence avec la zone à Sayni de la biozonation des ammonites.

La partie supérieure, la plus épaisse, des calcaires à rudistes et bacinelles (*Bacinella irregularis*) est datée du Barrémien inférieur par la présence de *Valserina bronnimanni*, *Orbitolinopsis flandrini*, *Orbitolinopsis* cf. *debelmasi, Palaeodictyoconus cuvillieri, Urgonina alpillensis etc.* Cet âge est confirmé par les dasycladales, notamment *Salpingoporella muelhbergeri.*

Le rocher d'Orgnon a été interprété par G. Guieu (1968) comme une klippe d'Urgonien et de Néocomien reposant sur le Santonien du graben d'Orgnon. Pour cet auteur la « patrie » de cette klippe se situerait soit au Sud, soit à l'Ouest du massif de la Sainte-Baume. Dans ces directions en effet, l'Urgonien était très bien représenté au moment de la phase tangentiellle provençale. Il est présent, comme on l'a vu précédemment, dans l'écaille de Liquette.

Pour G. Guieu, cependant, il semblerait douteux que l'Urgonien d'Orgnon se rattache originellement à l'allochtone proprement dit. Il serait plutôt l'équivalent des écailles ou blocs-klippes pris entre l'unité de Roqueforcade et le Crétacé du Plan d'Aups-Vallon de Saint-Pons. La présence de cet Urgonien impliquerait de toute façon un très important rabotage basal, responsable de sa superposition directe à l'autochtone.

En raison de ses caractéristiques structurales (niveaux broyés ou étirés, superposition au Crétacé supérieur autochtone), l'unité calcaire de Notre-Dame d'Orgnon doit incontestablement être interprétée comme une klippe. L'origine de celle-ci reste toutefois conjecturale, comme son appartenance à une nappe de charriage aujourd'hui entièrement érodée. Une analogie stratigraphique avec la klippe de Liquette s'impose cependant : les deux ensembles structuraux ayant en commun une série d'âge tithonien à barrémien. Cette analogie pourrait ainsi inciter au rattachement de la klippe d'Orgnon à l'allochtone de l'Étoile, dont elle représenterait alors l'unité structurale la plus avancée vers le NE. C'est cette interprétation que nous proposons ici.

L'unité de Gémenos

L'unité allochtone de Gémenos (Guieu, 1968), prolongation vers l'Ouest de l'unité allochtone de Roqueforcade, se présente globalement comme un dispositif monoclinal, secondairement acquis, plongeant vers le SW en direction du bassin oligocène d'Aubagne. À l'instar de l'unité de Roqueforcade, l'unité de Gémenos comporte une épaisse série jurassique (Hettangien à Tithonien) qui se complète cependant ici par une série d'âge crétacé inférieur.

Au Sud, les collines de Gémenos proprement dites sont caractérisées par une puissante série urgonienne inclinée au SW et en contact dysharmonique avec le Néocomien. Au-delà du vallon de Saint-Pons (où passe

vraisemblablement un important accident, Corroy, 1939 ; Guieu, 1968), la série urgonienne se prolonge dans le flanc occidental du massif du Brigou qui se raccorde, à son tour, à l'Urgonien du soubassement du bassin du Beausset.

La partie centrale montre des cisaillements et des duplicatures dans la série jurassique au NE de Saint-Jean de Garguier et dans le vallon de Seignor (Guieu 1968).

A l'Est (Roussargue), l'unité de Gémenos repose sur le Valdo-Fuvélien autochtone du pourtour de la Lare et, à l'Ouest (Bassan), sur le Bégudo-Rognacien du synclinal de Villecroze. La semelle de l'allochtone est formée soit par le Dogger (Daurengue), soit par l'Hettangien (Villecroze, Les Bosq). Des écailles décamétriques de Santonien s'intercalent entre allochtone et autochtone en deux secteurs (Villecroze, Roussargue).

Au Nord, l'unité de Gémenos se termine par le promontoire du Baou Rouge (fig. 32), charrié sur les terrains du Crétacé supérieur de la bordure ouest de la Lare et du synclinal de Villecroze.

L'unité de Gémenos est affectée d'accidents sensiblement méridiens, propres à l'unité allochtone, dont les plus importants se situent à Tête de Roussargue, Col de Roussargue et Dents de Roqueforcade. L'accident du Col de Roussargue semble jouer un rôle majeur dans la structure d'ensemble de l'allochtone. Il sépare, en effet, un compartiment ouest où l'allochtone repose sur le Valdo-Fuvélien par l'intermédiaire du Dogger, d'un compartiment oriental à semelle d'Hettangien. Cet accident pourrait se prolonger vers le Sud jusqu'au vallon de Saint-Pons.

La bordure NW (Baou Rouge) de l'unité allochtone de Gémenos est redressée contre le chevauchement à vergence SE de l'écaille de Liquette (fig. 32). Les bordures ouest et sud sont affectées par des failles verticales, jalonnées d'importantes mylonites, mettant en contact l'unité de Gémenos avec différents termes de l'Oligocène du Bassin d'Aubagne.

Les écailles de la Piguière

L'unité de la Piguière borde à l'Ouest l'unité de Gémenos (fig. 30) dont elle est séparée par une zone de décrochement complexe (Guieu, 1968 ; Cornet, 1972).

L'unité de la Piguière est constituée de deux écailles chevauchantes à vergence NE (fig. 34). L'écaille inférieure, décollée sur l'Hettangien, chevauche le Crétacé supérieur (Rognacien) du synclinal de Villecroze. L'écaille supérieure est caractérisée par une série complète de Crétacé inférieur en succession normale couronnée par des calcaires mudstones à silex de l'Aptien inférieur (Corroy, 1939). L'écaille supérieure repose sur l'écaille inférieure par un plan de troncature subhorizontal jalonné d'une importante mylonite. À l'Ouest, l'unité de la Piguière est en contact par faille verticale ou inverse à pendage NW (Villecroze) avec le dôme anticlinal de Muschelkalk des Fauges. Au Sud (Saucette), elle est en contact par faille normale avec les grès et calcaires en plaquettes du *Rupélien*.

L'unité de la Piguière, présente par rapport à celle de Gémenos, un fort amincissement mécanique des terrains qui se manifeste principalement aux dépens de la série Jurassique. Le raccord de l'unité de la Piguière avec la partie occidentale de l'unité de Gémenos se fait par un vaste mouvement de flexure en direction de l'Ouest des terrains du Bajocien-Bathonien et du Callovien de cette dernière. Ce mouvement est compliqué par des accidents verticaux n'affectant que la série allochtone.

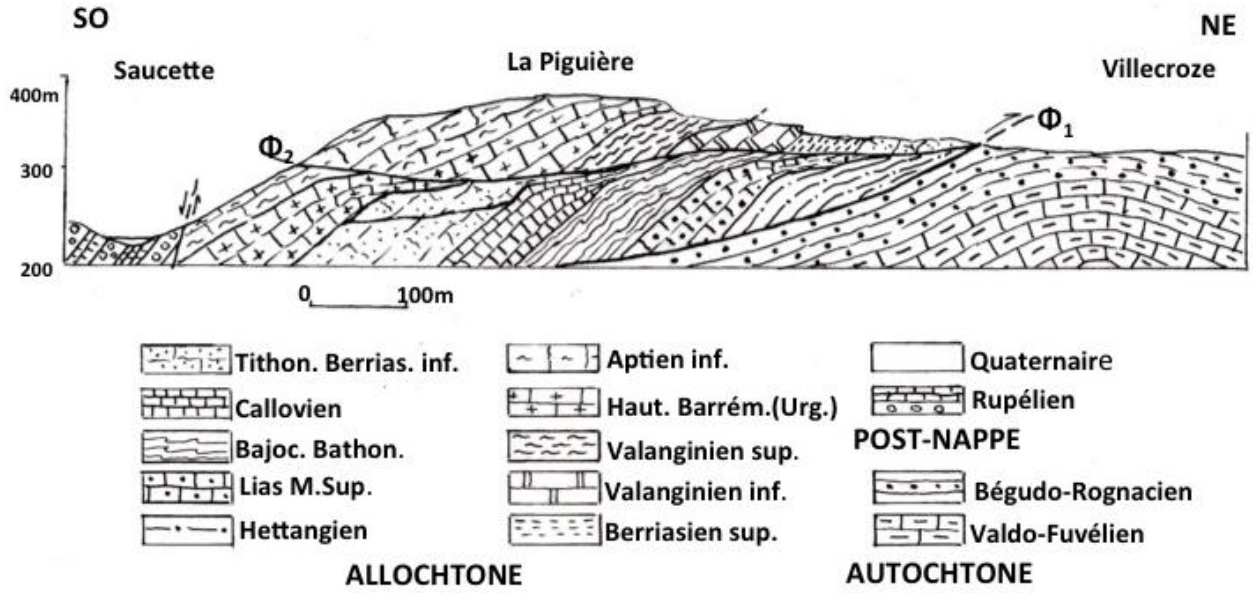


Fig. 34 - Les écailles de la Piguière (J. Philip, inédit)

Φ_1 - Chevauchement de l'écaille inférieure ; Φ_2 - Chevauchement de l'écaille supérieure.

L'unité de la Piguière se trouve ainsi dans une position structurale comparable à celle de l'écaille de Liquette. Elle marque la limite occidentale de l'allochtone de la Sainte-Baume et se place le long d'une zone de décrochement dextre arrêtant brusquement cet allochtone. À l'instar de l'écaille de Liquette, elle présente des caractères stratigraphiques particuliers : ici une série d'âge aptien inférieur, qui n'est pas représentée dans l'unité de Gémenos, mais qui existe par exemple dans la série normale allochtone d'Allauch. L'unité de la Piguière pourrait donc représenter, comme l'écaille de Liquette, un jalon oriental de l'allochtone de l'Étoile mis en place postérieurement à l'allochtone de la Sainte-Baume.

Histoire de la déformation (J. Philip et L. Bestani)

La surrection du Bombement Durancien, au Crétacé moyen, est le premier épisode tectonique ayant affecté le massif de la Sainte-Baume. Cet épisode (voir § Bombement Durancien) a produit un soulèvement d'ensemble du massif conduisant à une émersion (formation de bauxites) et une érosion de la couverture (jusqu'au Tithonien) dans la partie nord (la Lare) par rapport à la partie sud où une couverture plus épaisse (jusqu'à l'Aptien ou même jusqu'à l'Albien) a été préservée (fig. 27). Le biseau d'érosion du Crétacé inférieur est actuellement masqué par les couches transgressives du Crétacé supérieur du synclinal du Plan d'Aups.

La tectonique compressive débute au Crétacé terminal (Bégudo-Rognacien). Cet épisode se traduit par un soulèvement de tout ou partie de la partie sud du massif et une subsidence de la partie nord (Plan d'Aups-Villecroze) où se déposent des brèches syntectoniques provenant de l'érosion d'un relief naissant. La sédimentation bréchique se poursuit vraisemblablement au cours du Paléocène (Haute-Huveaune). L'épisode majeur de la compression ayant donné naissance au chevauchement de la Sainte-Baume (fig. 35a) est mal contraint par la stratigraphie. Il a classiquement été rapporté à l'Eocène supérieur (phase pyrénéo-provençale *auct.*), mais il peut tout aussi bien s'être produit dès l'Eocène inférieur. Le raccourcissement qui en résulte implique à la fois le socle et la couverture provençale (Bestani, 2015 ; Bestani *et al*., 2015). La coupe équilibrée (fig. 35b) propose l'existence de bassins paléozoïques hérités et inversés lors de la compression pyrénéo-provençale, dont un à l'aplomb de ce qui deviendra la zone axiale de la chaîne et la zone de décollement de la série normale de la Sainte-Baume au sein de séries triasiques soulevées, sinon déjà exhumées.

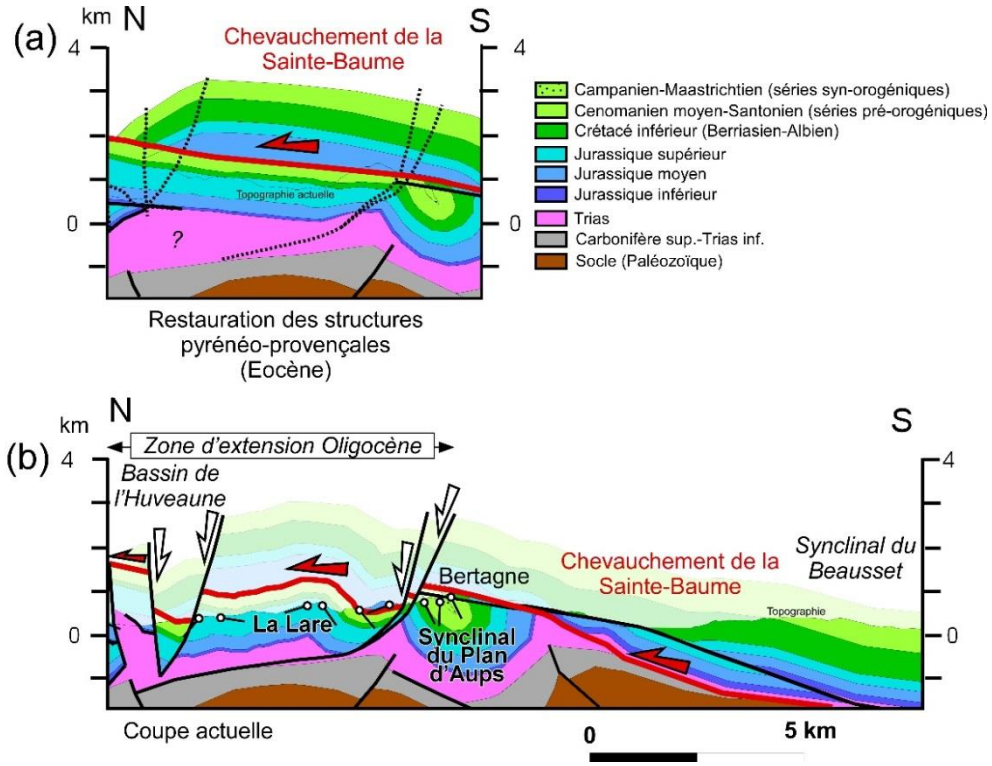


Fig. 35a-b - Coupes équilibrées du massif de la Sainte-Baume (d'après L. Bestani, 2015, modifié)

La série normale, décollée dans le Trias ou l'infra-Lias, correspond typiquement à un chevauchement de rampe homoclinal qui s'est avancé vers le Nord sur une flèche de près de 7,5 km, repoussant devant lui la série inverse. Cette dernière, recoupée par des failles plates (fig. 27) chevauche le synclinal du Plan d'Aups.

La déformation compressive est moins quantifiable dans la partie nord du massif, hormis dans la zone dite de « l'accident du Plan d'Aups » où se révèlent des structures en antiformes (Pics des Corbeaux) tronquées par la nappe de Roqueforcade, et dans la future zone triasique de l'Huveaune. La coupe équilibrée (fig. 35b) propose que les variations de profondeur des structures soient accommodées par des failles de socle extensives, héritées du Paléozoïque et inversées lors de la compression pyrénéo-provençale ayant pu conduire à la remontée (diapirique ?, Bestani *et al*., 2015) du Trias à l'aplomb de ces deux zones.
Au cours de l'Oligocène-Miocène (?), la déformation de la partie nord du massif interviendra par glissement de la couverture autochtone et allochtone sur les niveaux dysharmoniques du Trias mobilisés en profondeur par la tectonique extensive qui caractérise cette période (fig. 35b). La déformation est caractérisée en surface par un ensemble de failles normales découpant les structures compressives pyrénéo-provençales. Cette déformation se traduit par plusieurs phénomènes : découpage et effondrement du chevauchement de la Sainte-Baume (dont les vestiges correspondent aujourd'hui à la nappe de Roqueforcade) le long de l'accident du Plan d'Aups jouant en faille normale listrique ; soulèvement antiforme (assimilé à un roll-over) de la Lare par fluage en profondeur des couches ductiles et évaporitiques du Trias et par réactivation en normal des failles de socle, induisant la formation de structures en grabens (Encauron, Notre-Dame-d'Orgnon) et la réactivation de diapirs (Bestani *et al.*, 2015).

Conclusions (J. Philip)

Les différents travaux effectués dans le cadre de cette 3e édition (cartes, coupes géologiques, coupes équilibrées) rejoignent dans leur ensemble les interprétations du massif de la Sainte-Baume telles qu'elles avaient été formulées antérieurement dans la 2e édition de la feuille.

L'allochtonie des unités de Roqueforcade, de Gémenos et d'Encauron et leur rattachement à la série normale de la Sainte-Baume sont confirmés. La coupe restaurée présentée par L. Bestani *et al*. (2015) donne une flèche d'environ 7,5 km au chevauchement à vergence nord de cette série normale allochtone de la Sainte-Baume.

L'indépendance des écailles de Liquette, de la Piguière, et probablement de Notre-Dame d'Orgnon par rapport au chevauchement de la Sainte-Baume a été établie, ainsi que le rattachement probable de ces unités allochtones au chevauchement de l'Étoile. Il découle de cela l'existence d'une grande zone de décrochement au Nord du massif amenant, lors de la phase majeure de compression, le coulissement de l'unité de l'Étoile par rapport à celle de la Sainte-Baume.

La cartographie détaillée a permis de mettre en lumière l'importance de certains accidents de caractère distensif dans la partie nord du massif. Il s'agit de la faille du Plan d'Aups, responsable de l'affaissement de la nappe de Roqueforcade, et des failles à la périphérie du dôme de la Lare commandant la formation des zones affaissées des Estiennes, d'Encauron et d'Orgnon. L'âge de ces failles est toutefois mal contraint (Oligocène ? Mio-Pliocène ?) en raison de l'absence de tout dépôt à leur contact ou au coeur des structures distensives qu'elles ont créées.

La bande triasique de l'Huveaune (J. Philip)

Longue d'une dizaine de kilomètres entre Pont-de-l'Étoile et Saint-Zacharie et large d'environ trois kilomètres au droit d'Auriol, la bande triasique de l'Huveaune est empruntée par le cours moyen de la rivière éponyme et de ses nombreux ruisseaux affluents. D'altitude moyenne, ne dépassant pas 401 m à son point culminant (Bassan), elle offre l'allure d'une dépression contrastant avec les reliefs du massif de la Sainte-Baume au Sud et ceux des collines d'Auriol et de Saint-Zacharie au Nord.

En opposition aux interprétations allochtonistes de M. Bertrand (1899) et de É. Haug (1914 ; 1915), qui voyaient dans la bande triasique de l'Huveaune la semelle d'une grande nappe de charriage, J. Répelin d'abord (1922) puis G. Corroy (1939) et les auteurs récents (Cornet 1965 ; Aubouin *et al.*, 1966 ; Guieu *et al.*, 1969 ; Arnaud *et al.*, 1990) ont considéré celle-ci comme une unité structurale autochtone. C'est cette interprétation qui a été retenue dans la 3^{e} édition de la feuille Marseille-Aubagne à 1/50 000.

Structure de la bande triasique

On peut y distinguer cinq unités (fig. 30) :

– l'unité triasique proprement dite, caractérisée par le Muschelkalk (formant des collines arrondies ou des crêtes allongées) et le Keuper, déterminant entre ces reliefs des dépressions cultivées. Cette configuration particulière a amené É. Haug (1914) à employer le terme de style « pustuleux » pour caractériser la structure de la bande triasique ;

– l'unité des Lagets, considérée par les auteurs récents comme la couverture autochtone jurassique du Trias et présente seulement sur la bordure SE de la bande triasique, en contact avec le Crétacé supérieur du synclinal d'Encauron ;

– l'unité de la Mouère, prolongement vers l'Est de l'unité des Lagets et également formée de terrains jurassiques ;

– une quatrième unité, distinguée pour la première fois ici, est constituée de terrains du Crétacé supérieur continental (Valdo-Fuvélien et Bégudo-Rognacien), reposant sur le Trias en plusieurs endroits ;

– enfin une cinquième unité est représentée par des klippes ou des écailles de terrains jurassiques et crétacés inférieurs, appartenant à la série allochtone de l'Étoile, charriés sur la bande triasique, ou en contact avec elle.

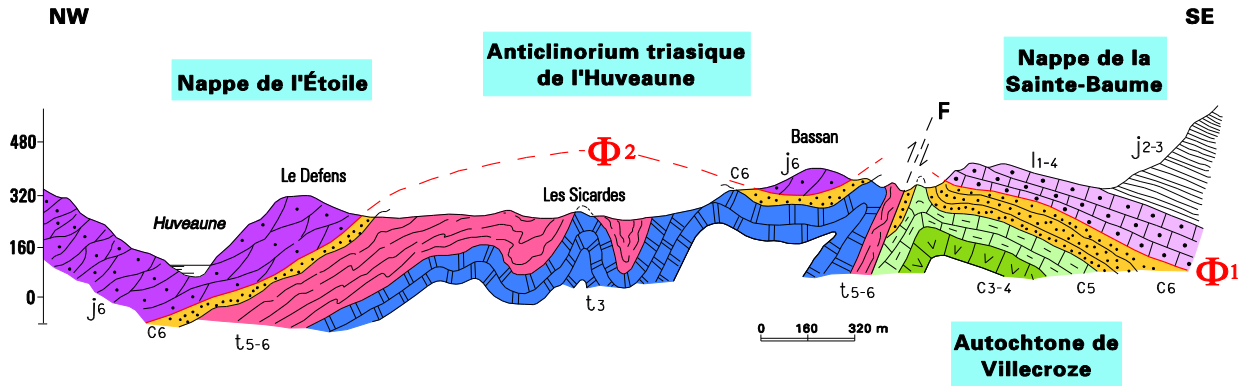


Fig. 36 - Coupe tranversale dans la bande triasique de l'Huveaune, entre Villecroze et Roquevaire (inédit, J. Philip)

t3 - Muschelkalk ; t-5-6 - Keuper ; l1-4 - Lias ; J2-3 - Bajocien-Bathonien ; J6 - Jurassique supérieur ; c3-4 - Santonien ; c5 - Valdo-Fuvélien ; c6 - Bégudo-Rognacien. Φ_1 - chevauchement de l'allochtone de la Sainte-Baume (unité de Gémenos) ; Φ_2 - chevauchement de l'allochtone de l'Étoile (unité de Pierresca).

L'unité triasique proprement dite

Elle se comporte comme un anticlinorium dissymétrique, d'axe SW-NE, déversé au SE (fig. 36). Cet anticlinorium s'abaisse axialement : au SW sous l'Oligocène discordant de Pont-de-l'Étoile, au NE sous le Jurassique de l'unité de la Mouère. Plusieurs branches anticlinales et synclinales de même orientation le constituent, chacune d'entre elles étant constituée respectivement par le Muschelkalk et le Keuper (fig. 30). Nous les décrirons du NW vers le SE.

La première branche (synclinale), assure la retombée NW de l'anticlinorium. Elle correspond à un large affleurement de Keuper s'étendant entre Roquevaire et le quartier des Adrets, à l'Est d'Auriol. C'est dans cette branche que sont localisées la plupart des exploitations de gypse, du fait de l'épaisseur parfois très grande (250 m reconnus par forage à Pont-de-Joux) prise par ce dernier. Cette épaisseur est sans doute augmentée par les plissements et redoublements de série qui affectent le Keuper au contact des écailles allochtones qui le recouvrent. La branche anticlinale qui lui succède est formée d'une succession de dômes de Muschelkalk discontinus et sensiblement alignés suivant un axe Roquevaire – Saint-Francet. Ces dômes affectent la forme de voûtes brachyanticlinales de faibles dimensions (Bellevue, Auzières) ou de lames isoclinales (les Sicardes). Les bancs calcaires et dolomitiques du Muschelkalk sont fréquemment affectés de cisaillements et de troncatures.

Une deuxième branche anticlinale (également formée d'une succession de dômes discontinus de Muschelkalk), séparée de la précédente par un étroit synclinal de Keuper, s'étend entre le Thouron au SW, et le ruisseau de Vède au NE, où elle s'ennoie périclinalement. Le flanc SE de l'anticlinal, à pendage sub-vertical, voire déversé ou chevauchant, supporte une bande de Keuper gypsifère en contact anormal avec le Valdo-Fuvélien du synclinal crétacé supérieur de Villecroze ou normal (à l'Est du ruisseau de Vède) avec l'unité des Lagets.

La troisième branche anticlinale est celle qui constitue le soubassement des unités jurassiques des Lagets et de la Mouère. Elle est constituée d'un noyau de Muschelkalk entouré du Keuper. Ce noyau anticlinal montre deux fermetures périclinales : l'une à l'Ouest, au niveau du ruisseau de la Gastaude, l'autre à l'Est, dans le quartier du Moulin Blanc au Sud de Saint-Zacharie.

La couverture jurassique de la bande triasique : unité des Lagets-Menpenti

Les auteurs (Aubouin *et al.*, 1966 ; Guieu, 1968) ont admis la solidarité de la bande triasique avec l'unité jurassique des Lagets-Menpenti (fig. 30), celle-ci étant ainsi interprétée comme la couverture normale de la bande triasique de l'Huveaune. Les levés pour la 3e édition de la feuille ont confirmé cette manière de

voir, tout en soulignant les particularités stratigraphiques et structurales de la couverture jurassique par comparaison avec l'autochtone de la Sainte-Baume (massif de la Lare notamment).

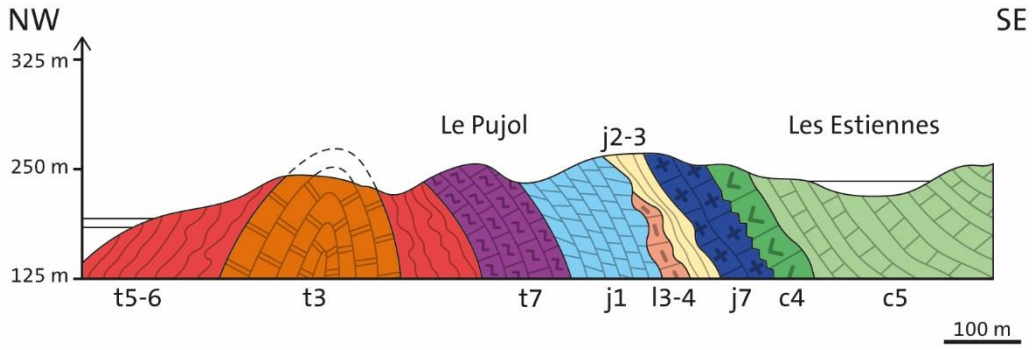


Fig. 37 - Coupe géologique dans la partie SE de la bande triasique de l'Huveaune (collines des Lagets). (inédit J. Philip)

t3 - Muschelkalk ; t5-6 - Keuper ; t7 - Rhétien ; j^1 - Hettangien ; l3-4 - Lias moyen à supérieur ; J2-3 - Bajocien-Bathonien ; j^7 - Jurassique supérieur ; c4 - Santonien ; c5 - Valdo-Fuvélien.

L'unité des Lagets-Menpenti *sensu stricto* s'étend sur 1,5 km entre le ruisseau de Véde à l'Ouest et le ruisseau de la Gastaude à l'Est. C'est au SW (secteur de Pujol) que la série est la plus complète (fig. 37). Du Nord au Sud on trouve en succession normale : le Keuper, puis le Rhétien, l'Hettangien, le Dogger et le Jurassique supérieur. Ce dernier (fréquemment affecté de cisaillements) est en contact stratigraphique (les Estiennes) ou faillé (les Lagets) avec le Santonien du synclinal d'Encauron. On note un fort étirement du Rhétien et de l'Hettangien, une réduction du Lias moyen et supérieur, du Dogger, et du Jurassique supérieur dont les épaisseurs respectives n'excèdent pas une vingtaine de mètres. L'ensemble de la série est redressé, voire déversé, vers le SE (les Estiennes).

Au droit du ruisseau de Vède, l'unité des Lagets s'amincit brusquement. Sa terminaison périclinale est caractérisée par une suppression complète du Lias moyen et supérieur et du Dogger (sans doute tectoniquement étirés) alors que le Jurassique supérieur, lui même très réduit, ou étiré, est mis en contact anormal avec l'Hettangien renversé sur le Crétacé supérieur du synclinal d'Encauron. En rive gauche du ruisseau, le Keuper vient au contact des calcaires du Jurassique supérieur constituant le soubassement du synclinal crétacé supérieur d'Encauron.

À l'Est des Lagets, le dispositif stratigraphique et structural se modifie notablement. Un accident important (N80) supprime le Jurassique supérieur et le Santonien, et met en contact le Dogger avec le Valdo-Fuvélien du synclinal d'Encauron. Sur la rive gauche du ruisseau de la Gastaude, la série est très incomplète : au-dessus du Muschelkalk, en voûte brachyanticlinale, se place le Keuper et, directement en contact anormal avec celui-ci, le Dogger étiré et affecté de cisaillements.

La signification structurale de la « lame » calcaire (d'âge jurassique supérieur : Callovo-Oxfordien à Tithonien ?) qui arme les collines 340 et 351 du secteur de Menpenti (fig. 31) est sujette à discussion. Cette « lame » a été interprétée par les auteurs récents comme en superposition stratigraphique normale au-dessus du Dogger des collines des Lagets, bien que le contact entre les deux soit fortement dysharmonique. Plongeant au Nord, la « lame » calcaire vient en contact anormal avec le Keuper, et se redresse à son contact (fig. 31). Elle semble donc avoir été conservée dans une structure synforme dont on ne retrouve pasl'existence en-dehors du secteur de Menpenti – les Lagets. Si, en dépit de la dysharmonie observée, cette « lame » calcaire se place en superposition normale du Dogger, elle pourrait alors représenter l'équivalent de la série jurassique supérieure de la Mouère, mais ici très étirée. Il pourrait également s'agir d'une klippe isolée, témoin avancé de l'unité allochtone d'Encauron, après étirement et suppression du Lias

et du Dogger de cette unité. Cette deuxième interprétation n'est évidemment pas sans conséquence pour la compréhension structurale de ce secteur complexe. Elle signifierait la mise au jour de l'unité des Lagets avant la mise en place de la « lame calcaire » jurassique. Cette hypothèse est d'ailleurs renforcée par la présence, à l'Est de Menpenti, de deux minuscules klippes d'Hettangien et de Lias-Jurassique supérieur, se rattachant à l'allochtone d'Encauron, reposant sur le Dogger de l'unité des Lagets.

À l'Est du ruisseau de la Gastaude, ne subsistent que des éléments étirés et redressés de l'unité des Lagets-Menpenti *sensu lato* (réduit au Dogger et au Tithonien), en contact anormal avec le Trias. Le Jurassique supérieur est lui même en contact faillé avec (ou en contact chevauchant sur) le synclinal crétacé supérieur d'Encauron. Lorsqu'il existe, (source de Nayes, Sud du Château de Montvert, cote 373,3), ce chevauchement d'amplitude modeste (quelques mètres à la source de Nayes) s'effectue par un dispositif de troncature basale affectant les calcaires du Jurassique supérieur.

Dans le quartier de Jausserand, la terminaison de l'unité des Lagets-Menpenti se complète par le Dogger, le Lias moyen-supérieur et l'Hettangien. Elle constitue, au-dessus du Trias, une voûte anticlinale couronnée par le Jurassique supérieur de l'unité de la Mouère sous laquelle elle s'ennoie périclinalement.

En résumé, si l'unité des Lagets-Menpenti représente bien la couverture de la troisième branche anticlinale du Trias de l'Huveaune, elle témoigne cependant, par rapport aux secteurs voisins, d'une faible épaisseur relative de la série jurassique résultant, à la fois d'une réduction stratigraphique, mais également d'un fort étirement tectonique.

Unité de la Mouère (fig. 30)

L'unité de la Mouère, prolongeant à l'Est les collines des Lagets-Menpenti, s'étend de la D480, au Sud de Saint-Zacharie, jusqu'à la vallée de l'Huveaune puis, au-delà, dans la région de Nans, où elle est encore représentée. L'unité de la Mouère apparaît comme un brachyanticlinal à coeur d'Hettangien et flancs formés par le Lias, le Dogger et le Jurassique supérieur (Callovo-Oxfordien très développé et Kimméridgien). Le pli est déversé au Sud et en contact par faille inverse avec le Crétacé supérieur ou le Tithonien du flanc nord de la Lare (fig. 38). Le cœur de l'anticlinal apparaît de façon très spectaculaire dans une boutonnière creusée dans les marno-calcaires du Dogger, au Sud de Jausserand. Au Nord de Jausserand, se dessine une ondulation synforme faillée, à cœur de Jurassique supérieur, elle même chevauchée vers le Sud par une duplicature d'Hettangien décollé sur le Keuper (la Castillonne). Ce dernier, moulant le Muschelkalk s'abaisse axialement vers l'Est et disparaît sous le flanc nord de l'unité de la Mouère où il s'enfonce. Les calcaires mudstones du Callovo-Oxfordien, constituant le plateau de la Mouère à l'Est de la D480, sont fortement disloqués et en contact dysharmonique avec le Dogger sous-jacent. À l'Est (Ubac du Mourre), la série se complète par le Kimméridgien et le Tithonien inférieur.

Dans la vallée de l'Huveaune une faible ondulation anticlinale fait à nouveau affleurer une petite boutonnière de Dogger.

L'accident majeur qui limite au Sud l'unité de la Mouère, effondre le petit bassin santonien de Notre-Dame d'Orgnon supportant la klippe du Rocher d'Orgnon (cf *supra*). Mais cet accident semble avoir également joué comme un décrochement dextre le long duquel sont conservés des lambeaux très étirés de Santonien (L'Enclos).

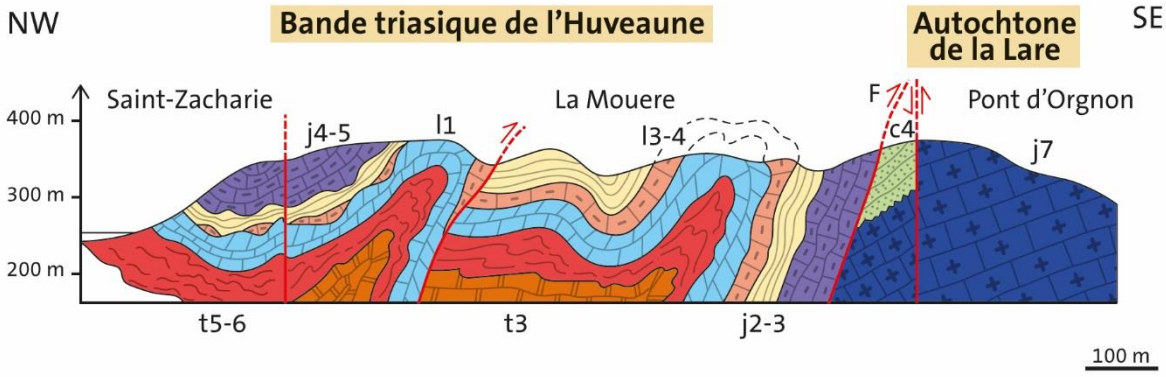


Fig. 38 - Coupe géologique à travers la partie NE de la « bande triasique de l'Huveaune » (unité de la Mouère) (J. Philip)

t3 - Muschelkalk ; t5-6 - Keuper ; l^1 - Hettangien ; l3-4 - Lias moyen-sup. ; j2-3 - Bajocien-Bathonien ; j 4-5 - Callovien ; j7 - Tithonien ; c4 - Santonien.

En résumé, l'unité de la Mouère apparaît, à l'instar des collines des Lagets-Menpenti, comme la couverture de la branche méridionale de l'anticlinorium triasique de l'Huveaune. Cette branche s'y enracine axialement. Comme les collines des Lagets-Menpenti auxquelles elle s'apparente, l'unité de la Mouère présente, comparativement à l'autochtone de la Lare, dont elle est séparée par une faille inverse, une série jurassique stratigraphiquement réduite et tectoniquement étirée.

Les recouvrements de Crétacé supérieur continental

Le Trias est recouvert par le Crétacé supérieur continental en différents secteurs (fig. 30) : à l'Ouest (Platrières de Roquevaire et la Rouveirolle), par le Fuvélien épais d'une dizaine de mètres, au Sud (Bassan), puis au Nord (la Bardeline, la Douronne, le Défens d'Auriol et Pont-de-Joux), par les argiles rouges et poudingues du Rognacien. D'une manière générale, la stratification de ces terrains est très bouleversée. En aucun endroit, on n'a pu mettre en évidence un contact stratigraphique entre les différents termes du Crétacé supérieur continental et le Trias sous-jacent. Dans tous les cas, le Crétacé supérieur continental est à son tour recouvert par des klippes de Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur issues du chevauchement de l'unité de l'Étoile et sous lesquelles il a été conservé. L'interposition de Crétacé supérieur continental entre le Trias de l'Huveaune et l'allochtone de l'Étoile peut faire l'objet de deux interprétations : 1) il s'agit soit de dépôts autochtones, témoignant d'une sédimentation continentale au-dessus du Trias de l'Huveaune à la fin du Crétacé, 2) soit de lambeaux de recouvrements entraînés sous le chevauchement de l'Étoile lors de la mise en place de celui-ci. Dans les deux cas, la présence de ces affleurements de Crétacé supérieur indique une mise au jour précoce du Trias de l'Huveaune, antérieure en tout cas au chevauchement de l'allochtone de l'Étoile.

Les recouvrements d'unités allochtones

À l'Ouest et au Nord, le recouvrement tectonique de la bande triasique est assuré par le charriage de la série normale de l'Étoile (à laquelle appartiennent les collines d'Auriol ; Aubouin et Chorowicz, 1965 ; Guieu, 1968) formée par une puissante épaisseur de Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur (fig. 30 et 36). Il est à noter que le Crétacé supérieur continental s'interpose en de nombreux endroits (comme indiqué ci-dessus) entre le Trias et les terrains charriés et que le caractère incompétent des terrains à dominante argileuse ou marneuse qui le constituent ont pu faciliter l'avancée de l'allochtone.

À signaler l'existence d'écailles incartographiables très broyées, de calcaires gréso-glauconieux à débris d'échinodermes, à cachet albien, au front de l'allochtone (Pont-de-l'Étoile, Pont-de-Joux; Fabre et al., 1975). Des lentilles de brèches à éléments calcaires jurassiques et crétacés inférieurs, quartz et silex,

s'intercalent profondément dans les gypses du Keuper de Pont-de-Joux avec lesquels ils sont plissés. Les éléments de ces lentilles proviennent très vraisemblablement des terrains allochtones sus-jacents, par remaniement de ceux-ci au cours de leur mise en place épiglyptique sur le Keuper de l'Huveaune.

Au SE, la bande triasique est recouverte par la **klippe de Bassan** (fig. 30 et 36). Celle-ci est formée de dolomies du Jurassique supérieur (Kimméridgien) affectées de nombreux plans de cisaillements reposant sur les argilites rouges et poudingues du Rognacien, lui même reposant sur le Muschelkalk de la branche anticlinale triasique de la Gardy. Contrairement à l'interprétation de G. Guieu (1968), qui faisait intervenir des failles importantes pour expliquer ce dispositif, nous pensons que la klippe jurassique et son substratum rognacien sont conservés dans un repli synforme du soubassement triasique, postérieur au charriage de l'allochtone. De par sa constitution stratigraphique, on peut considérer la klippe de Bassan comme se rattachant à l'allochtone de l'Étoile.

Le brachyanticlinal triasique des Baraques

Bien qu'actuellement en affleurement isolé, le dôme triasique des Baraques de Pont-de-l'Étoile (fig. 39) semble devoir être rattaché à la bande triasique de l'Huveaune dont il n'est séparé que par un étroit pédoncule alluvial. Le dôme triasique des Baraques apparaît comme un brachyanticlinal à noyau de Muschelkalk et enveloppe de Keuper en contact anormal avec le Callovo-Oxfordien, très étiré, qui en assure la couverture. Il y a suppression du Lias et du Dogger, tandis que le *Rupélien* (Calcaires des Camoins) est redressé, voire renversé, au contact du Trias sur le flanc SW du brachyanticlinal. On peut ici raisonnablement envisager une exhumation (diapirique ?) du Trias postérieurement à la Formation des calcaires de Camoins. Le scellement de la structure est assuré par les grès et poudingues du *Chattien supérieur* demeurés sensiblement horizontaux.

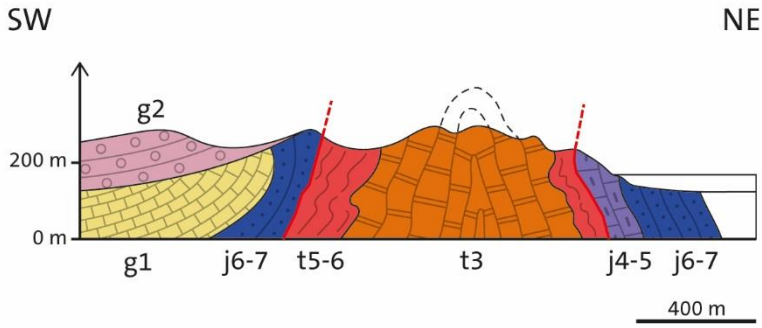


Fig. 39 - Coupe géologique dans le dôme triasique situé à l'Ouest de Pont-de-l'Étoile (Les Baraques) (J. Philip)

t3 - Muschelkalk ; t5-6 - Keuper ; j4 - Callovien ; j6-7 - Jurassique supérieur ; g1 - Rupélien ; g2 - Chattien ; Fz Alluvions récentes.

Tectogenèse de la bande triasique de l'Huveaune (J. Philip)

Introduction

Diverses hypothèses ont été formulées pour expliquer la structure et le mode de mise en place de la bande triasique de l'Huveaune. Il convient d'abord d'écarter l'hypothèse allochtoniste généralisée (Bertrand, 1899 ; Haug, 1914), qui se trouve infirmée par l'existence, sur la branche méridionale de la bande triasique, d'une couverture jurassique, elle même recouverte en transgression par le Santonien autochtone du synclinal d'Encauron.

Restent ainsi en présence : 1) soit l'hypothèse d'une allochtonie partielle (déjà envisagée par certains auteurs, mais sans plus de précision (*e.g.* Guieu et Rousset, 1979), 2) soit l'hypothèse d'une autochtonie complète de la bande triasique par homologie avec la branche méridionale. C'est, rappelons-le, la solution retenue par la plupart des auteurs récents.

L'allochtonie partielle est contredite par le style structural des autres branches de la bande triasique, strictement homologues de celui de la branche méridionale. Contredite également par la présence de Crétacé supérieur continental interposé entre la retombée nord de la bande triasique et le chevauchement de l'Étoile (Fabre *et al.* 1975) qui montre la totale indépendance du Trias de l'Huveaune par rapport à ce chevauchement.

L'autochtonie complète stipule toutefois qu'il s'agit, dans ce cas, d'une autochtonie relative (*i.e.* par rapport aux unités voisines), étant entendu, qu'à l'instar des autres bandes triasiques de la Provence (Philip, 2012), une surface de décollement de la couverture peut exister dans les cargneules et gypses (ici non affleurants) du Muschelkalk inférieur et moyen.

On est ainsi conduit à étendre l'interprétation d'autochtonie relative à l'ensemble de la bande triasique, ce qui ne signifie pas pour autant qu'il n'existe pas, au sein de celle-ci, des contacts anormaux importants. Deux d'entre eux, au moins, sont à souligner. Le premier sépare la branche de la Gardy du synclinal d'Encauron ; il affecte l'allure d'une faille inverse, amenant le flanc SE de la branche de la Gardy à se déverser, voire à chevaucher localement (Malesabeilles) le synclinal d'Encauron (fig. 30). Le second met en contact anormal le Keuper de la retombée SE de la branche de la Gastaude, avec le Jurassique supérieur des collines du Château de Montvert.

Étapes de la tectogenèse

L'autochtonie relative de la bande triasique ainsi admise, il reste à envisager les modalités de son évolution paléogéographique, de son soulèvement et de son exhumation.

Au Jurassique et au Crétacé inférieur

L'extrême réduction stratigraphique du Lias moyen et supérieur, du Dogger et du Jurassique supérieur dans l'unité des Lagets-Menpenti (même si elle peut être en partie imputable à des étirements tectoniques), laisse supposer toutefois que, durant toute cette période, la zone triasique de l'Huveaune ait pu jouer le rôle de zone haute, sans toutefois subir d'émersion.

La lacune complète du Crétacé inférieur conduit à penser que la zone du Trias de l'Huveaune a subi, comme la plus grande partie de la Basse-Provence, les effets de l'émersion et de l'érosion au Crétacé moyen (Bombement Durancien). L'érosion a pu décaper le Crétacé inférieur que l'on peut supposer en outre (par comparaison avec le Jurassique supérieur), avoir été relativement peu épais. La couverture jurassique ainsi mise au jour, n'a été transgressée qu'au Santonien.

Au Crétacé supérieur

Le Trias était-il exhumé au Valdo-Fuvélien ? C'est l'hypothèse émise par M. Arnaud *et al.* (1990). Ces auteurs se sont fondés sur l'existence de marnes noires, en remplissage de cavités creusées dans les gypses du Keuper de Roquevaire et datées du Valdo-Fuvélien par une faunule de gastéropodes et des pollens. Ces marnes renferment cependant aussi des éléments d'âge plus ancien : foraminifères du Santonien, pollens d'âge triasique, ainsi que des galets d'âge non précisé, qui laissent suspecter une infiltration secondaire (après remaniement), de ces marnes et des éléments qu'elles renferment, dans les cavités de dissolution du gypse du Keuper, aprés remobilisation de la couverture mésozoïque. L'hypothèse de M. Arnaud *et al.* 1990 est toutefois étayée par la présence du Valdo-Fuvélien sur le Trias au Sud de Roquevaire (Les Plâtrières) et à Pont-de-l'Étoile, bien qu'on ne puisse pas exclure l'entraînement de lambeaux de Valdo-Fuvélien sous le chevauchement de l'Étoile (Fabre *et al.*, 1975).

Des observations comparables peuvent être faites pour la série rognacienne, dont l'organisation parfois chaotique, laisse suspecter un décollement au-dessus du Trias par le charriage de l'allochtone. Cependant, compte tenu de la présence de quartz bipyramidés dans certaines assises du Rognacien (Bassan, la Gardy), on peut supposer qu'à cette époque, le Trias pouvait alimenter la sédimentation détritique, ce qui impliquerait un début de dénudation partielle de celui-ci.

Un soulèvement de la bande triasique au Bégudien peut être ainsi envisagé, ce qui expliquerait par ailleurs l'extrême réduction d'épaisseur de cet étage (voire son absence) dans les synclinaux de Villecroze et d'Encauron. Rappelons qu'une phase de plissement a affecté l'extrémité orientale du synclinal de l'Arc à la fin du Fuvélien entraînant une discordance entre cet étage et la série bégudo-rognacienne sus-jacente (Durand et Mennessier 1964).

Il n'y a donc pas de preuve contraignante d'une dénudation précoce de la bande triasique au Crétacé supérieur, mais des présomptions existent pour un début d'exhumation du Trias au Bégudo-Rognacien.

À l'Éocène

Comme l'ont déjà souligné J. Fabre *et al.* (1975), le Trias était débarrassé (au moins en grande partie) de sa couverture jurassique lors de la mise en place de l'allochtone de l'Étoile. L'âge de la mise en place de ce dernier se situe dans une fourchette stratigraphique comprise entre le Rognacien, qu'il chevauche, et le *Rupélien* qui le recouvre. L'érosion de la couverture du Trias de l'Huveaune a donc pu se poursuivre au début du Tertiaire.

On ne peut écarter toutefois l'hypothèse émise par G. Guieu (1968) que l'exhumation du Trias de l'Huveaune soit due à une déchirure de la couverture lors de la mise en place des chevauchements pendant la phase pyrénéo-provençale. Nous avons vu plus haut que, lorsqu'elle a été conservée (unité des Lagets-Menpenti, unité de la Mouère), la couverture témoigne effectivement d'importants étirements tectoniques laissant soupçonner un décollement au-dessus du Trias.

Dans cette optique, la dénudation du Trias pourrait résulter, partiellement, d'un déplacement vers le NE des unités des Lagets-Menpenti, de la Mouère et de l'Aurélien. Ce mouvement de translation aurait pu être accommodé, au SE, par l'accident qui sépare la Bande triasique et l'unité de la Mouère du synclinal crétacé supérieur d'Encauron, et du flanc nord du dôme de la Lare ; accident qui montre en certains secteurs (Les Lagets, La Mouère) des indices de décrochement dextre. Il est plus difficile d'envisager une telle dénudation structurale pour la partie SW de la bande triasique, à moins d'admettre que la série allochtone de Bassan-Baou Rouge, dans le massif de la Sainte-Baume, représentait initialement la couverture du Trias de l'Huveaune, ce qui reste à démontrer.

À l'Éocène supérieur, la zone triasique de l'Huveaune, intégrée à l'avant-pays autochtone provençal (Bassin de l'Arc-Lare – Synclinal du Plan d'Aups), est largement recouverte par le charriage épiglyptique de l'allochtone de l'Étoile, dont témoignent les collines d'Auriol, les klippes de Bassan, de Liquette et vraisemblablement d'Orgnon. Compte tenu de son évolution morphotectonique, il est possible que la bande triasique de l'Huveaune ait constitué une zone déprimée sur laquelle aurait pu préférentiellement s'avancer l'allochtone de l'Étoile. Au contact de la masse charriée, les terrains de l'autochtone ont subi un étirement intense qui s'est traduit, suivant la lithologie des terrains affectés, par des plissements, des décollements de couches ou des cisaillements. L'unité des Lagets-Menpenti et celle de la Mouère représentent les exemples les plus représentatifs de cet ensemble de déformations.

À l'Oligocène et au Miocène

L'évolution de la bande triasique de l'Huveaune au cours de l'Oligocène demeure conjecturale. Cependant, au Nord de Pont de l'Étoile (le Caou, le Cabrol, Malesabeilles), les grès grossiers et poudingues (à galets calcaires de Trias, de Jurassique et de Crétacé, galets de quartzites et dragées de quartz) de la base du

Rupélien, reposent en discordance angulaire sur le Muschelkalk. Ce fait conduit à penser que les dépôts du *Rupélien* étaient plus étendus et qu'ils auraient pu subir une érosion à la suite d'un exhaussement de la Bande triasique, soit au cours (ou à la fin) de l'Oligocène, soit au Miocène.

Le soulèvement de la bande triasique de l'Huveaune à l'Oligocène a été envisagé par C. Cornet (1966). Cet auteur a admis ce soulèvement comme contemporain de celui du horst d'Allauch. Il faut cependant noter que, contrairement à l'interprétation de C. Cornet, il n'existe pas d'accident majeur entre l'Oligocène et le Trias de l'Huveaune, comme cela existe en bordure du horst d'Allauch. En fait, l'accident qui sépare la bande triasique du synclinal crétacé supérieur d'Encauron (qui aurait pu, selon C. Cornet, accommoder au Sud le mouvement d'exhaussement) n'est pas une faille verticale, mais un contact sinueux de faille inverse à tendance chevauchante. Si, comme l'a supposé C. Cornet, cet accident a joué en faille normale à l'Oligocène, il faut alors admettre une inversion tectonique post-oligocène de cet accident sous l'effet d'une compression.

Nous avançons ainsi l'idée que la structure actuelle de la bande triasique de l'Huveaune résulte de mouvements de compression NW-SE, ayant généré le soulèvement (diapirique ?), les déformations en antiformes, synformes ou brachyanticlinaux extrusifs, les écaillages, et le déversement, voire le chevauchement, de l'ensemble de la Bande triasique et de sa couverture jurassique sur le synclinal crétacé supérieur de Villecroze-Encauron.

On sait que des directions de compression ont été mesurées en Provence (Nury et Raynaud 1986 ; Hippolyte *et al.* 1990, 1991) et datées du Miocène. D'autre part, les petits bassins oligocènes rupéliens (la Destrousse, le Martrait, Sauveclare, les Tourraques, Saint-Zacharie), situés immédiatement au Nord de la bande triasique de l'Huveaune, sont intensément plissés.

La compression langhienne à N165 pourrait bien être la dernière phase tectonique ayant affecté la bande triasique de l'Huveaune et ayant conduit à la structure anticlinoriale que l'on peut observer actuellement, mais on ne peut pas exclure totalement des mouvements intra-oligocènes que semblent accréditer la discordance des conglomérats du *Chattien* sur les calcaires du *Rupélien*, renversés au contact du Trias des Baraques près de Pont-de-l'Étoile (fig. 39).

Conclusion

L'histoire paléogéographique de la bande triasique de l'Huveaune confirme son autochtonie relative, mais souligne aussi la pérennité de cette unité structurale en tant que zone haute depuis le Lias moyen. Bien que non affleurant, la proximité sous le Trias du toit du tégument permo-triasique sous-jacent doit être postulée ainsi que le rôle de horst qu'aurait pu jouer ce bâti dans l'évolution paléogéographique et structurale de ce secteur de la Provence depuis le Lias. Quant à l'accident majeur qui délimite au Sud la bande triasique de l'Huveaune, il pourrait être l'expression d'un cisaillement profond du socle (Guillemot *et al*., 1973) susceptible d'expliquer l'interruption brutale et le coulissement apparent des structures chevauchantes de l'Étoile, de la Sainte-Baume (et de l'Olympe-Aurélien) le long de ce linéament.

Le massif d'Allauch (J. Philip, C. Guyonnet-Benaize)

Introduction (J. Philip)

Depuis M. Bertrand (1891), qui en a donné la première description structurale, le massif d'Allauch a fait l'objet de trois importantes monographies : celle d'É. Haug (1930), celle de J. Aubouin et J. Chorowicz (1965) et enfin celle de G. Guieu (1968).

Ces différents travaux se sont accordés pour distinguer, dans le massif d'Allauch, quatre grandes unités (fig. 40) :

– un ensemble autochtone *(aire centrale)*, non plissé, affecté de nombreux accidents ;

– un ensemble allochtone (*bordures plissées*) comprenant : 1) une *série triasique et liasique* chevauchant l'aire centrale ; 2) une *série normale* (Jurassique et Crétacé) ;

– une *série renversée* ;

– des *écailles de terrains crétacés* (*Unité du bec Cornu, Unité du Garlaban*) s'intercalant entre l'aire centrale (ou parfois la série renversée) et la série triasique-liasique.

Les contours et les âges du Crétacé supérieur de l'aire centrale ont été révisés par J. Philip. La bordure plissée sud entre Allauch et Ruissatel n'a pas fait l'objet de révision cartographique ; les contours de la 2e édition y ont été reportés avec toutefois des ajustements stratigraphiques concernant le Crétacé inférieur et le Jurassique supérieur. Une révision complète de la bordure plissée à l'Est du massif, de Ruissatel à la Rouvière, ainsi que de la terminaison de la série renversée à l'Ouest d'Allauch, a été effectuée par J. Philip.

L'Aire centrale (autochtone) (J. Philip, C. Guyonnet-Benaize)

L'aire centrale du massif d'Allauch (fig. 40) se présente comme une entité géographique de forme triangulaire dont la série stratigraphique s'étend du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur. Cette unité, autochtone, apparaît comme un horst relevé au NE, basculé au SW, et faillé ou flexuré sur ses bordures.

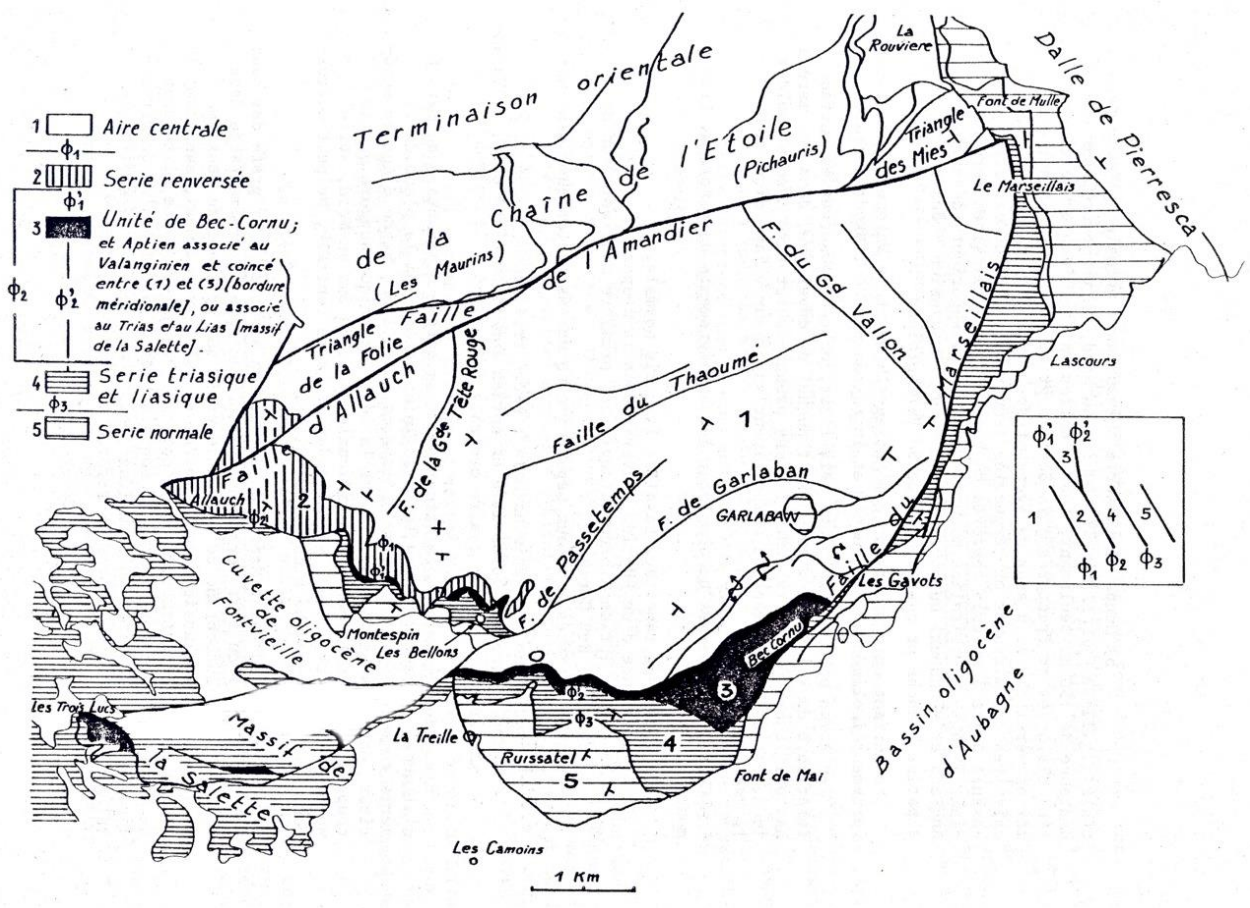


Fig. 40 - Schéma structural du massif d'Allauch (d'après G. Guieu, 1968, modifié)

Au NW, la faille normale d'Allauch-l'Amandier effondre les compartiments des Mies et de la Folie où est conservée la couverture sénonienne initiale de l'autochtone (actuellement érodée sur le horst), supportant à son tour l'allochtone de l'Étoile (les Mies), ou la série renversée d'Allauch (la Folie). Au NE du village

d'Allauch (le Clau), la faille éponyme est dédoublée et sa branche NW est injectée de Trias (dolomies, cargneules et argilites).

La faille de l'Amandier, effondrant à son tour la nappe de l'Étoile (dalle des Maurins), est jalonnée par un mince filet de Keuper dont la signification a été discutée par les auteurs (semelle de l'allochtone de l'Étoile *vs* injection diapirique).

À l'Est, la faille-flexure du Marseillais effondre la série normale de l'allochtone d'Allauch. La couverture santonienne affaissée de l'autochtone, sur laquelle repose la nappe, n'apparaît au pied de la flexure du Marseillais que dans la partie nord du massif (Col du Marseillais). Entre le village d'Allauch et les Bellons, l'autochtone s'enfonce sous la série renversée de la bordure sud du massif.

Le massif autochtone est affecté d'un réseau très dense de failles (Guieu 1968). Deux directions principales peuvent être observées. La première, NW-SE, affecte la partie nord du horst d'Allauch. Les failles affaissent vers le NE les assises par paliers successifs avec un rejet maximum au Nord. La plus importante (« faille du grand Vallon ») met en contact le Valanginien avec le Turonien supérieur. Les autres failles découpant l'éperon NE du massif ont des rejets minimes. Toutes ces failles s'arrêtent contre les failles bordières et leur sont donc antérieures. La seconde direction, sensiblement NE-SW, caractérise les failles de la région centrale de l'autochtone. La « faille du Thaoumé », dont le rejet est d'environ 100 m, affaisse au Nord les terrains du Crétacé supérieur.
La « faille de Passetemps » affecte à la fois l'aire centrale, l'allochtone de la bordure méridionale, les terrains oligocènes de Martelleine et cette faille se poursuit dans le massif de la Salette, jusqu'aux Trois-Lucs. Tout au long de son trajet, elle effondre le compartiment nord du dispositif structural d'Allauch et de la Salette. Dans le secteur des Bellons, la faille est injectée d'argiles rouges du Keuper (J. Philip, inédit). La faille de Passetemps apparaît comme un trait majeur dans le dispositif structural d'Allauch, dont le jeu distensif (post-Oligocène) semble prouvé par l'injection de Trias diapirique. Son éventuel jeu décrochant a fait l'objet de discussions (Guieu, 1968).

Au bas du vallon de Passetemps, la faille éponyme présente une digitation : la branche ouest, rectiligne et verticale, se perd dans le Valanginien du Plan de l'Aigle. La branche orientale, ou « de Garlaban », s'en écarte rapidement et présente trois tronçons successifs : SW-NE, puis NE, puis SW-NE. Cette faille sépare deux secteurs de l'aire centrale à comportements tectoniques différents : 1) au Nord, les assises sont relativement peu déformées ; 2) au Sud, des plissements affectent les terrains de l'autochtone.

Au Crétacé moyen, le bloc autochtone central appartenait à la bordure sud du Bombement Durancien (cf. *supra* § « Évolution des bassins du Crétacé supérieur »). Durant cette période, l'évolution tectonique du bloc central a été marquée par un basculement (*tilting*) vers le Sud (fig. 41) et une émersion, génératrice des gisements de bauxite, qui le caractérisent. Il est probable qu'une partie des accidents décrits plus haut ait pris naissance durant cet épisode tectonique.

Les unités allochtones (J. Philip)

Les unités allochtones sont formées d'une série triasique et liasique plissée pour son propre compte et généralement très étirée, et d'une série normale (Dogger à Crétacé supérieur) de constitution et d'épaisseur variables suivant les secteurs.

La Bordure sud (fig. 42, coupes 1 à 10)

L'ensemble allochtone prend son maximum de développement dans le massif de Ruissatel au SE d'Allauch, secteur à partir duquel on peut suivre ses variations de structure vers l'Ouest et vers le NE.

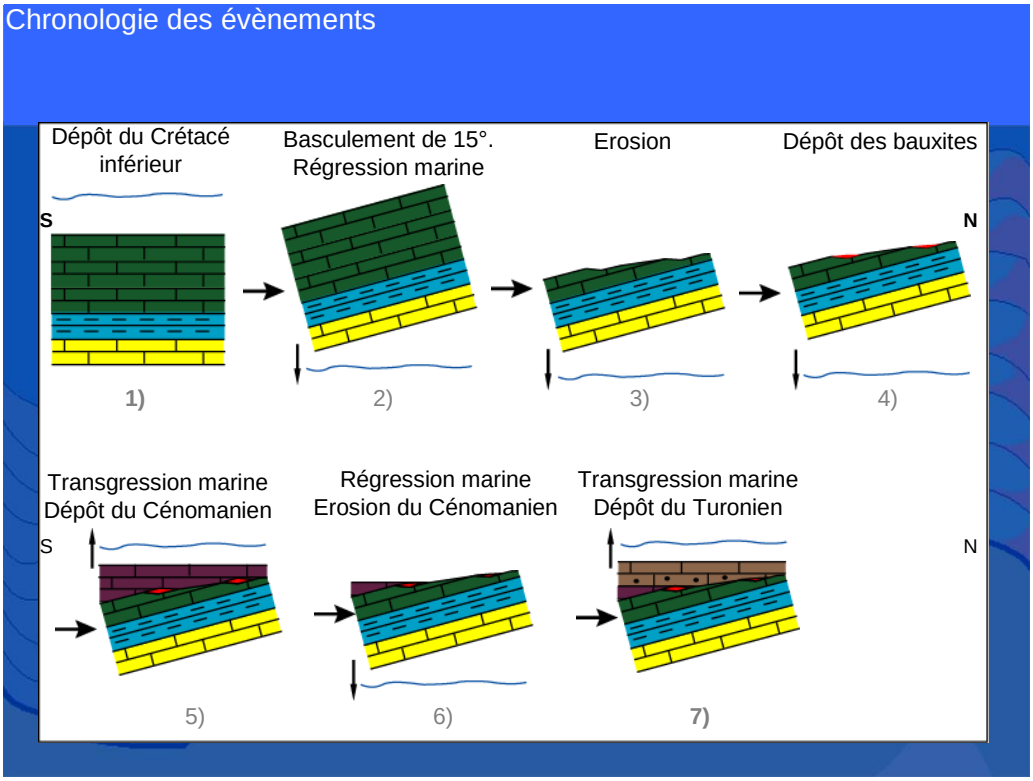


Fig. 41 - Évolution du bloc central d'Allauch au Crétacé moyen (d'après C. Guyonnet-Benaize, 2006)

Sur les pentes nord de Ruissatel (coupe 9), la série triasique et liasique dessine un anticlinal couché vers le NE à noyau de Keuper. Au-dessus de celui-ci apparaissent l'Hettangien et le Rhétien en position normale. En dessous du Keuper, se place un flanc renversé de Rhétien et d'Hettangien. Selon G. Guieu (1968), cette structure résulterait de la translation du flanc normal d'un anticlinal sur son flanc inverse par le jeu d'un décollement au niveau du Keuper.

À Ruissatel, la série normale est complète et relativement épaisse : au-dessus du Keuper se place une suite continue de termes allant du Rhétien au Cénomanien supérieur et caractérisée par un fort développement du Crétacé inférieur (coupes 8 et 9). On observe cependant de forts étirements de la série : notamment du Lias supérieur et du Dogger, ce dernier constituant un niveau de décollement (coupe 10).

Au Nord de la Treille (vallon de Martellène et route de la Treille-aux-Bellons), la série triasique et liasique est très étirée et réduite à son flanc inverse (Keuper sur Hettangien). L'étirement affecte également la série normale de Ruissatel, l'Urgonien reposant en dysharmonie directement sur le Keuper (coupe 7).

La série triasique et liasique et la série normale s'interrompent au niveau de la faille de « Passetemps » qui les décalent vers le NE. À l'Ouest de la faille de Passetemps, la série normale s'amenuise peu à peu et disparaît sous le *Rupélien* (Calcaires des Camoins) d'Allauch (coupes 6 à 2). On n'en retrouve plus trace à l'Ouest de Carlevan, où seul le Keuper (recouvert en discordance par le *Rupélien*), repose par contact anormal sur la série renversée d'Allauch (coupe 1).

Dans le compartiment de Saint-Roch, compris entre la faille d'Allauch et celle limitant à l'Ouest le coin affaissé de la Folie, des lambeaux de cargneules triasiques surmontent le Valanginien de la série renversée (Route du logis Neuf).

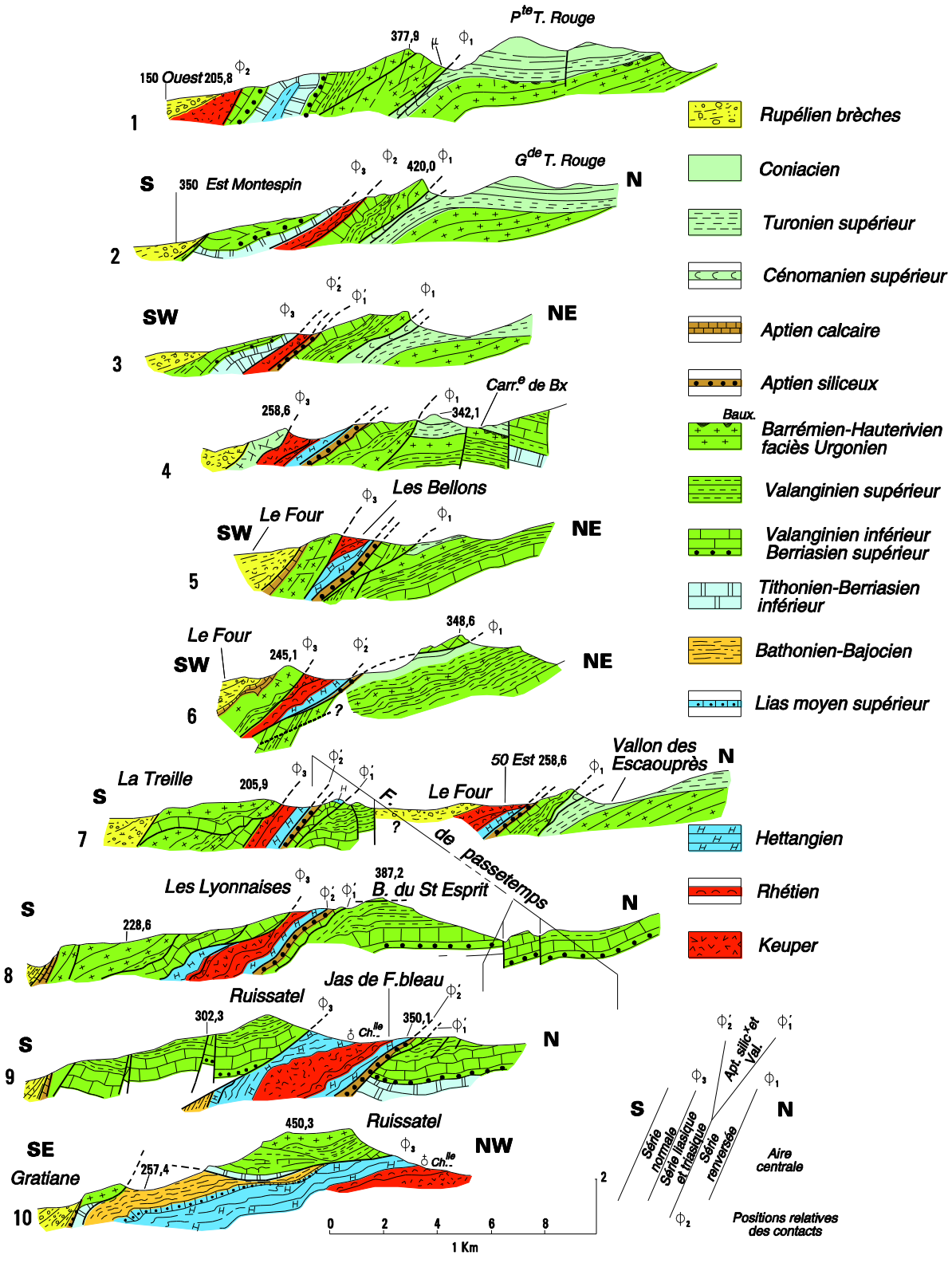


Fig. 42 - Coupes sériées sur la bordure sud du massif d'Allauch (d'après G. Guieu, 1968, modifié)

La Bordure orientale (fig. 43 coupes 1 à 9)

Le flanc renversé de la série triasique et liasique disparaît dans le secteur de Font de Mai. À partir de ce point, l'allochtone n'est formé que du Trias et de la série normale, abaissés au pied de la faille-flexure du Marseillais (Φ_2). La série normale repousse devant elle des écailles de série parautochtone (Bec Cornu, *coupes 1 et 2*) ou chevauche, par l'intermédiaire du Trias, l'autochtone (Col du Marseillais, *coupe 9*).

Dans le détail, la constitution de la série normale est complexe, et caractérisée par une succession d'écailles lenticulaires de faible épaisseur et de faible extension, décollées sur le Trias, l'ensemble étant cacheté par le *Rupélien* (Calcaires des Camoins) transgressif.

Entre Font de Mai et la Source, le Keuper supporte directement le Crétacé supérieur (Cénomanien et Turonien) (coupes 1 et 2). Dans le secteur des Gavots, une lame de Dogger très écrasée s'intercale entre le Keuper et le Cénomanien sur lequel repose une écaille de calcaires roux du Coniacien. Cette écaille supporte elle-même des marnes à Foraminifères planctoniques du Gargasien, constituant sans doute le niveau de décollement d'une nouvelle écaille dont le développement est cependant masqué par le *Rupélien* discordant.

Entre les Gavots et Favary, le Keuper supporte une écaille de Lias-Dogger-Jurassique supérieur très étirés (coupe 3). Au Nord de Favary, cette écaille disparaît par étirement pour faire place à une minuscule écaille de Cénomanien en contact avec le Keuper (affleurement en rive droite du vallon de Garlaban), elle même chevauchée par une écaille d'Aptien et de Crétacé supérieur (Cénomano-Turonien), largement développée entre Favary et les Escanebières (coupe 4*).*

À partir des Escanebières, et jusqu'au vallon du Marseillais, la série triasique de l'allochtone se complète par des lames de Muschelkalk isolées et relativement étendues à la partie inférieure de la série triasique (coupe 5), ou par d'autres lames, de dimension plus réduite, et des brèches, emballées dans les argiles du Keuper (les Esparets). L'épaisseur de ce dernier s'est accentuée, permettant la formation d'une dépression transverse de part et d'autre du Grand Vallon (coupes 6-7).

Dans le secteur de Lascours, le Keuper est en contact anormal avec une écaille de Valanginien qui se biseaute à l'entrée du Vallon du Marseillais. Surmontant cette écaille, et prenant un développement considérable dans les collines au Sud de Peypin et de la Destrousse, se place « la dalle de Pierresca » (Guieu 1968) (fig. 40 et fig. 43, coupes 8 et 9). Il s'agit d'une série normale mais qui, contrairement aux écailles discontinues qui viennent d'être décrites, présente une grande épaisseur et une grande extension de terrains où dominent les calcaires et dolomies du Jurassique supérieur (le Défens) ou les calcaires de l'Urgonien (la Cride, Mau Vallon). Le Keuper, surmonté par des lambeaux discontinus d'Hettangien, de Lias supérieur ou de Dogger, constitue la semelle de l'unité de Pierresca (fig. 30) entre le Vallon du Marseillais et les Mies.

Entre les Mies et la Rouvière, le Keuper est absent (sans doute étiré) et le décollement de la série normale est assuré par l'Hettangien, en contact anormal avec l'unité parautochtone albienne des collines de Pichauris (unité de l'Étoile).

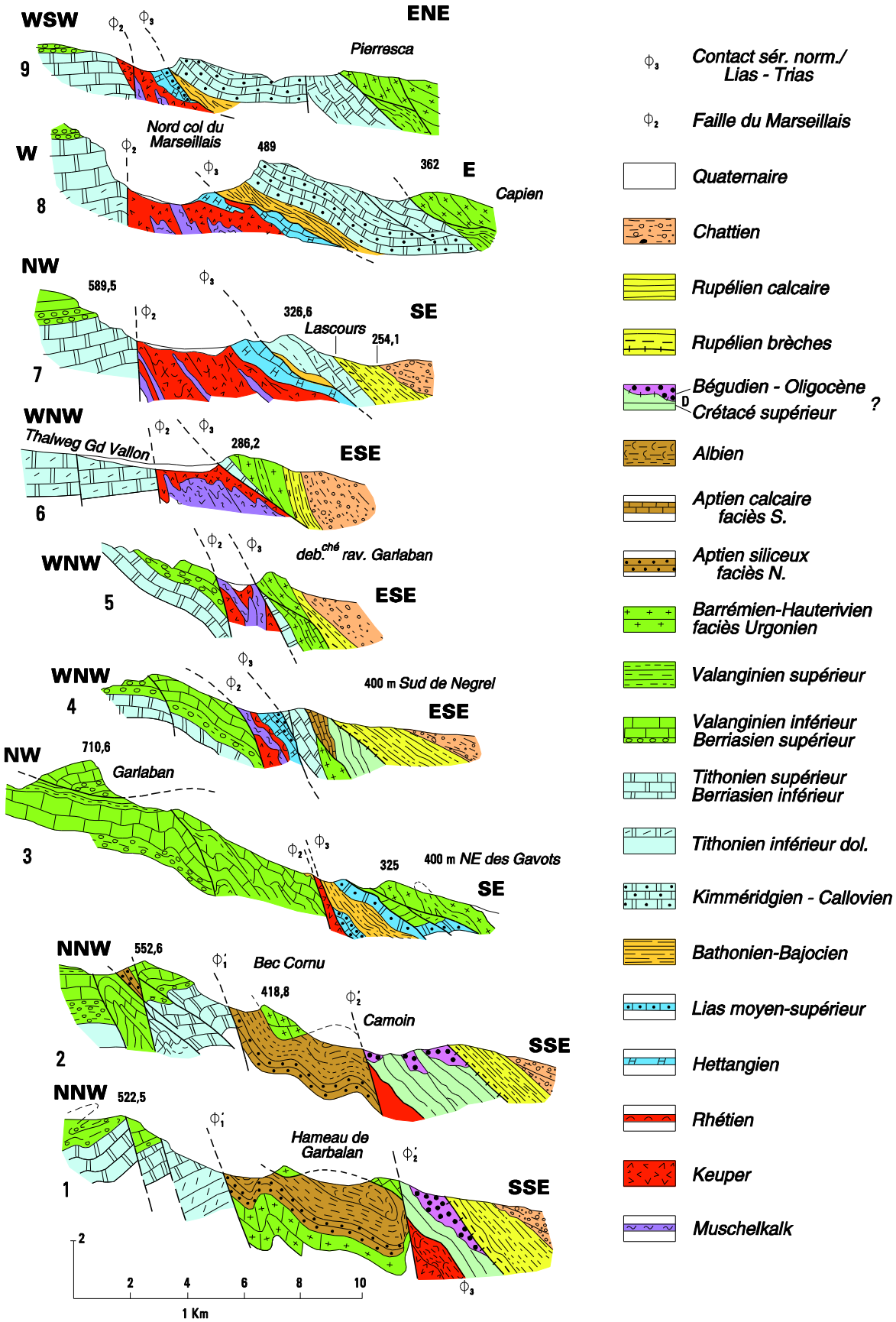


Fig. 43 - Coupes sériées sur la bordure est du massif d'Allauch (d'après G. Guieu, 1968, modifié)

Vers l'Est, l'unité allochtone de Pierresca se prolonge par l'unité des « collines d'Auriol » (fig. 30), cette dernière en superposition anormale sur la bande triasique de l'Huveaune (Roquevaire, Pont de Joux), ou sur le Rognacien d'Auriol (la Bardeline) (Aubouin et Chorowicz, 1967; Guieu, 1968 ; Philip, cette notice).

Entre la Cride et Mau Vallon, les calcaires urgoniens reposent dysharmoniquement sur les dolomies du Tithonien avec étirement de toute la série néocomienne. Une épaisse mylonite jalonne le contact. Les niveaux incompétents du Berriasien supérieur et du Valanginien supérieur sont refoulés en avant de l'unité de Pierresca et forment la partie décollée de l'allochtone en plusieurs endroits (la Colombière, Pont de Joux, Auriol).

Les écailles parautochtones (J. Philip)

La série parautochtone affleure principalement au Sud (les Bellons, Ruissatel) et au SE (Bec Cornu) du massif d'Allauch, mais elle est aussi présente à la Rouvière (les Trois Fonts), à la partie inférieure de l'unité allochtone de l'Étoile, homologue de celle d'Allauch (Guieu, 1968). Cette série est caractérisée par le grand développement de terrains de l'Aptien et de l'Albien (faciès siliceux et glauconieux), parfois associés à une lame très écrasée de Valanginien (Guieu, 1968). La série parautochtone s'intercale entre l'autochtone (ou parfois la série renversée) et la série triasique-liasique de l'allochtone (fig. 40).

L'unité du Bec Cornu (fig. 43, coupes 1 et 2 et fig. 44).

Elle débute au Nord de Ruissatel (Jas de Fontainebleau) et se poursuit jusqu'à l'Ouest des Gavots. Elle est formée par deux écailles de structure synforme, renversées vers le Nord, décollées de leur substratum (fig. 44). L'écaille méridionale est caractérisée par un flanc sud entièrement renversé (Jurassique sup. à Vraconien) et écaillé reposant par une surface de troncature sur les terrains de l'axe et du flanc nord de la synforme (cote 315). L'écaille nord, reposant sur l'autochtone par un contact de cisaillement, se développe dans le secteur du Bec Cornu et des Gavots ; le flanc sud, renversé, est formé d'Urgonien et de Bédoulien ; le cœur de la structure ne laisse affleurer que l'Aptien supérieur reposant sur l'Urgonien du flanc nord, très écrasé, en contact anormal avec l'autochtone.

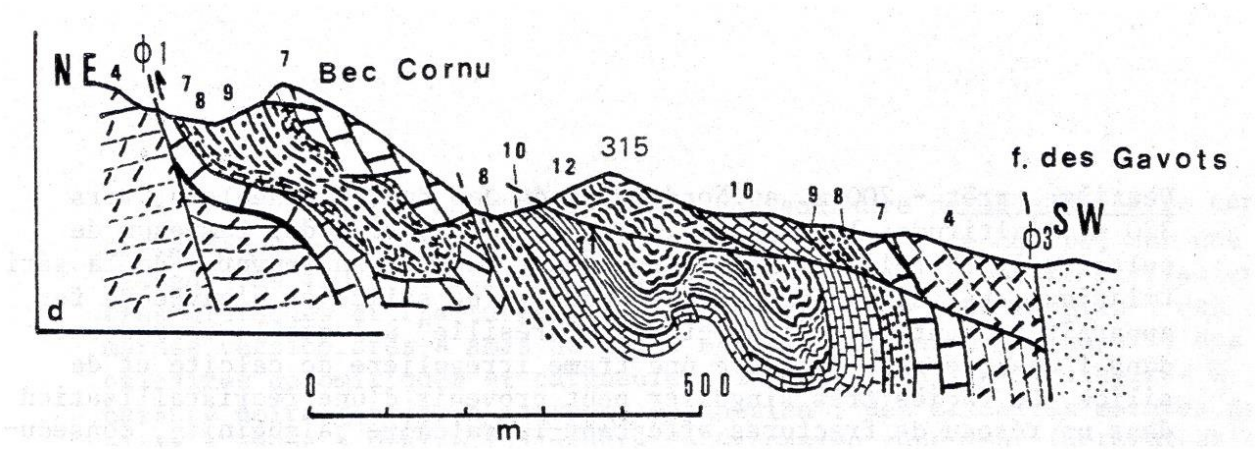


Fig. 44 - Coupe dans l'unité du Bec Cornu (d'après G. Guieu, 1986)

3 - Hettangien ; 4 - Jurassique supérieur ; 7 - Urgonien ; 8 - Bédoulien calcaire à silex; 9 - Bédoulien calcaire marneux ; 10 - Gargasien-Albien ; 11 - Albien supérieur (marnes noires) ; 12 - Vraconien.

La série parautochtone entre la Treille et Font de Mai (fig. 42, coupes 7 et 8)

La série parautochtone est ici réduite à une barre de calcaire valanginien, à laquelle se superposent en succession normale des calcaires siliceux très écrasés d'âge aptien. Cette série constitue une bande continue entre la faille de Passetemps à l'Ouest et le Jas de Fontainebleau à l'Est.

Au Nord de la Treille, la série parautochtone affleure le long de la route d'Allauch aux Bellons (« *Plateau du chasseur Duc* », *auct*.). Elle est chevauchée par l'Hettangien de l'allochtone (coupe 7).

La structure des Barres du Saint-Esprit (coupe 8) a été controversée (voir Historique *in* G. Guieu 1968). La série parautochtone est ici chevauchante sur l'autochtone de l'aire centrale. Les bancs calcaires du Valanginien inférieur forment une klippe (Butte 387,2), reposant sur le Turonien supérieur de l'aire centrale, préservé en ce point par l'érosion.

La série parautochtone qui est présente à l'Ouest des Bellons (coupes 3 à 6) est décrite par G. Guieu (1968) comme « *une bande d'Aptien large de quelques mètres seulement qui s'allonge sur 400 m environ* » dans le secteur du vallon d'Eyraou et de Paradis. Cet Aptien est ici intercalé entre l'allochtone et la série renversée.

Dans le secteur de la Rouvière (fig. 40), la série parautochtone affleure en fenêtre sous l'allochtone de l'Étoile. Elle se compose de trois écailles (Masse, 1988). Au Nord, une écaille de marnes albiennes très froissées, ayant probablement joué en niveau de décollement ; au centre, l'écaille des Trois Fonts montrant une série renversée vers le NE, d'Albien supérieur surmonté d'Aptien supérieur ; au NE des Trois Fonts, cote 481, le Valdo-Fuvélien de l'autochtone affleure en fenêtre sous l'Albien supérieur chevauchant. Au Sud existe une écaille d'Aptien supérieur et d'Albien très effilochée ; cette écaille chevauche le Crétacé supérieur autochtone des Mies.

La série renversée (J. Philip)

Sur la bordure méridionale du massif, une série renversée et chevauchante (fig. 40) s'intercale entre l'aire centrale autochtone et les bordures plissées (allochtone ou parautochtone).

<u>La série renversée entre la faille d'Allauch et la faille de Passetemps</u> (fig. 42, coupes 1 à 6)

Dans le secteur d'Allauch, la série renversée dessine un pli anticlinal couché et déversé vers le Nord (**coupe 1**). Le noyau (Tithonien) du pli anticlinal affleure à la chapelle Notre-Dame du Château. Le flanc normal (Berriasien sup.-Valanginien inf.), réduit, est en contact faillé avec le Keuper de l'unité allochtone. Le flanc inverse, plus développé (Berriasien sup.-Urgonien), est affecté de troncatures plates et chevauche le Turonien supérieur de l'autochtone (Petite Tête Rouge). L'anticlinal d'Allauch s'ennoie périclinalement au SE près du château de Carlevan. Au-delà, vers l'Est, la structure de ce dispositif se modifie et seul le flanc inverse est représenté.

Au Sud de la Grande Tête Rouge, la série renversée (Valanginien inférieur-Cénomanien supérieur) forme une écaille chevauchant au Nord le Turonien supérieur de l'aire centrale autochtone (coupes 2 et 3).

Vers le vallon des Escaouprès, l'épaisseur de la série renversée s'amenuise (coupe 4). Au NE des Bellons (coupe 5), les bancs renversés du Valanginien inférieur reposent obliquement sur le Crétacé supérieur de l'aire centrale. Au Nord du Four, la série renversée disparaît sous le chevauchement de l'allochtone et du parautochtone ; un seul vestige de série renversée demeure sous forme d'une klippe charriée sur le Crétacé supérieur autochtone (butte 348,6, coupe 6).

<u>La série renversée à l'Ouest de la faille d'Allauch</u>

Seul est représenté le flanc inverse de l'anticlinal d'Allauch, le reste du dispositif étant tronqué par la faille SSW-NNE de Saint Roch qui limite le massif contre l'Oligocène (*Chattien*) de Pied d'Autry. La série renversée de la butte Saint-Roch (Berriasien supérieur à Coniacien) chevauche l'autochtone santonien de la Folie, lui même écaillé. Le long de la route du Logis Neuf, de minuscules lambeaux de cargneules triasiques reposent en contact anormal sur le Valanginien renversé.

Le Garlaban *(J. Philip)*

Le Garlaban (fig. 43, coupe 3) est une portion isolée d'un pli anticlinal couché vers le NNW, reposant sur la bordure de l'aire centrale autochtone. Le coeur de la structure est occupé par le Berriasien supérieur et la partie supérieure par le Valanginien inférieur formant falaise ; le flanc inverse du pli (Valanginien supérieur) est partiellement étiré. Le Garlaban repose par un contact de chevauchement sur le Turonien supérieur de l'aire centrale, ici très réduit, affleurant au nord du pli couché. Une faille subverticale de direction SW-NE passe sous l'éperon méridional du Garlaban.

Le compartiment SE de cette faille dessine un certain nombre de replis anticlinaux et synclinaux (coupe 3) dont les axes sont sensiblement E-W. Les couches du compartiment NW sont redressées à la verticale et même renversées sur l'aire centrale. Toute la zone plissée des abords du Garlaban, et le Garlaban lui même, ne forment qu'une seule et même unité correspondant à un entraînement des couches autochtones de l'aire centrale sous les unités des bordures chevauchantes (allochtone, parautochtone) affaissées actuellement au pied du massif le long de la faille du Marseillais.

Conclusions (J. Philip)

La continuité de la série allochtone d'Allauch avec celle de l'Étoile et avec les collines d'Auriol (Aubouin et Chorowicz, 1967, Guieu, 1968) implique une flèche de charriage de cette série d'au moins 15 km. Ce nombre doit cependant être augmenté dans la mesure où l'on tient compte de la continuité du Trias d'Allauch avec celui du massif de la Salette lui même charrié, comme cela est montré par ailleurs. On peut supposer de manière indirecte que ce Trias se relie par dessous la vallée de l'Huveaune à celui mis en évidence par le sondage de Vaufrèges, dans le soubassement du massif de Carpiagne. Cette interprétation est en parfait accord avec la nature de la série normale d'Allauch qui se rapproche par ses faciès de celle du Bassin du Beausset. La similitude est en particulier discriminante pour l'Aptien, le Cénomanien et le Turonien supérieur.

On peut donc raisonnablement penser (à l'instar de certains auteurs comme G. Guieu, 1968) que la série normale d'Allauch ne représenterait finalement que le front d'érosion actuel de l'allochtone du Bassin du Beausset, décollé sur le Trias et charrié sur l'autochtone du bassin de l'Arc, dont l'aire centrale du massif d'Allauch représenterait une partie affleurant ici en fenêtre. La différence d'épaisseur de la série normale d'Allauch par rapport à son homologue du bassin du Beausset est attribuable principalement à des étirements tectoniques (particulièrement évidents sur la bordure est du massif), mais aussi des effets des érosions consécutives aux phases du Crétacé moyen et de la fin du Crétacé.

L'indépendance structurale de la série parautochtone et son caractère particulier (présence d'une épaisse série marine de bassin d'âge aptien supérieur et albien), laissent supposer l'existence d'un compartimentage de l'espace situé entre l'unité de l'Arc et celle du Beausset avant la phase majeure. Il pouvait s'agir d'un sillon où cette série aurait pu se former (Masse, 1988), ou d'un repli synforme où elle aurait pu être conservée et échapper aux érosions consécutives à l'émersion du « Bombement Durancien ».

Lors de la phase majeure tangentielle, cette série apto-albienne a été expulsée, entraînée sous l'allochtone et écaillée sur l'autochtone ou sur la série renversée d'Allauch.

Le massif de la Salette (J. Philip)

Introduction

Le massif de la Salette constitue un ensemble orographique étroit et allongé (2,5 km environ entre les Trois-Lucs et la Treille) d'axe sensiblement E-W, au relief modeste (point culminant : 240 m à l'Est des Trois-Lucs). Recouvert sur toutes ses bordures par des terrains oligocènes ou quaternaires, il se raccorde cependant à l'Est, par un étroit pédoncule, au massif d'Allauch.

Deux études préliminaires en ont été effectuées par A. Bresson (1898) et M. Bertrand (1899), mais c'est surtout É. Haug (1930) puis G. Guieu (1968), qui en ont donné une analyse cartographique et structurale détaillée.

Si l'interprétation tectonique du massif de la Salette, établie initialement par M. Bertrand, a été retenue par la suite dans ses grandes lignes, il n'en va pas de même de sa constitution stratigraphique, qui a fait l'objet de divergences d'interprétations entre la première et la seconde édition de la feuille de Marseille-Aubagne. Une révision des contours a donc été entreprise, qui a bénéficié de la réalisation de travaux de terrassement ayant conduit à la mise au jour de nombreux affleurements permettant de préciser certains aspects de la stratigraphie et de la structure du massif (Philip, 2009, 2017).

Description structurale

Suivant le schéma de M. Bertrand, complété par É. Haug, le massif de la Salette est formé de cinq unités tectoniques principales (fig. 45) :

– unité infraliasique et triasique (allochtone) constituant la bordure sud du massif ;

– unité à ossature de Jurassique supérieur formant la zone centrale (autochtone ? - parautochtone ?) ;

– unité triasique (allochtone) constituant la bordure nord et se raccordant au massif d'Allauch ;

– entre les unités 1 et 2 s'intercale une quatrième unité formée d'écailles (parautochtones) de Crétacé inférieur ;

– enfin, une unité formée de terrains oligocènes (*Rupélien*), reposant en discordance sur le Trias et eux-mêmes plissés en certains points.

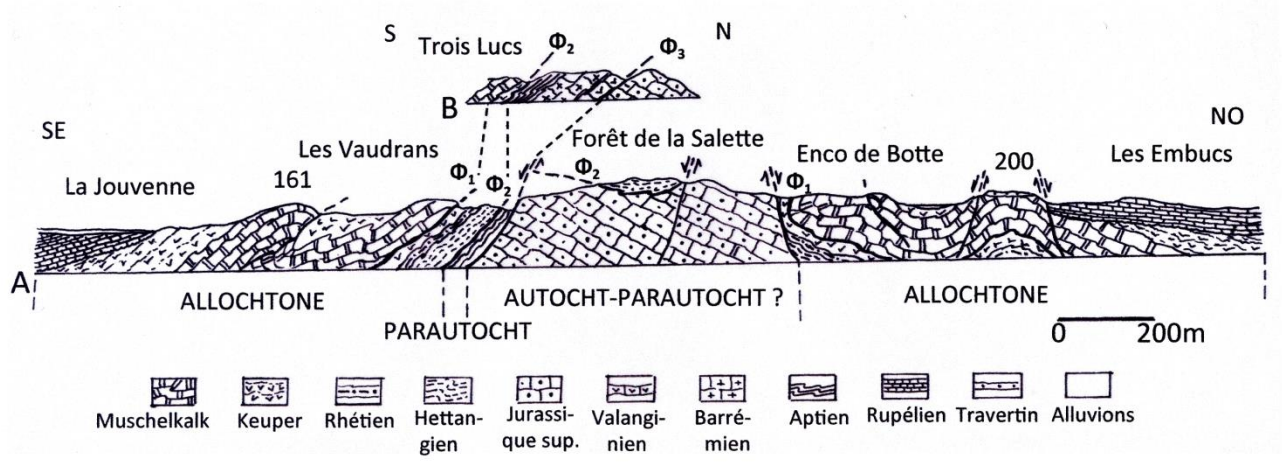


Fig. 45 - Coupes schématiques dans le massif de la Salette (J. Philip)

A. Partie centrale du massif ; B. Partie occidentale. Contacts de chevauchement : Φ_1 de la série normale de l'allochtone ; Φ_2 de la série inverse de l'allochtone ; Φ_3 du parautochtone crétacé.

La bordure sud infraliasique et triasique

Elle est formée (fig. 45 coupe A), d'une série renversée d'Hettangien, de Rhétien et de Keuper, affleurant largement dans le secteur de la nécropole des Vaudrans et des Romans, à laquelle succède au Sud une série triasique constituant l'ossature des collines entre les Trois-Lucs et les Accates.

L'Hettangien forme une bande assez large, en contact faillé avec la zone centrale, ou reposant sur elle par une surface de chevauchement à pendage sud. Les dolomies hettangiennes sont intensément broyées et les bancs d'argiles vertes qui s'y intercalent constituent des niveaux de décollement au sein de la structure. L'ensemble, très tectonisé, est affecté de plans de cisaillements horizontaux (troncatures) qui paraissent redoubler l'épaisseur de la série. À l'Ouest (clinique des Trois- Lucs, les Vaudrans), le front de chevauchement de la série renversée atteint la ligne de crête du massif de la Salette, repoussant devant lui les écailles de Crétacé inférieur (fig. 45 coupe B). L'Hettangien se poursuit vers l'Est de manière continue et se raccorde à celui, renversé, du massif d'Allauch au Nord de la Treille. Deux fenêtres ménagées par l'érosion dans les terrains hettangiens (les Vaudrans, Golf de la Salette-les-Romans, (fig. 45 coupe A) laissent apparaître le Jurassique supérieur dolomitique de la zone centrale à pendage nord.

La série renversée se complète au Sud par le Rhétien, très étiré, surtout bien représenté dans la partie orientale du massif, et par le Keuper, affleurant de façon sporadique, formé de cargneules et d'argiles rouges.

Le deuxième ensemble, entièrement triasique, se caractérise par une succession d'ondulations antiformes (Muschelkalk) et synformes (Keuper) orientées sensiblement E-W (fig. 45 coupe A). Dans le détail, la structure est complexe.

Au Nord des Vaudrans, le Muschelkalk forme une lame monoclinale sans flanc inverse à pendage sud décollée sur le Keuper de la série renversée. Cette lame se suit jusqu'aux Trois-Lucs, chevauchant sur toute sa longueur le Keuper de la série renversée (l'amplitude de ce chevauchement semble s'accentuer au niveau de la colline 214 aux Trois-Lucs).

L'antiforme des Accates se caractérise par une structure dissymétrique à flanc nord très accentué, voire renversé, et flanc sud faiblement penté (le Vallon, colline 161, colline 174 au Sud des Vaudrans), évoluant en chevauchement sans flanc inverse (colline 181 au Sud des Trois-Lucs) sur le Keuper du synclinal des Vaudrans. Le Muschelkalk de cette branche antiforme est en contact par failles verticales, ou inverses, avec le Keuper de la dépression de la clinique la Phocéanne, au SW des Vaudrans.

La zone centrale

La série dolomitique et calcaire constituant la zone centrale du massif de la Salette a été initialement rapportée à l'Hettangien par A. Bresson (1898), puis attribuée au Jurassique supérieur par M. Bertrand (1899) et É. Haug (1930) et cartographiée sous la dénomination de « dolomies néojurassiques » sur la première édition de la feuille Aubagne. G. Guieu, dans sa thèse (1968), et sur la deuxième édition de la feuille (1969), adhère à la conception de A. Bresson et attribue en totalité la série dolomitique et calcaire à l'Hettangien.

Un réexamen des affleurements et l'analyse des microfaciès nous a permis (Philip, 2009, 2017) de revenir aux attributions de M. Bertrand et É. Haug, tout en apportant quelques précisions d'ordre biostratigraphique et sédimentologique.

La partie inférieure de la série est formée d'une alternance de bancs de dolosparites et dolomicrosparites beiges et de dolomies rousses saccharoïdes azoïques (env. 50 m). Certains bancs conservent parfois des vestiges de stratifications obliques (Golf de la Salette, les Vaudrans) ou de silicifications stratiformes (D4a au sud de Barbaraou). La partie supérieure (env. 10 m) est constituée de bancs de dolomies et de calcaires

grainstones à péloïdes, *Favreina sp.*, milioles et Textulariidés qui affleurent dans le périclinal oriental (Barbaraou) de la structure. Par comparaison avec les chaînons voisins, on peut rattacher cette succession de faciès aux Formations de la Gineste et de la Madrague de Montredon, ici indifférenciées, d'âge tithonien *l.s.* (comm. orale M. Floquet).

La structure de la zone centrale est complexe. À l'Est (Barbaraou) c'est celle d'un anticlinal d'axe sensiblement E-W, le flanc nord à pendage moins accusé que le flanc sud ; à l'Ouest (Forêt de la Salette, les Vaudrans) celle d'un bloc monoclinal à pendage nord (fig. 45 coupe A).

La zone centrale est limitée au Nord et au Sud par des failles normales E-W qui convergent vers l'Est et se confondent avec la faille de Passetemps du massif d'Allauch. Le jeu de ces accidents a déterminé le soulèvement et l'exhumation de la zone centrale postérieurement à la mise en place du chevauchement de la Salette. Les unités chevauchantes sont ainsi affaissées au pied de la zone centrale : au Nord c'est le Trias d'Enco de Botte, au Sud l'Hettangien et le Trias des Trois-Lucs, des Vaudrans et de la chapelle de la Salette.

À l'Est, la zone centrale est en contact avec les *Calcaires des Camoins* (*Rupélien*) transgressifs du bassin de Montespin. Nous avons vu plus haut que les dolomies du Jurassique supérieur de la zone centrale affleurent également en fenêtre (fig. 45, coupe A) sous l'Hettangien du flanc inverse du pli de la Salette (Les Vaudrans, Golf de la Salette).

La bordure nord infraliasique et triasique

La continuité avec la bordure sud s'opère au niveau des Trois-Lucs où l'Hettangien de la série renversée disparaît sous le Muschelkalk chevauchant de la colline 214. Cette branche de Muschelkalk, décollée sur le Keuper, se poursuit sur la bordure nord pour constituer les collines 153 et 172 au Sud des Olives.

La branche de la colline 181 subit la même inflexion d'axe, et semble se raccorder à la précédente dans les collines au SE des Olives après suppression par étirement du synclinal de Keuper qui les sépare dans le secteur des Vaudrans.

Une troisième branche de Muschelkalk, sous forme d'un anticlinal d'axe SE-NW, se développe entre le Monastère de la Servianne et Fondacle, en partie masqué par les travertins quaternaires du plateau de Saint-Julien. Le flanc SW de cet anticlinal supporte le Keuper des Caillols ; le flanc NE le Keuper de Fondacle. L'anticlinal de Muschelkalk s'abaisse périclinalement vers le SE pour disparaître sous le *Rupélien* (*Calcaires des Camoins*) discordant du Monastère de la Servianne.

Le Trias constitue les collines d'Enco de Pont et d'Enco de Botte (fig. 45 coupe A). Il vient buter par faille contre le Jurassique supérieur de la Forêt de la Salette, apparaissant ici en fenêtre sous le Trias charrié et secondairement affaissé. Contre l'accident se placent des lambeaux très écrasés de série renversée (Hettangien à Keuper) sur lesquels repose le Muschelkalk allochtone, très tectonisé. Le Trias d'Enco de Botte est plissé en antiformes (Muschelkalk de la Tuilière) et synformes (Keuper de la dépression d'Enco de Pont) d'axe sensiblement NW-SE. Il est en contact par faille avec le *Rupélien* du bassin des Embucs-les Aubagnens.

Les écailles de Crétacé inférieur et de Jurassique supérieur

À leur terminaison périclinale ouest (secteur des Trois-Lucs), les dolomies du Jurassique supérieur de la zone centrale sont surmontées par des calcaires blancs, épais d'une trentaine de mètres (fig. 45 coupe B). Le contact entre les deux formations peut être observé dans l'ancienne carrière Laborde (examinée et photographiée par É. Haug en 1930 ; actuellement propriété de Mr Susini). Il s'agit d'un contact tectonique, les dolomies du Jurassique supérieur supportant des calcaires très broyés, affectés de cisaillements, et ayant livré une microfaune variée (*Dictyoconus, Pfenderina, Trocholina sp*., milioles), qui a conduit G. Guieu (1968) à les attribuer au Valanginien. La série calcaire se complète au Sud (clinique des Trois-Lucs) par

des wackestones-packstones à milioles, dasycladales (*Salpingoporella melitae, S. muehlbergii* , cf. *Urgonina alpillensis;* détermin. J. P. Masse), qui datent l'Hauterivien terminal-Barrémien inférieur, puis par des grainstones oolitiques à nuclei de milioles ou de coprolites de crustacés (*Favreina*), faciès-type du Barrémien supérieur de la Bédoule (comm. orale J.-P. Masse). En accord avec les auteurs précités, nous interprétons cette unité calcaire comme une écaille tectonique, équivalente des écailles de Crétacé inférieur que l'on observe dans le massif d'Allauch, entraînées sous les unités allochtones.

Des lambeaux de calcaires noirs fortement écrasés, associés à des calcaires siliceux et des calcaires marneux et glauconieux, forment des écailles tectoniques discontinues intercalées entre l'Hettangien du flanc inverse du pli de la Salette et le Jurassique supérieur de la zone centrale C'est A. Bresson (1898) qui, le premier, découvrit cette formation au hameau des Romans (fig. 45 coupe A). D'autres affleurements existent au Golf d'Allauch, dans le secteur de l'ancien château de la Taurelle et aux Trois-Lucs (dans cette localité, intercalés entre l'écaille de Crétacé inférieur et l'Hettangien de la série chevauchante, fig. 45 coupe B). Des fossiles caractéristiques y ont été découverts : *Exogyra aquila*, *Plicatula radiola*, orbitolines (Bresson, 1898 ; Guieu, 1968) qui attestent, selon ces auteurs, de l'âge aptien (supérieur ?) de ces faciès. En lames minces, ces calcaires se montrent formés d'une accumulation de spicules siliceux d'éponges, de radiolaires, de débris d'échinodermes et de lamellibranches. Ces microfaciès sont toutefois fréquents dans l'Albien du massif d'Allauch (Masse, 1988).

Au Sud de Martelette, on observe sous l'Hettangien de la série inverse, une écaille de calcaires bioclastiques et de mudstones-wackestones verdâtres à structures fenestrées, milioles, ostracodes, dasycladales (*Salpingoporella annulata*, *S.* aff. *kotori*, *Redmondoides* cf. *lugeoni* ; détermin. J.-P. Masse), gastéropodes et clypéines, que l'on peut attribuer au Berriasien supérieur. Cette écaille se poursuit vers l'Est dans le massif d'Allauch (Plateau du « Chasseur Duc », *sensu* Haug), chevauchant l'Hauterivien de la série autochtone du massif et supportant des calcaires noirs attribués par G. Guieu (1968) à l'Aptien.

Enfin, affleure au Nord d'Enco de Botte, au contact du Muschelkalk, un minuscule affleurement de calcaire à péloïdes dolomitisé et fracturé, déjà signalé par É. Haug (1930), attribué avec doute au Jurassique supérieur et que nous interprétons comme une écaille entraînée sous le chevauchement du Trias.

L'Oligocène

Les bordures triasiques sud et nord du massif de la Salette sont recouvertes en discordance par le *Rupélien* (*Calcaires des Camoins*). Sur la bordure sud (Monastère de la Servianne), les calcaires du Muschelkalk sont séparés du *Rupélien* discordant par une zone (env. 10 m d'épaisseur) d'argiles rouges renfermant des fragments de cargneules, représentant les vestiges d'un manteau d'altération. Au contact du bâti mésozoïque, les couches du *Rupélien*, peu épaisses, sont redressées, parfois à la verticale (les Embucs, les Accates) ou plissées en synformes étroites (La Servianne, Enco de Pont). Au droit de Barbaraou, elles sont renversées vers le Nord (Bertrand, 1899 ; Haug, 1930). À la Treille, les Calcaires en plaquettes des Camoins fortement redressés (70°SW) contre l'Urgonien, sont affectés de surfaces de cisaillement subhorizontales (Philip, 2009, 2017).

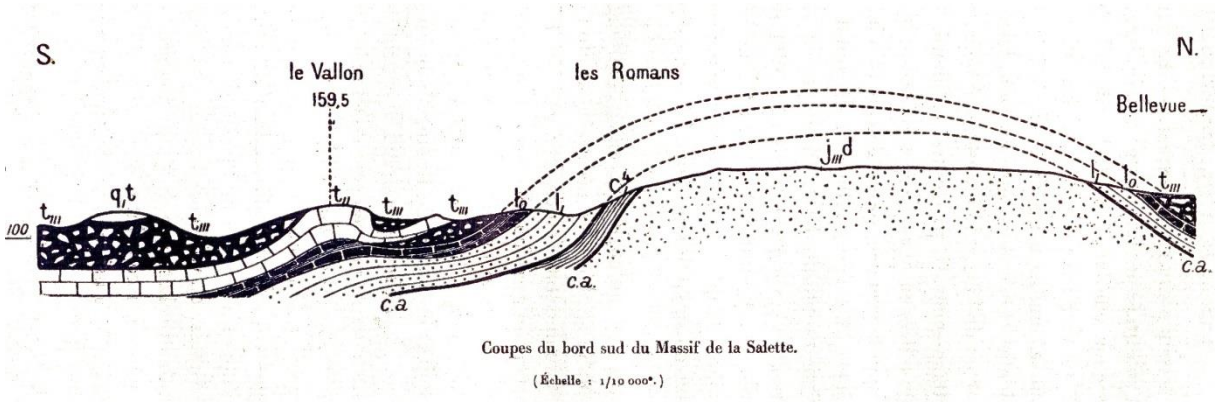
Les terrains du *Chattien* (argiles de Saint-Marcel, Poudingues et argiles de Marseille) manifestent une indépendance structurale par rapport aux calcaires du *Rupélien*. À l'Ouest des Olives (Fondacle), le *Chattien* (poudingues de Marseille, subhorizontaux) repose en discordance angulaire sur les dolomies du Muschelkalk, sans interposition de *Rupélien*. Les poudingues de Marseille sont fortement relevés (pendages de 50 à 80°S) sur le flanc sud du massif de la Salette (les Caillols, la Rouguière) et en contact faillé avec la bordure triasique du massif. Au droit de la Servianne, la direction des couches du *Chattien* (sensiblement E-W) est presque orthogonale à celle des couches du *Rupélien* (NNW-SSE).

Cette disposition particulière des terrains de l'Oligocène montre à l'évidence l'existence de mouvements tectoniques polyphasés, les uns (compressifs ? transpressifs ?) succédant au dépôt des *Calcaires des*

Camoins (*Rupélien moyen-sup*.), les autres (distensifs) postérieurs au dépôt des Poudingues de Marseille (*Chattien supérieur*).

Interprétation structurale

A. Bresson (1898) a interprété la structure de la bordure méridionale comme formée de plusieurs plis couchés vers le Nord, et convergeant vers l'Ouest. Pour É. Haug (1930, p. 38), il s'agit d'une nappe de charriage dont le flanc inverse (Keuper à Hettangien) a échappé à l'étirement et dont le flanc normal (Muschelkalk et Keuper), largement chevauchant vers le Nord, a été replié en anticlinaux et synclinaux postérieurement au charriage (fig. 46). Pour G. Guieu (1968), la bordure triasique méridionale s'organise en écailles de Muschelkalk, plus rarement en plis, déversés vers le Nord et chevauchant la zone centrale (qu'il supposait formée d'Hettangien, voir ci-dessus).



Coupes du bord sud du Massif de la Salette.
(Échelle : 1/10 000e.)

Fig. 46 - Structure du massif de la Salette par É. Haug (1930)

t_{II} Muschelkalk - t_{III} Keuper - l_oRhétien - l_i Hettangien - j_{III}^d Jurassique supérieur - c_i^4 Aptien - q_i^t Travertins quaternaires - c.a. contacts anormaux.

La révision pour la 3e édition accrédite l'idée d'une nappe (fig. 45 coupe A) dérivant d'un grand pli couché vers le Nord dont le flanc inverse (Keuper à Hettangien) est conservé, mais très étiré (Φ_2). Le flanc normal (Muschelkalk et Keuper), lui même décollé sur le Keuper du flanc inverse (Φ_1), s'organise en plis secondaires et en écailles à vergence nord.

À l'exception de J. Denizot (1952) qui les tenaient pour autochtones, É. Haug (1930), comme G. Guieu (1968) se sont accordés pour interpréter les lambeaux crétacés du flanc sud du massif de la Salette comme des écailles entraînées sous le chevauchement (Φ_2) de la série renversée et dont les racines se situaient au Sud du massif actuel. En ce sens, ces écailles occupent la même position structurale que celle des écailles du Bec Cornu dans le massif d'Allauch (Guieu, 1968 ; Masse, 1988). Nous rejoignons ce point de vue.

L'interprétation structurale de la zone centrale du massif de la Salette a fait l'objet de discussions. Pour M. Bertrand (1899), les terrains dolomitiques qui la constituent font partie de la « nappe renversée » qui entoure le massif d'Allauch. É. Haug (1930) admet que les dolomies de la zone centrale constituent une « fenêtre » sous la nappe de terrains triasiques et infraliasiques (fig. 46). Les coupes qu'il dessine de ce secteur (1930, p. 39) donnent l'idée d'un bombement post-nappe et d'une indépendance structurale des dolomies avec les terrains charriés (fig. 46), ce que confirme nos levés. Toutefois, É. Haug ne se prononce pas sur l'autochtonie ou l'allochtonie des dolomies de la zone centrale. J. Denizot (1952) admet l'existence de dolomies jurassiques dans la zone centrale et interprète cette dernière comme une cordillère autochtone mise en place « vers le milieu de l'Aptien ». Pour G. Guieu (1968), la zone centrale de la Salette constitue un horst autochtone, comparable à l'aire centrale du massif d'Allauch, et ceinturé par du Trias affaissé.

La zone centrale de la Salette apparaît effectivement comme un horst formé de Jurassique supérieur, soulevé et exhumé après le chevauchement de l'allochtone et du parautochtone crétacé. Toutefois, la comparaison

s'arrête là car, dans l'aire centrale du massif d'Allauch, la série chevauchante repose sur le Crétacé supérieur, totalement absent à la Salette, ainsi que la bauxite et le Crétacé inférieur. Il apparaît donc très difficile de conclure à une stricte homologie de l'aire centrale de la Salette avec l'aire centrale du massif d'Allauch, et donc de conclure indubitablement à son autochtonie. On peut admettre celle-ci comme une hypothèse qui implique toutefois une importante érosion de l'aire centrale de la Salette ayant conduit à la mise au jour des dolomies du Jurassique supérieur avant les chevauchements. Notons par ailleurs que si l'hypothèse, également plausible, de M. Bertrand d'une parautochtonie de la zone centrale jurassique de la Salette devait être retenue, cela signifierait de la rapprocher des écailles de Jurassique supérieur associées à celles de l'Aptien et de l'Urgonien (unité du Bec Cornu) qui jalonnent la base de la nappe sur la bordure SE du massif d'Allauch. L'une des conséquences de cette interprétation parautochtoniste de l'aire centrale serait alors d'envisager comme possible l'existence d'une série autochtone comparable à celle du massif d'Allauch sous l'unité, alors entièrement charriée, de la Salette. Cette hypothèse, aux nombreuses conséquences, devrait, cependant, être confirmée (ou infirmée) par un forage profond ou par des levés géophysiques.

Tectogenèse

Les incertitudes qui règnent au sujet de l'autochtonie ou de la parautochtonie de la zone centrale jurassique de la Salette rendent très hasardeux d'envisager d'une manière irréfutable la surrection de cette unité et son décapage par l'érosion lors de la phase durancienne (Crétacé moyen), à l'instar de la zone centrale voisine du massif d'Allauch. Quoiqu'il en soit, il faut admettre qu'au Sud de la Salette existait au cours de l'Aptien, et vraisemblablement de l'Albien, une gouttière marine relativement profonde, se prolongeant vers l'Est dans ce qui deviendra le parautochtone du massif d'Allauch et de la Sainte-Baume (Masse, 1988), gouttière actuellement oblitérée par le chevauchement de l'allochtone et dont les éléments, expulsés vers le Nord, ont donné naissance aux écailles crétacées du flanc sud de la Salette.

Lors de la phase compressive majeure (Éocène supérieur), la série allochtone, décollée sur les niveaux plastiques du Muschelkalk inférieur et moyen, du Keuper et de l'Hettangien, a évolué en pli couché, puis en chevauchement (fig. 45 coupe A). Le flanc normal s'est avancé le plus loin vers le Nord (flèche du chevauchement Φ_1 : minimum 3 km), laissant en arrière le flanc inverse (Φ_2), les écailles d'Aptien-Albien (Φ_3), et peut être, si on admet sa parautochtonie, l'unité centrale jurassique.

Contrairement au massif d'Allauch (Ruissatel), où la série allochtone est complète jusqu'au Cénomanien, celle de la Salette, qui s'y raccorde, ne comporte pas de terrains postérieurs à l'Hettangien. On peut ainsi se demander si la couverture initiale du Trias de la Salette n'est pas représentée par la série normale chevauchante de l'Étoile, auquel cas la dénudation du Trias de la Salette serait d'origine tectonique et contemporaine de la translation vers le Nord, à l'Eocène supérieur, de cette série, décollée sur le Keuper.

Quoiqu'il en soit, la mise en place des différentes unités chevauchantes de la Salette, suivie de leur érosion, était terminée au *Rupélien* qui les recouvre en discordance en diverses parties du massif.

Par la suite, une première phase tectonique post-nappe s'est produite dans l'intervalle *Rupélien supérieur – Chattien basal* (?). Ces mouvements tectoniques intra-oligocènes, de style mal défini (transpression ? compression ?), ont replissé la nappe triasique et sa couverture rupélienne.

Une deuxième phase tectonique post-nappe, celle-ci clairement distensive, avec une direction majeure de distension N-S s'est manifestée dès le *Chattien terminal* et a sans doute perduré au cours du Miocène, produisant le soulèvement et l'exhumation de la zone centrale jurassique et un très fort relèvement des couches chattiennes de la bordure sud du massif. Des failles normales E-W ont accomodé le mouvement de surrection. La fraîcheur des miroirs de certaines failles (Enco de Botte, les Olives) suggère qu'elles aient pu continuer de jouer au cours du Pliocène.

Le massif de l'Étoile (R. Monteau, J.-P. Masse)

Entre les bassins de Marseille et de l'Arc, la chaîne de l'Étoile forme une barrière montagneuse qui s'allonge d'Ouest en Est sur une vingtaine de kilomètres environ. Elle chevauche largement le bassin de l'Arc sur sa partie méridionale (fig. 47).

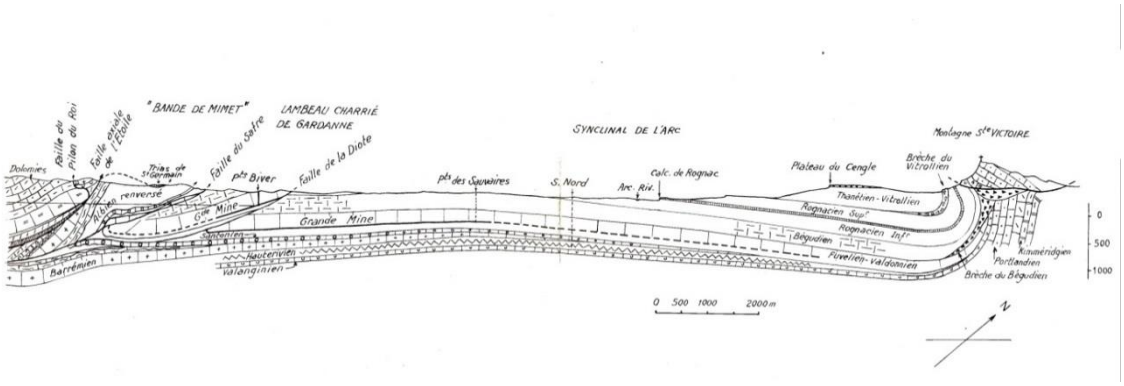


Fig. 47 - Coupe géologique schématique Sud-Nord à travers le bassin de l'Arc (d'après J.-P. Durand, 1980). Cette coupe montre le chevauchement du massif de l'Étoile sur le bassin de l'Arc dans la partie sud du bassin (ici à gauche).

Seule apparaît ici une partie du versant méridional (Plateau de la Mure), constitué de terrains ascendants depuis l'Aptien à l'Ouest, jusqu'au Trias à l'Est (Pichauris).

De nombreuses failles, très obliques à la bordure du bassin de Marseille et à rejet croissant vers ce dernier, découpent cette partie de la chaîne. L'unité du Plateau de la Mure, bordée au Sud par les formations oligocènes du bassin de Marseille, est constituée pour l'essentiel par des terrains du Jurassique supérieur, du Néocomien et de l'Urgonien. Cette unité, qui montre une tendance à la déformation anticlinale, est hachée de nombreuses failles, en particulier sur sa bordure avec le bassin de Marseille.

Au Nord, séparée par la faille de la Mure, l'aire centrale est une unité massive, légèrement synclinale, presque exclusivement dolomitique. La coupe géologique de la Galerie à la Mer (cote 0 à +18 NGF) confirme ces structures.

Surface miocène

Prés de Vallon Dol, dans une zone karstifiée recoupée par les travaux de la SCP, il a été décrit un remplissage d'âge miocène (Rousset, 1967). Ce dépôt se situe sous la plate-forme de la Mure (+300 NGF), surface qui au Sud de l'Étoile se relie directement aux plateaux arasés de la Nerthe.

Les tunnels du canal de Provence montrent, en outre, que le contact anormal principal plonge vers le Nord. Il a été recoupé vers + 230 NGF, alors que la Galerie à la mer l'a rencontré vers la cote zéro NGF. Le Fuvélien lignitifère doit en particulier s'étendre de bout en bout sous l'allochtone (Guieu 1980).

Compte tenu de ce qui précède, il n'est pas douteux qu'une continuité existe entre les couches crétacées du bassin de l'Arc et celles du massif d'Allauch, sous les unités en recouvrement de l'Étoile orientale en position elles-mêmes affaissées. Cette hypothèse se trouve définitivement confirmée par les résultats apportés en 1979 à l'occasion de l'ouverture, par la Société du Canal de Provence et d'Aménagement de la région provençale, d'un tunnel passant sous le versant méridional de l'Étoile et sous le massif d'Allauch. L'allochtonie de la dalle des Maurins, liée à l'Étoile, est en particulier démontrée, puisque sous le Trias, ici en contact presque direct avec le Jurassique supérieur (rabotage basal du Dogger et du Lias) et constituant la semelle de l'allochtone, gisent les couches sub-horizontales du Santonien recouvertes de quelques bancs très étirés de fluvio-lacustre au niveau du contact.

Les conséquences structurales pour la zone de contact massif d'Allauch-Étoile sont très claires, et confirment point par point l'hypothèse allochtoniste :

– les failles verticales de la bordure nord du massif d'Allauch ont bien décalé l'ancien contact tangentiel réalisant la superposition du chevauchement de l'Étoile au bassin de l'Arc et à ses bordures. Le contact a été recoupé dans un panneau affaissé où l'allochtone a été préservé de l'érosion. L'hypothèse d'un diapirisme du Trias lié à la faille de l'Amandier doit donc être écartée ;

– l'accident tangentiel révélé par l'ouvrage implique la superposition de l'Étoile au Crétacé supérieur fluvio-lacustre du bassin de l'Arc ; la partie orientale de l'Étoile correspond donc bien à un vaste lambeau entièrement superposé à la faille du Safre ;

– le Crétacé supérieur du bassin de l'Arc est en continuité avec celui qui a été traversé par l'ouvrage.

Les collines de Pichauris

À Pichauris, le Lias et le Trias constituent la base du chevauchement. Ils laissent apparaître, en trois fenêtres : des éléments allochtones (Jurassique supérieur et lambeaux de Crétacé inférieur) chevauchant ici (comme sur le bord nord de l'Étoile) de l'Aptien siliceux (faciès nord). Les éléments chevauchés par l'unité de Pichauris, équivalente de la bande triasique de l'Étoile, ont été arrachés, loin en arrière, à l'autochtone, au voisinage de la zone radicale de la structure, c'est-à-dire sur l'emplacement d'une ligne unissant la Nerthe à Carpiagne.

Le massif de la Nerthe (R. Monteau)

En bordure nord de la rade de Marseille, les *reliefs de l'Estaque* se rattachent à la chaîne de la Nerthe. Dans cette région, très tectonisée, s'effectue progressivement vers l'Ouest l'enracinement axial du chevauchement de l'Étoile. Il en résulte, dans la partie visible, coin NW de la feuille, des failles d'effondrement et de décrochement SW-NE qui affectent le Jurassique supérieur, le plus souvent dolomitisé, et l'Oligocène. Au contact de ces formations, on observe une zone confuse et très complexe avec miroirs de failles, paléo-falaises et klippes sédimentaires de Jurassique resédimentées dans l'Oligocène (fig. 48).

Les îles du Frioul (R. Monteau)

Dans la rade de Marseille, les îles de Pomègues et Ratonneau et l'île d'If sont essentiellement « urgoniennes » et correspondent à une ancienne topographie karstique submergée.

L'archipel du Frioul présente une structure anticlinale dissymétrique d'axe NW-SE. Le flanc sud est réduit, le flanc nord, constitué par la série « urgonienne » presque complète (Masse, 1968), forme la quasi-totalité de l'archipel. Les îles présentent les témoins d'une couverture aptienne presque entièrement disparue. L'affleurement de Gargasien du Havre du Morgiret a été préservé dans une zone faillée. Il a été en grande partie remanié par des phénomènes karstiques.

On observe, sur la bordure nord de l'île Ratonneau, des accidents cisaillant, de direction E-W à pendage de 10 à 30° vers le Sud. Ils sont décrochés par des failles méridiennes. Nous retrouvons là les mêmes schémas tectoniques décrits dans les massifs sud marseillais et dans l'archipel de Riou/Maïre.

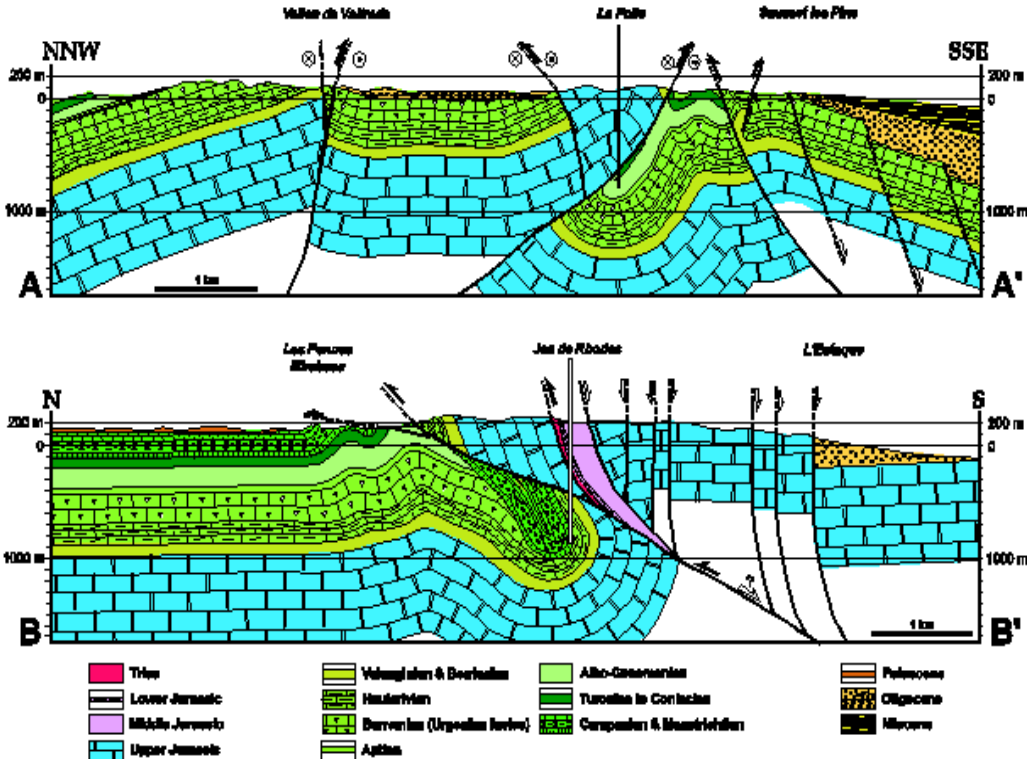


Fig. 48 - Coupes géologiques méridiennes dans les massifs de la Nerthe et de l'Étoile (Andréani *et al.*, 2010)

AA' - au niveau de Martigues-Sausset les pins ; BB' - au niveau de l'Estaque.

Le massif de Notre-Dame de la Garde (R. Monteau, J. Philip)

Le massif de Notre-Dame de la Garde consiste en un anticlinal très dissymétrique d'axe NW-SE. L'axe du pli fait apparaître le Jurassique supérieur dolomitique (Kimméridgien-Tithonien inférieur) entre Endoume et le Roucas-Blanc (fig. 47). Au NW (Endoume), les dolomies sont enveloppées périclinalement par les calcaires blancs du Tithonien supérieur-Berriasien inférieur. Au SE (Château Talabot, La Cadenelle), l'ennoiement périclinal du pli (compliqué par l'existence d'accidents sensiblement méridiens) s'effectue sous le Berriasien supérieur et le Valanginien de la Cadenelle.

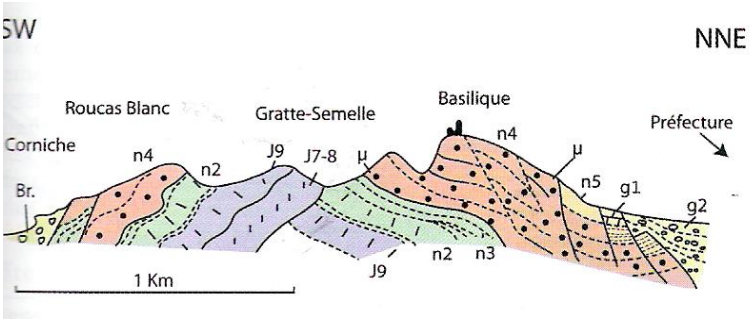


Fig. 49 - **Coupe géologique transverse dans le massif de la Garde** (d'après G. Guieu *et al.*, 2008)

g1 - Rupélien ; g2 - Chattien ; n5 - Bédoulien ; n4 - Barrémien ; n3 -Hauterivien ; n2 - Valanginien/Berriasien ; j9 - Tithonien ; j7 - 8 - Tithonien dolomitique ; Br - Brèches ; ù - mylonites.

Le flanc NE, relativement bien développé, est constitué par une série comprise entre le Berriasien supérieur et l'Urgonien. Le Berriasien supérieur montre d'importants étirements et microplissements (Vallon des

Auffes), voire une suppression complète, au contact des accidents qui le séparent du Jurassique supérieur de l'axe du pli. L'Urgonien, très fracturé, constitue l'ossature du flanc NE et le point culminant du massif (Basilique).

Le flanc SW est très réduit. Le Berriasien supérieur et le Valanginien accompagnent l'ennoiement périclinal du pli dans les secteurs de la pointe d'Endoume et de Malmousque (îlot des Pendus). À la pointe du Roucas Blanc, l'Urgonien, réduit à une lame étirée, est en contact faillé avec les dolomies du Jurassique supérieur.

Les rapports entre le massif de Notre-Dame de la Garde et le Bassin oligocène de Marseille sont très complexes et les bordures du massif sont souvent « mylonitisées » au passage d'accidents. Une ligne de failles, déterminant l'abrupt oriental de la colline, détermine une structure affaissée en « marches d'escalier », avec panneaux de Valanginien, d'Urgonien ou d'Aptien. Ce dernier est effondré en contre-bas NE du massif, depuis Saint-Victor au Nord, Vauban et Périer au Sud, où il a été reconnu par sondages et tranchées (Dellery et Guieu, 1979). Les calcaires de l'Oligocène, généralement très redressés, s'appuient sur ces panneaux mésozoïques ou en sont séparés par des failles.

La bordure nord (Catalans-Corderie) apparaît comme un demi-graben dans lequel est conservé l'Oligocène affaissé au pied du horst urgonien (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur ; J.-P. Masse comm. écrite, 2010) du Fort Saint-Nicolas et de celui de la Pointe du Pharo.

D'importantes accumulations de brèches et d'olistholites à matériel mésozoïque jalonnent les bordures du massif, contre lesquelles elles sont plaquées et redressées : Roucas-Blanc, Fort Saint-Nicolas, Pointe du Pharo, etc. Ces brèches, fortement karstifiées, ont été rapportées à l'Oligocène (Guieu, 1968). On remarquera également une discordance entre le g_1 (*Rupélien*) basculé et le g_2 (*Chattien*) qui le recouvre.

En raison de sa position isolée au milieu du Bassin tertiaire, les relations initiales du pli de Notre-Dame de la Garde avec les autres structures régionales peuvent être discutées. Il a été notamment proposé (Guieu, 1968) que ce pli ait constitué un prolongement vers le NW de celui de Sormiou, dont il partage l'orientation. L'existence d'un pointement d'Urgonien et d'Aptien dans le secteur intermédiaire de Bonneveine accrédite cette interprétation. La distension et les érosions oligo-miocènes auraient ainsi interrompu la continuité entre ces trois structures. D'autre part, certaines observations hydrogéologiques ont autorisé C. Gouvernet *et al*. (1979) à admettre l'existence d'un relief (encadré par deux accidents SW-NE) qui, masqué par les dépôts tertiaires du Bassin de Marseille, établirait une liaison entre les massifs d'Allauch et de la Salette, d'une part, et le massif de Notre-Dame de la Garde d'autre part.

LES BASSINS

Sont traités dans cette partie la structure synclinale du Beausset à remplissage sédimentaire essentiellement mésozoïque et les bassins de Marseille-Aubagne à remplissage sédimentaire surtout oligocène.

Le synclinal du Beausset (M. Floquet)

Le synclinal du Beausset est une des entités géologiques les plus facilement identifiables en Basse Provence occidentale. Toutefois, seule sa moitié occidentale est dans l'emprise de la carte d'Aubagne-Marseille. Sa moitié orientale est dans l'emprise des cartes à 1/50 000 de La Ciotat et de Toulon. Il est donc nécessaire de disposer d'une cartographie de la totalité de ce synclinal (fig. 50) pour en définir correctement la structure. Dans cet ordre d'idées, une simple observation panoramique depuis ses hauteurs occidentales comme la Couronne de Charlemagne ou les sommets du massif du Soubeyran (cf. § « Itinéraires géologiques ») en direction : 1) de l'Est jusqu'au massif du Mont Caume, 2) du NE jusqu'au massif de la Sainte-Baume et 3) du SE jusqu'aux pointes du Défens et de la Cride, permet de reconnaître son architecture générale.

Le synclinal du Beausset est fortement dissymétrique, son axe étant nettement déporté vers le Sud (fig. 50), passant du côté occidental à la latitude de Saint-Frétouse et du port de La Ciotat et, du côté oriental, au Sud de Saint-Cyr-sur-Mer, puis sous le chevauchement du « Télégraphe » (Unité de Bandol). Sa terminaison axiale orientale, relevée, passe juste par le sommet du Mont Caume (fig. 50), qui est constitué des mêmes brèches calcaires à rudistes c3bBr que celles du Pont Naturel au-dessus de La Ciotat (cf. « Description des terrains »). Le flanc nord du synclinal, très développé, a un pendage en général de 10° à 12° d'azimut N170 à N140. Le flanc sud, très réduit, a un pendage beaucoup plus variable, de 25° à 40° d'azimut N00 à N20, mais il peut être aussi vertical ou quelque peu déversé, écaillé sous le chevauchement par l'Unité de Bandol (emprise des cartes à 1/50 000 de La Ciotat et de Toulon). Ainsi, l'aspect général est plutôt celui d'un vaste monoclinal penté vers le Sud. Néanmoins, les terrains, alternativement résistants et peu résistants à l'érosion, constituant les secteurs occidental, septentrional et oriental du synclinal, s'organisent en auréoles successives (fig. 50) et bien visibles en morphologie.

Les terrains constituant le cœur du synclinal sont les formations d'âge coniacien et santonien (fig. 51), essentiellement marno-silto-quartzeuses (enrichies en silicoclastiques côté sud, plus calcarénitico-quartzeuses côté nord) et déposées dans les environnements marins ouverts du Bassin Sud-Provençal *stricto sensu* (cf. § « Évolution tectonique »). Le fait que ces terrains soient facilement érodables a accentué la morphologie en cuvette du synclinal.

Les terrains constituant la première auréole septentrionale résistante à l'érosion et portant les points hauts du flanc nord du synclinal (comme le plateau de la Croix de Malte et les Barres de Castillon sur fig. 51), sont les formations calcaires à rudistes d'âge cénomanien supérieur à coniacien inférieur, déposées dans des environnements marins peu profonds de la plate-forme carbonatée qui était la composante septentrionale du Bassin Sud-Provençal *lato sensu* (cf. § « Évolution sédimentaire et géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur »).

La deuxième auréole, étroite mais aisément identifiable, faite de terrains érodables, est celle des calcaires argileux et marnes d'âge aptien (n_5 sur fig. 51), tout à fait spécifiques de la série sédimentaire normale, allochtone, de l'Unité du Beausset (l'« Aptien faciès sud » *sensu* G. Guieu, 1968). Toutefois, cette auréole disparaît dans le secteur nord-oriental du synclinal (fig. 51) où les terrains aptiens ont subi les érosions et altérations liées aux événements « duranciens » (phase tectonique « autrichienne », épisode bauxitique).

La troisième auréole, large mais aussi parfaitement identifiable, faite de terrains résistants, est celle des calcaires urgoniens d'âge hauterivien et barrémien (n_{3-4} sur fig. 50 et 51). Dans la partie orientale du synclinal, elle forme la majeure partie des plateaux de Tourris - Roucas Traoucas – Jas de Laure – Siou Blanc et du Nord du Camp (fig. 50). Dans la moitié occidentale du synclinal, elle limite au Sud le fossé (polje) de Cuges les Pins puis, au-delà du col de l'Ange vers l'Ouest, elle forme le massif du Douard qui borde au Sud la plaine d'Aubagne – Gémenos. Cependant, ce dernier massif présente une structure anticlinale faillée (commençant à s'individualiser au Sud du fossé de Cuges les Pins, fig. 51), à cœur de terrains d'âge berriasien-valanginien, qui le rattache aux structures anticlinales de Carnoux et de Vaufrèges (ce dernier à cœur de terrains d'âge bathonien inférieur) du massif de Carpiagne.

Au-delà vers le Nord, de manière tout à fait caractéristique au Nord de Cuges les Pins, le dispositif quasi-monoclinal amène à l'affleurement les terrains d'âge crétacé basal et jurassique. Ces terrains, en série normale allochtone et appartenant bien au synclinal du Beausset *l.s.* constituent là le flanc le plus méridional de la Sainte-Baume (fig. 51).

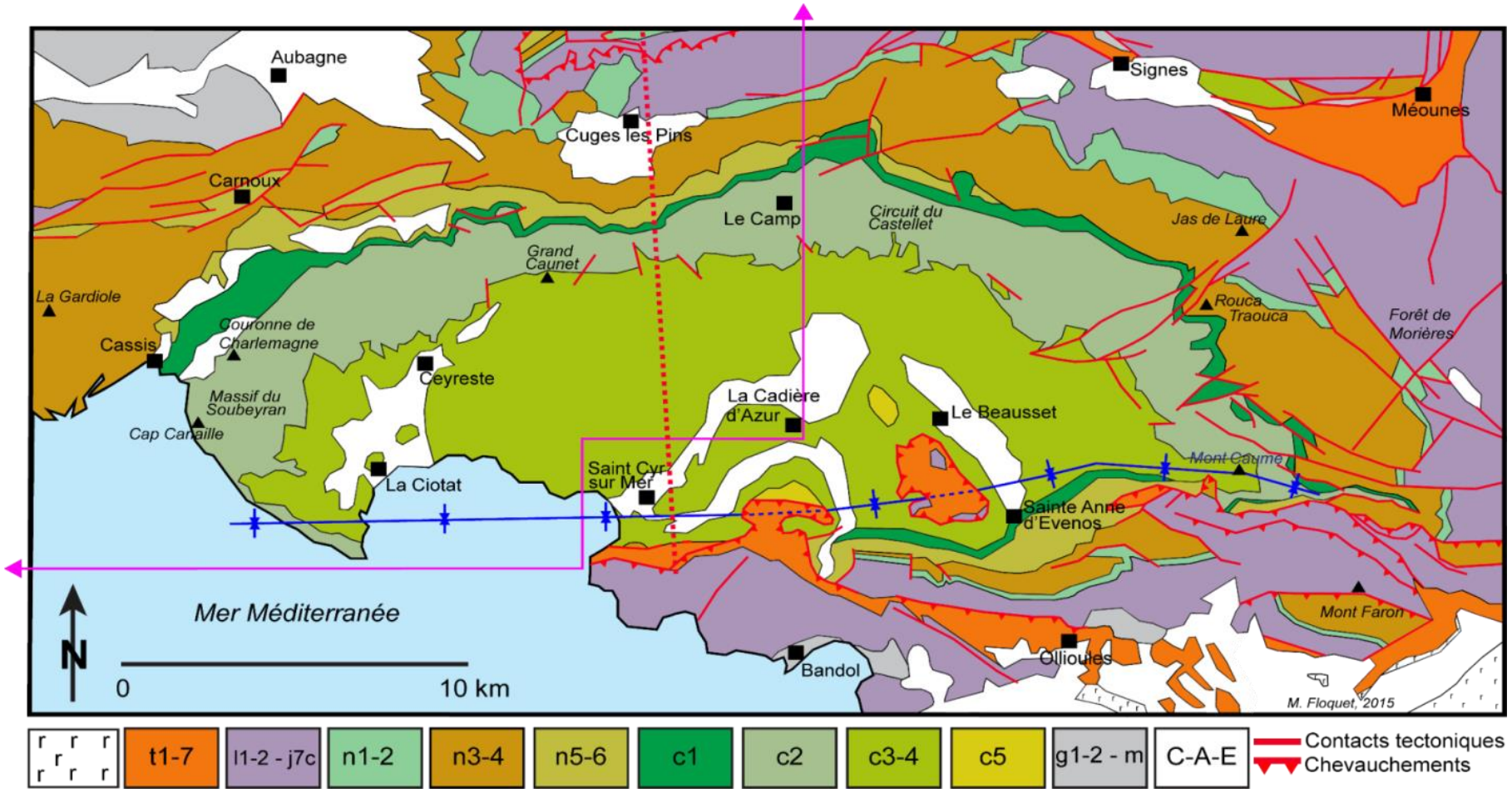


Fig. 50 - Esquisse géologique du synclinal du Beausset (M. Floquet, inédit, modifié et adapté à partir de J. Rouire et J.-J. Blanc (1979))

Trait de couleur magenta : limite sud-orientale de l'emprise de la 3e édition de la carte Aubagne-Marseille à 1/50 000 qui, de fait, ne concerne que la moitié occidentale du synclinal ; trait de couleur bleue - axe du synclinal, très déporté au Sud ; tireté rouge - tracé de la coupe donnée en figure 51. Les indices des terrains sont ceux, simplifiés, de la 3e édition de la carte Aubagne-Marseille. r - terrains permiens ; $t_{1\text{-}7}$ - terrains triasiques ; $l_{1\text{-}2}$ - j_{7c} - terrains jurassiques ; $n_{1\text{-}2}$ - terrains berriasiens et valanginiens ; $n_{3\text{-}4}$ - terrains hauteriviens et barrémiens, essentiellement faits de faciès urgoniens ; $n_{5\text{-}6}$ - terrains aptiens et albiens ; c_1 - terrains cénomaniens ; c_2 - terrains turoniens ; $c_{3\text{-}4}$ - terrains coniaciens et santoniens ; c_5 - terrains santoniens supérieurs à campaniens (formation du Plan d'Aups et faciès valdonniens-fuvéliens) ; $g_{1\text{-}2}$ - m - terrains oligocènes ($g_{1\text{-}2}$) plus affleurements miocènes (m) de Signes et Méounes-les-Montrieux ; C-A-E - couverture récente de colluvions (C), alluvions (A) et éboulis (E) masquant les terrains anciens.

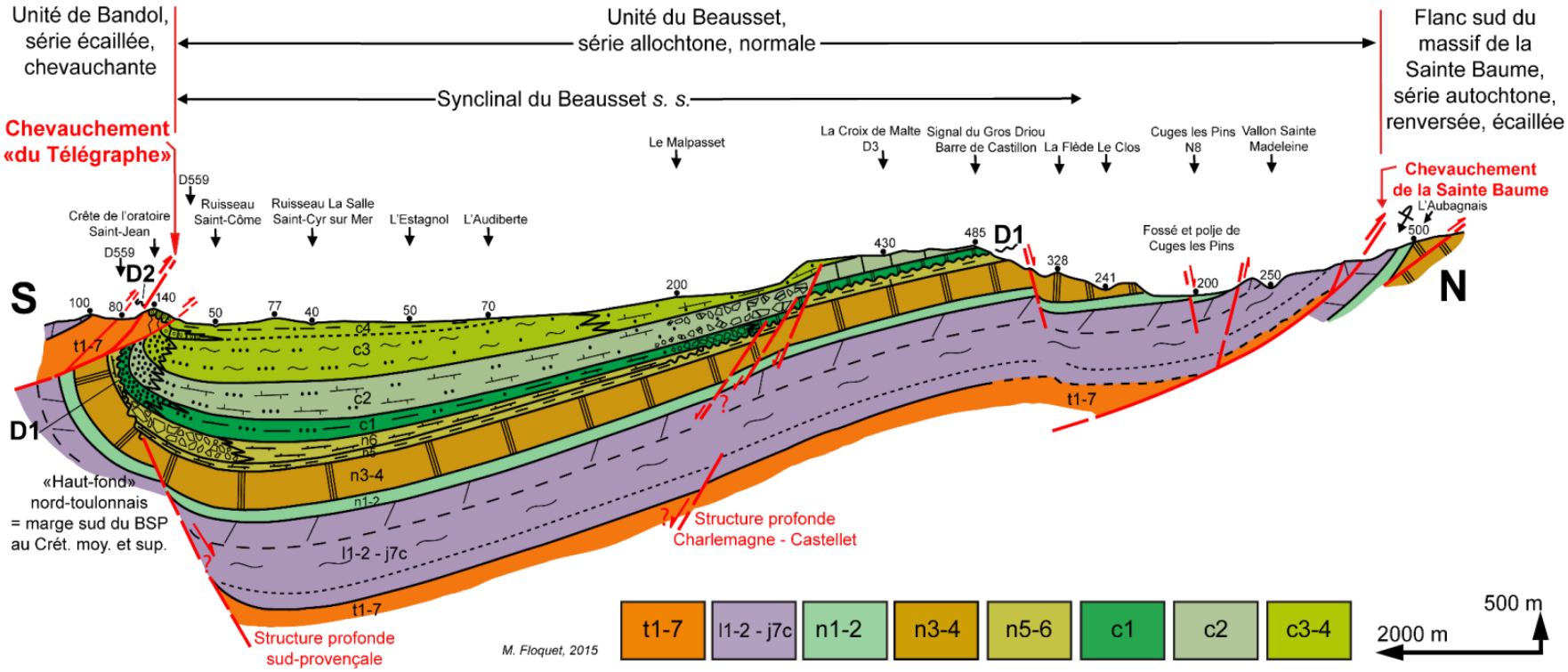


Fig. 51 - **Coupe N-S du synclinal du Beausset, schématique et interprétative** (Floquet, inédit)

Le tracé de la coupe est placé en figure 50. Les indices des terrains sont les mêmes que ceux de la figure 48. t_{1-7} - terrains triasiques ; l_{1-2} - j_{7c} - terrains jurassiques ; n_{1-2} - terrains berriasiens et valanginiens ; n_{3-4} - terrains hauteriviens et barrémiens, essentiellement faits de faciès urgoniens ; n_{5-6} - terrains aptiens (n_5) et albiens (n_6) surmontés par la discordance D1 résultant de la phase tectonique autrichienne (Bombement Durancien, épisode bauxitique…) ; c_1 - terrains cénomaniens ; c_2 - terrains turoniens ; c_{3-4} - terrains coniaciens (c_3) et santoniens (c_4), y compris les Calcaires à Rudistes de l'oratoire Saint-Jean transgressifs en discordance D2 sur les Calcaires à *Coenothyris* du Muschelkalk. Longueur de la coupe et épaisseur des terrains sont à la même échelle tandis que l'échelle des dénivelés topographiques est doublée pour plus de lisibilité. Au Sud, la disposition des terrains sous le chevauchement par l'Unité de Bandol est une projection des structures visibles au SE du synclinal du Beausset (secteurs de la Jaume et du Gros Cerveau à l'WSW de Sainte-Anne-d'Evenos, emprise de la carte à 1/50 000 de Toulon, cf. fig. 48). Il est plausible que des structures analogues, sinon homologues, se prolongent vers l'Ouest, simplement masquées par le chevauchement de l'Unité de Bandol (se reporter au texte).

Des points de vues paléogéographique et structural, le synclinal du Beausset apparaît être un héritage direct du Bassin Sud-Provençal, d'âge crétacé moyen et supérieur.

En premier lieu, sa dissymétrie caractéristique est fonction de sa bordure méridionale et a été acquise à partir de la phase tectonique dite « autrichienne » survenue à la fin de l'Albien et au Cénomanien inférieur. Cette phase a réactivé la « Marge Nord-Toulonnaise » *sensu* J. Philip *et al*. (1987) qui comprenait une bordure sud surélevée et un versant nord fortement subsident, en réponse au jeu d'une structuration profonde, de type faille normale (fig. 51). Le maintien en position haute de la bordure sud, au moins jusqu'au Coniacien-Santonien, a conduit à son érosion, variable selon les structures locales de l'époque, mais pouvant affecter jusqu'aux terrains d'âge trias moyen. Les dépôts d'âge cénomanien à coniacien se sont accumulés en pied nord de la marge avec leur maximum d'épaisseur (jusqu'à plus de 1 200 m), butant contre le système de faille normale, et n'ont vraiment débordé la bordure méridionale du bassin qu'à partir du Santonien inférieur (Philip, 1970 ; Floquet *et al*., 2006). Le recouvrement des calcaires du Muschelkalk par les calcaires à rudistes d'âge santonien inférieur en discordance de transgression dans la crête de l'Oratoire Saint-Jean (Philip, 1967) (D2 sur fig. 51) est une illustration de ce débordement. La position actuelle de la crête de l'oratoire Saint-Jean correspondrait à une avancée vers le Nord, par écaillage (fig. 49) lié au chevauchement de l'Unité de Bandol, du dispositif paléostructural Crétacé supérieur.

En second lieu, la distribution des formations au sein du synclinal du Beausset en deux groupes distincts, l'un épais et comprenant les formations riches en silicoclastiques, l'autre moitié moins épais et comprenant les formations quasi-exclusivement calcaires, correspond à la subdivision paléogéographique du Bassin Sud-Provençal *lato sensu* d'âge crétacé moyen-supérieur (cf. § « Évolution tectonique »). Le premier groupe caractérise le domaine de bassin *stricto sensu* ; le second le domaine connexe de plate-forme carbonatée. La limite entre les deux domaines est marquée par les resédimentations carbonatées, typiques du Cénomanien au Coniacien (Philip, 1993 ; Hennuy, 2003 ; Floquet et Hennuy ; 2003 ; Floquet *et al*. 2005, 2006), qui jalonnent une structuration profonde à jeu normal, de direction moyenne N100, passant par la Couronne de Charlemagne et la bordure sud du plateau du Castellet (fig. 51).

Le synclinal du Beausset, avec ses successives auréoles de terrains crétacés ainsi qu'avec son prolongement direct dans la série normale du Crétacé basal et du Jurassique de la partie la plus méridionale du massif de la Sainte-Baume, est la composante essentielle de l'Unité structurale du Beausset. Celle-ci a été considérée comme étant une unité allochtone décollée sur les terrains triasiques (Aubouin, 1967 ; Guieu, 1968 ; Rouire *et al*, 1979) et transportée vers le Nord. Cette allochtonie a été confirmée par les coupes équilibrées réalisées par L. Bestani (2015) et L. Bestani *et al*. (2015).

Les bassins oligocènes (M. Villeneuve, D. Nury, P. Arlhac, A. Gärtner et U. Linnemann)

Cette partie reprend et complète les données les plus récentes publiées ou sous presse (Villeneuve *et al*., 2013, 2016).

Bien que géographiquement il n'y ait qu'un seul bassin appelé « Bassin de Marseille-Aubagne », géologiquement nous avons distingué trois unités : le bassin du Jarret, au NW, le bassin du Prado, au SW, et le bassin d'Aubagne, à l'Est.

À ces trois entités s'ajoute la partie la plus méridionale du bassin de la Destrousse qui, dans l'emprise de la carte, n'affleure qu'au NE. Le schéma de la fig. 52 montre les principaux éléments de ces bassins, ainsi que la localisation des massifs qui les entourent.

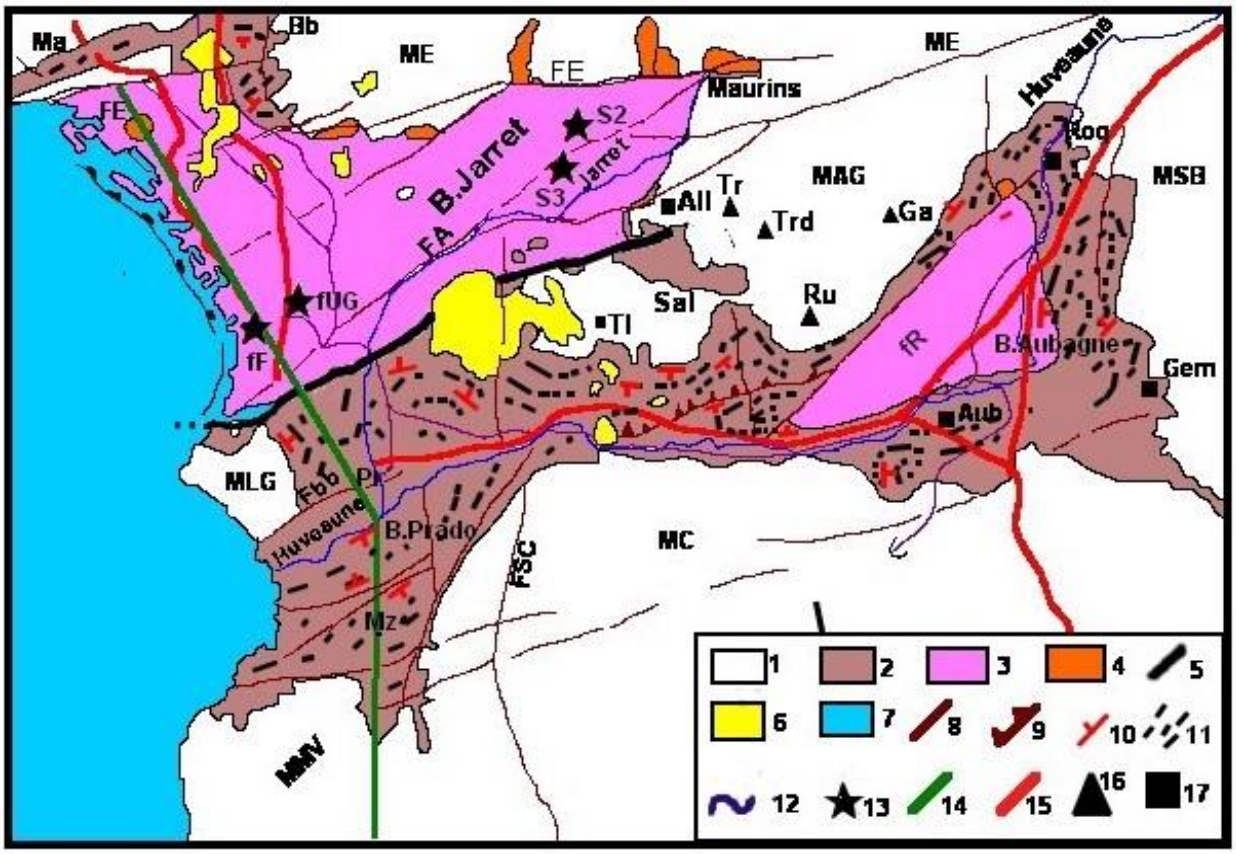


Fig. 52 - Les principaux ensembles géologiques à dépôts oligocènes et les travertins pléistocènes (Villeneuve, inedit)

ME - Massif de l'Étoile ; MAG - Massif d'Allauch–Garlaban ; MSB - Massif de la Sainte-Baume ; MC - Massif des Calanques ; MMV - Massif de Marseilleveyre ; MLG - Massif de la Garde ; Ma - Marinier ; Bb - Basse Bedoule ; All - Allauch ; Tr - Tête rouge ; Ru - Ruissatel ; Ga - Garlaban ; Roq - Roquevaire ; Gem - Gémenos ; Aub - Aubagne ; Mz - Mazargues ; Pr - Prado ; Tl - Trois-Lucs ; Sal - Salette ; FE - Faille de l'Estaque ; FEt - Faille de l'Étoile ; FA - Faille d'Allauch ; fF - forage Fournier ; fUG - forage de l'usine à gaz ; S2 - Forage des Ambrosis ; S3 - Forage de Canton rouge. 1 - Substratum Mésozoïque ; 2 - Formations du Rupélien ; 3 - Formations du Chattien ; 4 - Brèches de l'Étoile ; 5 - Limite méridionale du basin du Jarret ; 6 - Travertins du Pléistocène ; 7 - La mer ; 8 - Failles ; 9 - Failles inverses ; 10 - Directions et pendages des couches ; 11 - Traits structuraux ; 12 - Cours d'eau ; 13 - forages ; 14 - Émissaire n° I ; 15 - Autoroutes ; 16 - Sommets ; 17 - Villes principales.

Ces bassins, mis en place dans un contexte de tectonique distensive généralisée, ont en commun un certain nombre de caractéristiques :

– ils recoupent à l'emporte pièce les structures provençales chevauchantes mises en place à l'Éocène supérieur ;

– ils présentent, en limite et à l'intérieur des aires sédimentaires, des failles normales à jeu syn-sédimentaires, soulignées par des épandages de brèches syn-sédimentaires ;

– ils sont comblés par des séries répétitives épaisses, carbonatées ou détritiques, déposées sous très faible tranche d'eau, le plus souvent inférieure au mètre, témoignant d'une sédimentation rythmée. Les interruptions de sédimentation sont très fréquentes, marquées par des traces de bioturbations continentales, par des traces de racines secondairement remplies de calcite concrétionnée, et par de nombreuses fentes de retrait fossilisées par le dépôt sus-jacent ;

– des parties importantes de ces bassins sont déformées et notamment celles de l'Oligocène inférieur (*Rupélien*).

La fig. 53 montre les principales déformations enregistrées le long des coupes géologiques transversales aux différents bassins.

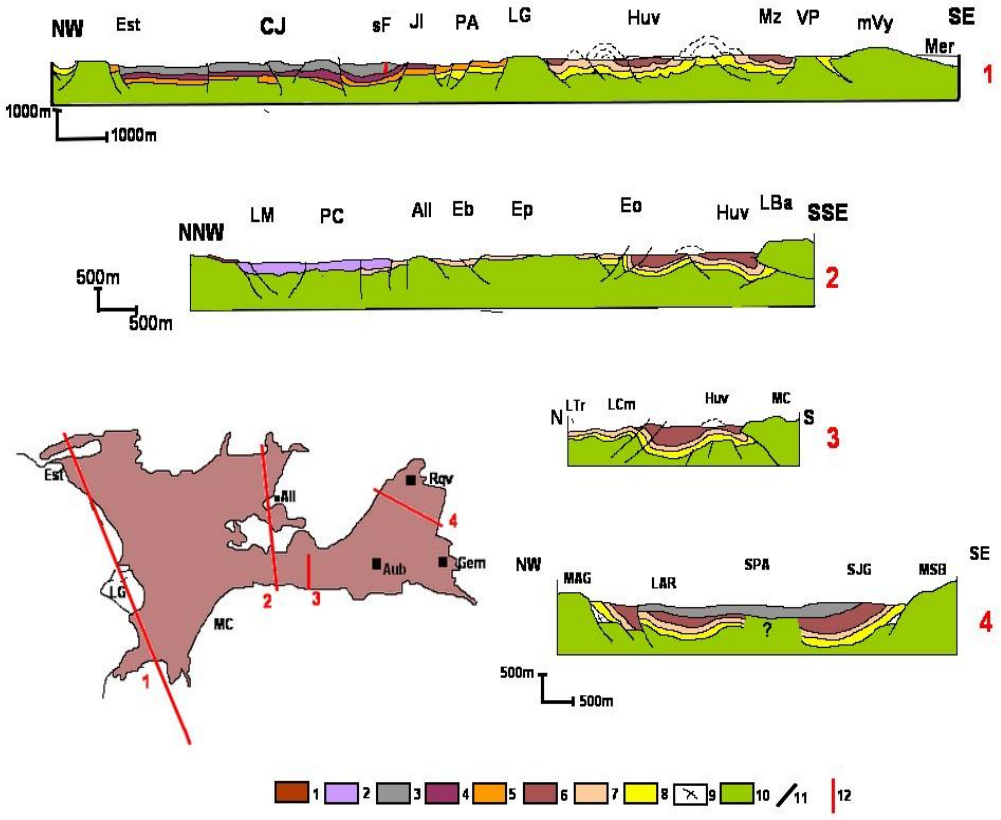


Fig. 53 - Coupes géologiques schématiques dans les bassins de Marseille-Aubagne (M. Villeneuve, inédit)

1 - Coupe Marinier - massif de Marseilleveyre ; 2 - Coupe de Mordeau-la Barasse ; 3 - Coupe de la Penne sur Huveaune ; 4 - Coupe Lascours- Saint-Jean-de-Garguier. 1 - Formation de Mourrepiane (= brèche de Mordeau?) ; 2 - Formation de Piedautry ; 3 - Formations de Cap Pinède – Le Merlan et de la Royante ; 4 - Formation des Saint-André – Saint-Henri ; 5 - Formation de la Porte d'Aix et calcaires de l'Estaque ; 6 - Formations de la Valentine et de la Gastaude ; 7 - Formation des Camoins ; 8 - Formations du Marinier et Saint-Marcel ; 9 - Brèches de pente ; 10 - Substratum mésozoique ; 11 - Failles ; 12 - Sondage Fournier (sF).

Caractéristiques des bassins

Le bassin du Jarret

Il est limité au Nord et à l'Est par la zone montagneuse du substratum mésozoïque (massifs de la Nerthe, de l'Étoile et d'Allauch) et, au Sud, par la « dorsale de Saint-Julien » qui va du massif de la Garde au massif de la Salette (Gouvernet, 1948 ; Morange et Clavier, 1970). Partiellement recouverte par les dépôts de l'Oligocène, cette dorsale n'en est pas moins à considérer comme une barrière structurale séparant les bassins du Jarret et du Prado.

On ne connaît pas la profondeur du bassin du Jarret dans sa partie médiane car aucun forage ni aucune ligne sismique à terre n'a atteint son substratum. La profondeur doit avoisiner le kilomètre, car le puits le plus profond (forage de l'usine Fournier) s'est arrêté dans l'Oligocène à 872 m de profondeur.

Le remplissage. On distingue la Formation du Marinier (*Rupélien*) du reste du groupe du Jarret essentiellement *chattien*.

La **Formation du Marinier** occupe un graben orienté SW-NE à l'intérieur du substratum secondaire du massif de la Nerthe, ainsi que sur la bordure sud du massif de l'Étoile, depuis la basse Bédoule jusqu'aux environs d'Allauch. On ignore si cette formation est présente en profondeur au cœur du bassin et contre la dorsale de Saint-Julien, cependant la présence de cette formation dans le secteur de Saint-Antoine et aux Maurins (au Nord d'Allauch) suggère qu'il y a eu plusieurs bassins parallèles à celui du Marinier.

Comme indiqué dans la partie dédiée à la stratigraphie, il s'agit principalement de dépôts calcaires de faible profondeur. Le membre moyen, qui est formé d'une alternance métrique de brèches calcaires, d'argiles et de calcaires en bancs, indique un approfondissement « syntectonique » sur toute la marge nord. La sédimentation débute au *Rupélien basal* pour se terminer à la base du *Rupélien supérieur* (ou *Rupélien moyen* ?).

Les dépôts des formations supérieures du groupe du Jarret (postérieurs à ceux de la Formation du Marinier) occupent le centre et le sud du bassin. Les dépôts débutent au *Rupélien supérieur* par des formations très différenciées. Au Nord, c'est la Formation de l'Estaque qui s'appuie sur le massif du « Moulin du Diable » et est constituée de niveaux calcaires entrecoupés de brèches à blocs d'origine locale (calcaires venant du massif de l'Étoile ou de la Formation du Marinier), tandis qu'au Sud (Joliette et station Colbert notamment), on trouve des argiles à lentilles de grés et de poudingues. Latéralement (ou recouvrant ces formations ?) on trouve les argiles de la Formation de Saint-André – Saint-Henri qui signalent une zone lacustre plutôt calme. Un calme qui précède l'invasion du matériel détritique de la Formation de la porte d'Aix et du Cap Pinède – Le Merlan (autrefois Formation des Arnavaux – Sainte-Marthe) lequel, toujours alimenté par le continent méridional, se répand jusqu'aux contreforts des massifs de l'Étoile et de la Nerthe. Vers le Sud, ces sédiments reposent sur le Trias à Saint-Julien et sur les brèches issues du démantèlement du massif de la Garde au Fort Saint-Nicolas (entrée sud du Vieux Port).

Cependant, certaines zones ont été protégées de ces apports détritiques venant du Sud ; c'est le cas pour la zone située au Nord d'Allauch, dans laquelle se déposent des marnes et des calcaires lacustres (Formation de Piedautry) qui ne sont cependant pas exempts de brèches alimentées par le massif de l'Étoile, comme l'ont montré les sondages, et notamment le sondage des Ambrosis.

Ce groupe du Jarret se termine au *Chattien supérieur*. Enfin des apports détritiques venus du Nord ravinent les poudingues du Cap Janet, à Mourepiane notamment.

D'un point de vue sédimentologique, la Formation du Marinier indique une sédimentation lacustre dans un environnement peu profond. La Formation de Saint-André – Saint-Henri indique un milieu lacustre avec quelques apports détritiques venus du Sud, et cela d'une manière plus sensible lorsqu'on se rapproche de la dorsale massif d'Allauch – massif de la Garde. La Formation de Cap Pinède – le Merlan, qui est relativement homogène, traduit un environnement fluviatile ou « fluvio-lacustre » évoquant une zone d'épandage avec « réseaux en tresse ». On imagine aisément des cônes alluvionnaires ou des éventails deltaïques à l'origine de ces dépôts sédimentaires, sur le versant sud. Les brèches et conglomérats de Mourepiane indiquent aussi une origine fluviatile, mais en régime plus torrentiel.

G. Denizot (1920, 1930) a observé, à une époque ou les affleurements étaient plus nombreux et mieux dégagés, l'intrication des poudingues du Sud avec les marnes de Piedautry et les brèches de l'Étoile, cette dernière intrication ayant été confirmée par D. Nury (1987).

La structuration. Les formations supérieures du groupe du Jarret on subi peu de déformations. À l'échelle de l'affleurement, on remarque que les pendages stratigraphiques (et non les stratifications obliques) des formations post-Marinier dépassent rarement les 20° (en général entre 10 et 15°) dans des directions variables. Ces pendages sont surtout ceux des pentes sur lesquelles se sont déposés les sédiments. Des pendages vers le Sud, à la Porte d'Aix et au Palais Longchamp, semblent en relation avec des panneaux basculés à regard nord.

La Formation du Marinier est plus déformée. Au Nord, des plis d'axe SW-NE ont des flancs pentés de 20 à 40°, mais autour d'Allauch, les plis ont des pendages de 60 à 80°, voire verticaux. Ceci traduit une déformation liée à une phase tectonique antérieure aux dépôts de Piedautry qui reposent horizontalement sur cette Formation du Marinier.

Quant aux failles, on distingue plusieurs réseaux principaux : les failles N20° comme la faille de la Bourdonnière (Allauch nord), les failles orientées N50° qui bordent le graben du Marinier, les failles N100° qui festonnent la marge occidentale du massif de l'Étoile (la Savine, les Mayans, les Baumillons, etc.), les failles orientées N70° à N80° qui traversent de part en part le bassin du Jarret (faille de l'Estaque, faille du Jarret, etc.) et les failles méridiennes qui traversent tout le bassin, y compris les travertins du Pléistocène.

En réalité, ce bassin orienté SSW-NNE est plus complexe qu'il n'y paraît. En effet, dans sa partie occidentale limitée d'un côté par la mer et de l'autre par une ligne NNW-SSE allant de Saint-Antoine, au Nord, à Saint-Pierre, au Sud, on trouve des dépôts lacustres antérieurs à la Formation des poudingues de Cap Pinède-Le Merlan (formations de Saint-André – Saintt-Henri, Joliette et Porte d'Aix). Dans la partie orientale (Allauch, Logis neuf et Plan de Cuques), on ne connaît pas de formations similaires ; La Formation de Piedautry (*Chattien supérieur*) repose directement, soit sur le substratum secondaire, soit sur les calcaires déformés d'Allauch (équivalents de la Formation du Marinier). Entre les deux (secteurs de Château Gombert, le Merlan, la Rose, Saint-Just, etc.), faute de sondages profonds, on ignore quel est le substratum des poudingues de la Formation Cap Pinède – Le Merlan, Il semble donc y avoir un compartimentage d'Ouest en Est orthogonal à la direction SW-NE apparente du bassin du Jarret.

En conclusion le bassin du Jarret pose un vrai problème d'interprétation dans la mesure où il présente plusieurs structures superposées ; des structures allongées SE-NW recoupées par des structures WSW-ENE. Autant les deuxièmes semblent liées à un régime tectonique en extension, autant le régime tectonique qui génère les premières pose encore problème.

Le bassin du Prado

Il s'étend de Notre-Dame de la Garde à la Valentine, et de Saint-Barnabé jusqu'au massif de Marseilleveyre. Il est encadré par des failles orientées N20° à N40° : une faille occidentale qui le sépare d'un haut-fond (Fournier, comm. pers.) comprenant le massif de La Garde, les îles du Frioul, le pointement de la Vieille Chapelle, le massif de Marseilleveyre et une faille occidentale qui le sépare du massif de Carpiagne. Cette structure en graben est elle-même constituée de deux sous- bassins séparés par un horst orienté SW-NE ; le horst de Bonneveine, qui va du massif de la Veille Chapelle au Cabot. Ici encore, on ne connaît pas la profondeur de ces bassins faute de sondages atteignant le substratum.

Le remplissage. Ce bassin est comblé par les argiles et marnes de la Formation de Saint-Marcel. Ce matériel de type lacustre avec passées de lignites à été échantillonné, en 2011, dans la tranchée du futur tunnel reliant le tunnel du Prado-carénage au rond-point du Prado.

Des lentilles de poudingues intercalés dans les marnes indiquent des apports fluviatiles dans ce qui devait être le « lac » du Prado. Vers le sommet, le matériel sédimentaire est plus grossier. À cet épisode détritique succède une période avec dépôt de calcaires en lamines, d'évaporites et de gypses associés à des argiles et des grés. Ces dépôts sont surtout visibles sur les bordures du bassin où ils peuvent reposer en « on lap » sur le substratum, comme c'est le cas aux « Camoins » et sur le pourtour du massif de la Garde. Vers le centre du bassin, la sédimentation est toujours de type marneux et gréseux. Ensuite, on passe à un épisode argilo-détritique, puis à un épisode beaucoup plus détritique de type fluvio-deltaïque où les poudingues à matériel arraché au continent méridional dominent. Ces dépôts fluviatiles qui constituent la Formation des poudingues de la Valentine forment une bande continue dans la partie nord, de la Valentine jusqu'à Saint-Barnabé.

Les fossiles, et notamment les oogones de charophytes, prélevés dans la tranchée au droit du parc du « XXVI^{e} Centenaire », indiquent la base du *Rupélien*. Le *Rupélien moyen* a été échantillonné à Dromel, dans la Formation des Camoins. La formation détritique de la Valentine n'a pas été datée malgré la présence de débris végétaux et de Gastéropodes, notamment à la Timone. On estime que cette dernière s'est mise en place au *Rupélien supérieur* ou au *Chattien inférieur* par analogie avec la Formation de la Gastaude du bassin d'Aubagne.

La structuration. Les coupes géologiques levées dans la tranchée du parc du XXVI^{e} Centenaire et de celle de l'émissaire n° II qui relaye la précédente depuis le stade vélodrome jusqu'au massif de Marseilleveyre (Weydert et Nury, 1978), montrent des plis d'amplitude kilométrique de type symétrique à flancs pentés (entre 30 et 70°) et aux axes orientés N30° à N50°.

À Valvert, à l'Ouest des Comtes, les argiles de Saint-Marcel montrent des plans de stratification verticaux. Ces pendages importants se retrouvent presque partout, que ce soit à la Valentine, aux Comtes, à la grande Bastide Cazeaux, à la Blancarde ou à la Timone.

À l'échelle des affleurements, des plis métriques et des failles inverses indiquent des chevauchements généralement orientés du SSE vers le NNW. Même dans la zone des Camoins, où les pendages sont plus faibles qu'ailleurs, on observe localement des plis métriques à flancs pentés de plus de 45° et à plan axial subvertical orienté N20°. La tranchée d'un immeuble de la Grande Bastide (quartier du Cabot dans le 9^{e} arrondissement) montre que ces failles inverses recoupent les failles normales du graben du Prado.

Les failles encadrant ou traversant le bassin du Prado se repartissent en 3 groupes : 1) N-S, 2) SSW-NNE et 3) SW-NE. Les failles SW-NE, qui délimitent un système de « horsts » et de « grabens », ont rejoué en failles inverses lors de la déformation tardi-rupélienne. Quant aux failles N-S, elles recoupent l'ensemble des formations et parfois même les travertins du Pleistocène. Elles seraient donc très tardives.

Les éléments sedimentologiques et tectoniques actuels suggèrent un bassin en extension (fig. 54) orienté selon une direction NW-SE et limité par des failles de direction N20 à N40.

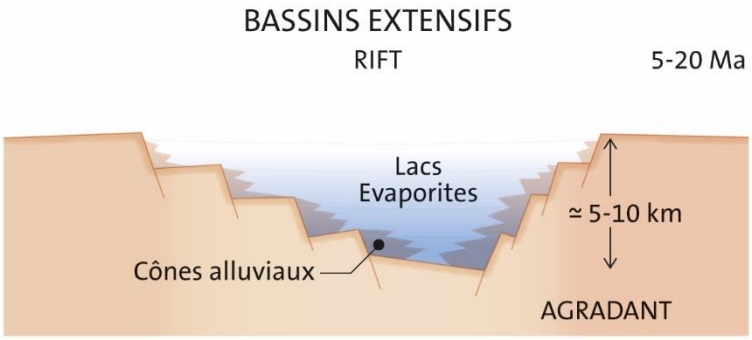


Fig. 54 - Modèle de bassin en extension applicable au bassin du Prado

En conclusion le bassin du Prado montre d'abord un remplissage lié a une extension NW-SE puis une déformation continue liée à un raccourcissement NNW-SSE ou NW-SE qui affecte l'ensemble du bassin.

Pour expliquer les déformations continues des formations du bassin du Prado deux hypothèses sont envisageables :

– ces déformations sont générées par le soulèvement du massif d'Allauch (Andreani *et al.*, 2013) ;

– ces déformations sont générées par un raccourcissement général associé à une phase compressive globale.

La symétrie des plis qui déforment la totalité du bassin, les failles inverses et leurs relations avec le chevauchement du massif des Calanques sur les formations oligocènes dans le secteur de la Barasse (Denizot, 1952), nous font préférer la deuxième hypothèse.

Le bassin d'Aubagne

Il a la forme d'un triangle encadré par le massif d'Allauch à l'Ouest, le massif de la Sainte-Baume, à l'Est et le massif des Calanques, au Sud. Le centre du bassin est occupé par des dépôts quaternaires. Les formations oligocènes affleurent sur les bordures, dans les environs de Pont-de-l'Étoile, de Roquevaire, au Sud d'Aubagne et tout le long du massif d'Allauch. Ici encore on ne connaît pas précisément la profondeur au centre du bassin.

Le remplissage. La formation la plus ancienne (les argiles à lignites de Gémenos) affleure au Nord de Gémenos, où l'on trouve un niveau de calcaires en plaquettes surmonté par des alternances d'argiles et de lignites indiquant un environnement lacustre. La formation suivante (Formation de Saint-Jean-de-Garguier) est constituée par des calcaires à lamines et des calcaires marneux entrecoupés de niveaux béchiques à éléments de calcaires. Ils indiquent un environnement lacustre et localement estuarien, mais sujet à des mouvements tectoniques. Cette formation affleure également à Roquevaire, tout au long du flanc oriental du massif d'Allauch et au Sud d'Aubagne.

Ces deux formations sont recouvertes par une épaisse couverture de matériel fluviatile (grès, argiles et poudingues) appartenant à la Formation de la Gastaude. Dans l'extrême nord on rencontre des argiles rouges à passées de calcaires gris verdâtres que l'on retrouve dans le bassin de la Destrousse. Dans les collines situées au NW d'Aubagne, depuis la gare d'Aubagne jusqu'à la Bonne Jeanne, on trouve une formation (Formation de la Royante) en tout point identique à celle de la Gastaude mais qui, contrairement à cette dernière, est sub-horizontale. Le contact observable entre ces deux formations se fait par l'intermédiaire d'une faille sub-verticale. En l'absence de tout forage profond il est difficile d'évaluer l'épaisseur de cette dernière formation.

L'âge de ces formations (groupe de Roquevaire) est donné par les faunes. La formation de Gémenos est datée du *Rupélien inférieur* et celle de Saint-Jean de Garguier du *Rupélien moyen*. Par contre, les formations de la Gastaude et de la Royante n'ont pu être datées par les fossiles, tous les lavages pour études micropaléontologiques s'étant révélés stériles.

Une datation des zircons détritiques a été effectuée (A. Gärtner). Elle indique que les grès et poudingues du sommet de la formation de la Gastaude se sont déposés après 28,7 ± 0,54 Ma, âge des zircons les plus jeunes trouvés dans ces roches (fig. 55). Cet âge est proche de la limite *Rupélien-Chattien* fixé à 28,1 Ma (Gradstein *et al*., 2012).

La Formation de la Royante contenant des zircons hérités plus jeunes pourrait être *chattien inférieur à moyen*.

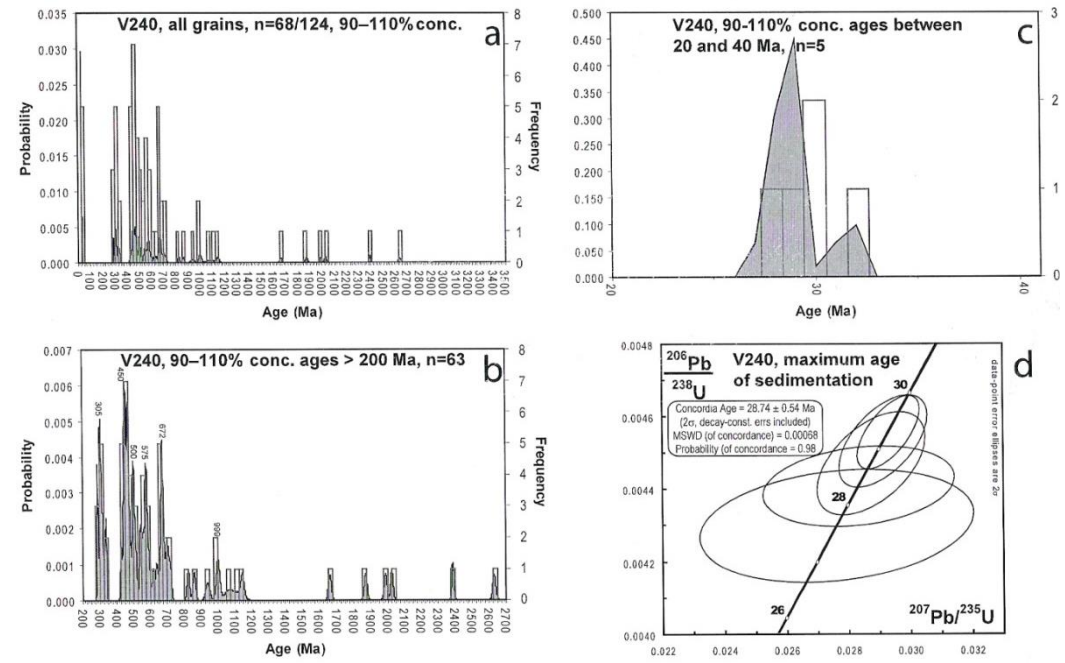


Fig. 55 - Âges des zircons détritiques extraits des grès du sommet de la Formation de la Gastaude (A. Gärtner, inédit).

La structuration. Tous les sédiments antérieurs à la Formation de la Royante présentent des pendages stratigraphiques important, allant jusqu'à la verticalité. C'est le cas à la Gastaude et également à l'Ouest de Donomagis. Des plis sont également présents à toutes les échelles, aussi bien dans le matériel compétant de la Formation de Saint-Jean de Garguier que dans la Formation de la Gastaude, dont on observe des terminaisons synclinales à Saint-Menet et à l'Est de Pont-de-l'Étoile. Les microstructures chevauchantes vers le NW, observées dans la Formation de la Gastaude aussi bien que dans les argiles de la Destrousse, militent en faveur d'une tectonique compressive atteignant toutes les formations antérieures à la Formation de la Royante.

Les failles principales sont organisées en réseaux, en dehors de la faille des « Fenestrelles » qui borde au Nord le massif des Calanques. Cette faille orientée E-W, comporte plusieurs tronçons car elle est « normale » de l'autoroute A50 à la Penne sur Huveaune et « inverse » plus à l'Ouest. On a donc : le réseau des failles SSW–NNE et SW-NE qui longent la bordure orientale du massif d'Allauch (certaines sont liées au graben oligocène, d'autres sont inverses et ont tronqué la partie nord du « synclinal de la Millière » et une autre encore sépare les formations de la Gastaude et de celle de la Royante).

À l'Est, on trouve deux failles bordant le massif de la Sainte-Baume : la faille NNE-SSW de Saint-Jean-de-Garguier et celle NW-SE de Gémenos. Toutes les deux sont des failles normales contre lesquelles se sont mises en place les formations de l'Oligocène.

En résumé on distingue trois réseaux de failles ayant eu une activité à l'Oligocène : 1) SW-NE à E-W, 2) NNE-SSW et 3) NW-SE. Ici encore, on observe que les formations inférieures sont déformées mais pas les formations supérieures (la Royante).

<u>Le bassin de la Destrousse</u>

D'après D. Nury (1988), ce bassin oligocène s'étend, au NE du massif d'Allauch, depuis Peypin à l'Ouest jusqu'à Auriol à l'Est. Ce bassin est comblé d'abord par des argilites et des poudingues, puis par des alternances d'argilites rouges à bancs de calcaires blanc verdâtre et enfin par une série fortement détritique

de couleur rouge avec poudingues à gros blocs de matériel paléozoïque. Cette Formation de la Destrousse est déformée. Au village de la Destrousse les pendages peuvent atteindre 40 à 50°.

Sur la Feuille Aubagne-Marseille, seule affleure la partie la plus méridionale de ce bassin. Il s'agirait du membre moyen. La particularité de cette zone vient d'un affleurement situé à Pont de Joux et qui vient d'être débarrassé de sa couverture quaternaire (travaux en 2013). Cet affleurement montre des argiles rouges et des calcaires verdâtres de l'Oligocène déformés et chevauchés par la dalle des calcaires du Secondaire de Pierresca. Cependant, un forage hydraulique réalisé vers la même époque 1 km plus au Sud, n'a pas rencontré d'Oligocène sur les 150 m forés. Il est donc probable que les mouvements tectoniques qui ont déplacé la dalle de Pierresca sont très locaux.

L'âge de cette formation est discuté. D. Nury (1987) la situe stratigraphiquement au-dessus de la Formation des Camoins et en dessous de la Formation des poudingues de la Valentine. Cette position est justifiée par son contenu fossilifère (J.-J. Châteauneuf, com. pers.) et par la présence de « Potamides Lamarcki ». De plus on remarque que les zircons hérités des brèches du membre supérieur de la Destrousse ne contiennent pas de traces de volcanisme tertiaire à l'instar des formations de Saint-Marcel et des Camoins et à l'opposé des poudingues de la Gastaude. Malheuresuement le contact entre les formations de la Destrousse et de la Gastaude n'a pas pu être observé. Cependant nous considérons que les brèches du membre supérieur de la Détrousse contenant de gros blocs anguleux du Paléozoïque sont les premières manifestations de l'épisode érosif qui prend son plein développement avec les poudingues de la Valentine et de la Gastaude.

Quant à relier les argiles bleues et rouges superposées aux calcaires des Camoins aux argiles rouges de la Déstrousse, cette hypothèse ne peut être écartée.

Corrélations entre les bassins oligocènes

Les corrélations entre les formations des trois bassins basées sur leurs âges respectifs sont fournies dans le chapitre stratigraphique (fig. 13).

Modèle sédimentaire

Un modèle sédimentaire a pu être défini et vérifié dans la plupart des bassins (fig. 56). Il a permis d'interpréter et de donner une cohérence aux observations souvent fragmentaires des zones urbanisées (bassin de Marseille) et de resituer les dépôts sédimentaires dans leur environnement structural et sédimentaire.

Types de dépôts

Brèches et mégabrèches calcaires à olistholites

Les bordures de l'aire sédimentaire sont soulignées par des brèches et mégabrèches calcaires à olistolithes qui s'interstratifient dans les sédiments carbonatés principalement, mais parfois aussi dans les sédiments siliciclastiques. J. Philip a signalé un « olistolithe » à matériel Jurassique à Donomagis (Ouest de Roquevaire). Nombre d'éléments proviennent des calcaires mésozoïques des chaînons provençaux qui ont subi une forte altération (Nury, 1987, 1988) durant tout l'Éocène supérieur et l'Oligocène, sous un climat tropical à subtropical, à saisons fortement contrastées. Elles remanient très souvent des calcaires oligocènes antérieurs ou de même âge.

Les sédiments carbonatés

Les sédiments carbonatés sont représentés principalement par des laminites et calcaires en petits bancs, parfois de l'ordre du mètre, aux faciès très variés, déposés en milieu confiné ou palustre. Ils peuvent localement incorporer des sulfates. Des constructions stromatolitiques s'y rencontrent fréquemment. Vis-à-vis des bordures, ils constituent une auréole intermédiaire dont l'élargissement vers le bassin traduit un

calme tectonique et/ou une diminution des apports lointains. Le lessivage des brèches a permis la mobilisation des carbonates qui se sont redéposés plus ou moins vers l'aval dans ces bassins continentaux très peu profonds.

Les dépôts fluviatiles

Les dépôts fluviatiles (argiles, marnes, sables et poudingues) qui occupent surtout la zone centrale ou septentrionale des aires sédimentaires, perturbent la sédimentation carbonatée, et se rapprochent plus ou moins des bordures en fonction de l'importance des apports, eux-mêmes régis par le contexte tectono-climatique. On les rencontre dans la plupart des formations. Ces dépôts contiennent, en proportions variables, du matériel carbonaté arraché aux reliefs environnants et du matériel paléozoïque, principalement siliceux (quartzites et grès quartziques rouges et verts, lydiennes, quartz filoniens) et exceptionnellement carbonatés (cipolins). Le cortège des minéraux lourds est caractérisé par la présence constante et relativement abondante de l'andalousite (2 à 3 %). L'origine du matériel détritique siliceux est à rechercher dans le Continent Pyrénéo-corso-sarde encore émergé au Sud (voir détails ci-dessous dans la rubrique « Poudingues »).

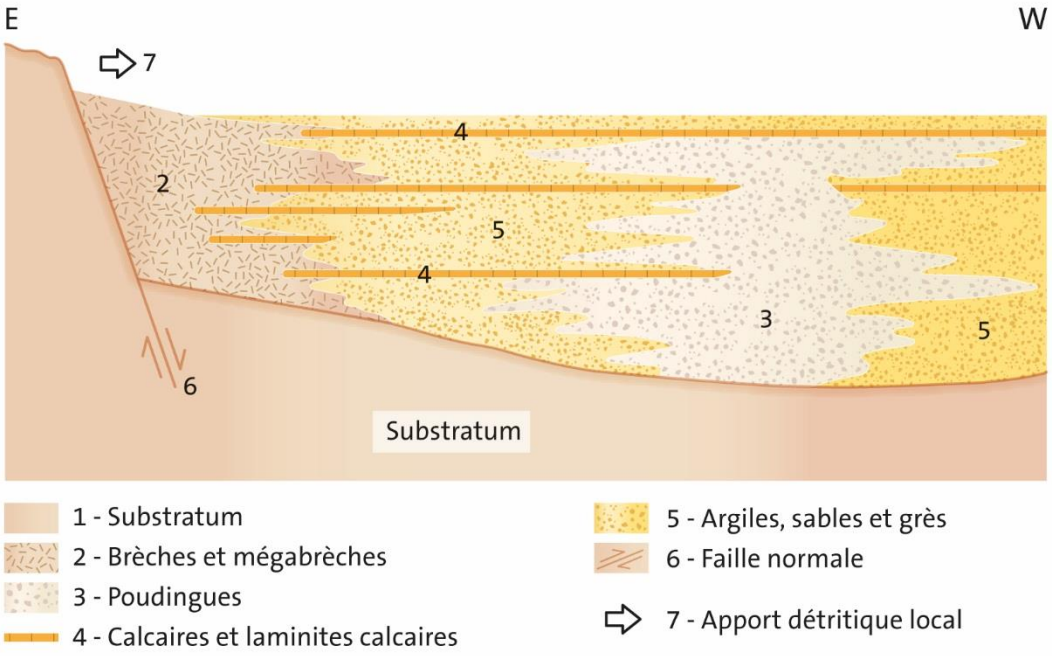


Fig. 56 - Modèle interprétatif du remplissage des fossés oligocènes (Nury, 1988)

Les lignites et les sulfates

Des **lignites**, exploités naguère ou non, parfois trouvés en sondages, se rencontrent en divers endroits du bassin et à différents niveaux stratigraphiques. Des dépressions mal drainées servaient alors de biotope à une végétation très humide pendant que sédimentaient lignites et marnes bitumineuses. L'absence de dépôts détritiques grossiers conduit à penser que l'on était en phase de biostasie généralisée. **Des sulfates**, très réduits, localisés principalement dans les zones d'estran des fossés, ne sont que des accidents en contexte carbonaté et très rarement en contexte détritique. Ils se sont formés principalement par diagenèse précoce ou épigenèse, très rarement par précipitation directe, dans des lagunes confinées directement reliées à la mer (Téthys ou Méditerranée). Cette relation est démontrée par la présence des faunes et flores de milieux à salinité variable associées à ces faciès. Le dépôt des sulfates n'a pu se faire qu'en contexte très peu sur-salé, comme par exemple dans les tannes nus périphériques aux mangroves du Sénégal et de la Gambie, où

le gypse précipite par évaporation des nappes phréatiques à une concentration d'environ 2 fois la salinité de l'eau de mer (Marius, 1985). Ceci se produit grâce aux périodes d'aridité qui permettent le battement de la nappe phréatique et la remontée des biseaux salés dans les fonds de golfes estuariens (le biseau du Rhône remonte en été jusqu'à 35 km de l'embouchure).

Les poudingues

Les poudingues sont des conglomérats (à éléments figurés supérieurs a 30 %) à galets arrondis supérieurs à 2 mm. Les poudingues de la région sont essentiellement polygéniques.

Ils sont ici principalement fluviatiles et apparaissent à presque tous les niveaux des formations oligocènes où ils sont intercalés avec les passées argileuses ou gréseuses.

Cependant, certaines formations en possèdent une grande quantité (plus d'un tiers), comme c'est le cas pour les formations de la Valentine, de la Gastaude, de la Royante, de la Porte d'Aix et de Cap Pinède – Le Merlan. Jadis ces formations étaient désignées par le terme général de « poudingues de Marseille » ou de « poudingues de l'Huveaune » et étaient considérés comme appartenant à un même épisode érosif considéré comme *chattien* (Depéret, 1889; Nury, 1988).

Les travaux, pour cette nouvelle édition, ont montré qu'il y avait deux épisodes érosifs distincts clôturant deux cycles sédimentaires d'âges différents : 1) un ensemble ancien (formations de Valentine, de la Gastaude, de la Destrousse) déformé en compression et d'âge ***rupélien supérieur à chattien inférieur*** et 2) un ensemble plus récent (formations de la Royante, de la porte d'Aix et de Cap Pinède – Le Merlan) peu déformé et d'âge ***chattien moyen à supérieur***. Les poudingues de l'ensemble anciens sont désignés par P1, et ceux de l'ensemble récent par P2.

Compte-tenu de cette différence, une étude a été entreprise pour déterminer les compositions en galets dans chacun des ensembles et, au-delà, identifier les zones d'apport (TIPE, 2011). Pour ce faire 1 000 galets environ ont été étudiés sur une vingtaine de sites différents et les résultats, présentés en pourcentages, après comptage sur des surfaces de 1 m².

Les résultats présentés dans la fig. 57 montrent qu'il n'y pas de différences significatives (différences supérieures à 20 %) dans la nature et le pourcentage des galets. Ce qui signifie que les sources d'apport des matériaux sont restées les mêmes pendant toute la période de dépôt des sédiments oligocènes.

Les galets sont de deux sortes : 1) d'une part, des roches métamorphiques (Cambrien à Dévonien) ou sédimentaires (Carbonifère et Permien) appartenant au substratum « varisque » et, 2) d'autre part, des roches sédimentaires principalement calcaires appartenant à la couverture secondaire des massifs environnants. Les comptages des galets nous indiquent que les deux sources ont alimenté les poudingues et, par conséquent, étaient situées à proximité. Tout au plus voit-on une proportion de galets du socle varisque plus importante dans P1 que dans P2.

Des matériaux métamorphiques « varisques » ont été dragués au large du massif des Calanques et prés de Toulon, où ils affleurent dans la presqu'île du Cap Sicié (c'est-à-dire seulement au Sud), tandis que les sédiments du Secondaire sont présents tout autour du bassin oligocène. Ceci est en accord avec les directions des courants déduites des imbrications des galets et les directions de « cuillères » et des « chenaux » sédimentaires. Ils indiquent des courants d'eau circulant globalement du Sud vers le Nord.

Enfin on notera que les galets métamorphiques sont non seulement plus nombreux mais aussi plus petits dans les poudingues du Nord (ensemble supérieur P2), que dans ceux du Sud (ensemble inférieur P1), ce qui indiquerait un plus grand éloignement du bassin du Jarret à cette source d'apports.

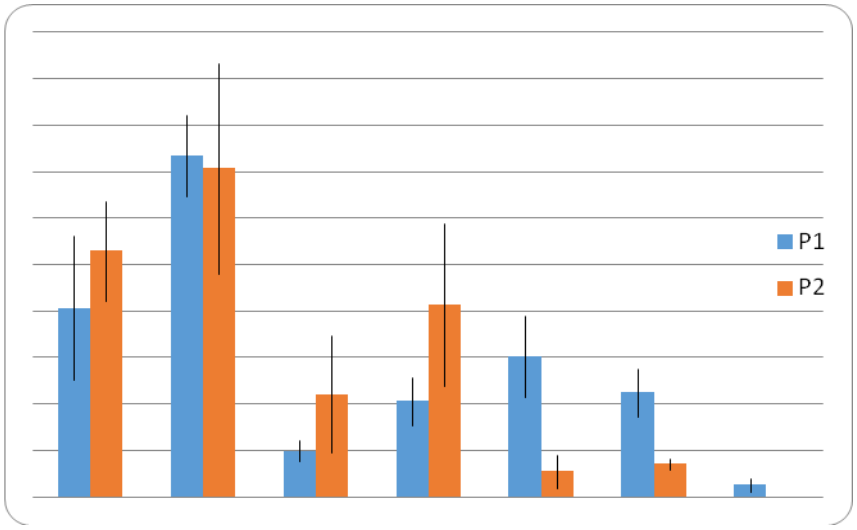


Fig. 57 - Histogramme de répartition des types de galets dans les poudingues P1 (*Rupélien à Chattien*) et P2 (*Chattien*) (TIPE 2011). Pourcentages versus lithologie

Milieux de dépôts

Les sédiments oligocènes reconnus en surface ou en forage (indices code minier) dans le bassin de Marseille (comme dans tous les bassins oligocènes de Provence méridionale) sont relativement riches en restes de faunes et de flores, celles-ci ayant permis d'établir une stratigraphie relativement fine et de caractériser des milieux de dépôts variés.

Les milieux de dépôts correspondent à quatre types de biotopes : trois biotopes continentaux (terrestre, d'eau douce, à salinité variable), très largement représentés dans tous les bassins oligocènes de Provence méridionale, tout au long de la période, et un littoral marin connu seulement à Carry-le-Rouet, à l'extrême fin de l'Oligocène (hors de l'emprise de la présente carte).

Le milieu terrestre

Le milieu terrestre est marqué par la présence de nombreux restes de vertébrés (Hugueney et Truc, 1976 ; Hugueney *et al.*, 1987, 1990; Vianey-Liaud, 1979), de mollusques : Helicidae, Pomatiidae, zonitidae - (Nury, 1987, 1988), de pollens et spores (Chateauneuf et Nury, 1995) et de macrorestes végétaux (Saporta, 1867, 1889) issus de divers niveaux d'altitude.

Les biotopes d'eau douce

Les biotopes d'eau douce, fluviatiles ou lacustres, de profondeur faible (de l'ordre du mètre à quelques mètres), sont signalés principalement par des mollusques gastéropodes brouteurs (*Viviparus, Pseudamnicola*, Bithynies, Neritidae, limnées, planorbes). Très rarement les pélécypodes, *Sphaerium* et *Pisidium*, pourraient être le signe d'une bathymétrie plus grande (de 5 à 10 m) (Nury, 1987, 1988). La flore est bien représentée : des pollens et spores et des macrorestes végétaux hygrophiles, des algues, des charophytes (Feist-Castel, 1977 ; Riveline, 1986). Des Ostracodes limniques sont représentés (Dellenbach et Apostolescu, 2000). Très exceptionnellement, on trouve des insectes aquatiques (Nel, 1991), des poissons d'eau douce (Gaudant, 1982), des batraciens et des tortues.

Les milieux à salinité variable

Ce sont encore les mollusques mésohalins (10 à 18°/00) qui traduisent le plus souvent l'existence des milieux à salinité variable, milieux laguno-lacustres subtropicaux à tropicaux : Potamidinae, Melaniidae, Hydrobiidae, Cyrenidae. Ils sont significatifs d'un milieu globalement dessalé, de type « estuarien ». Si ces

formes supportent épisodiquement une sursalure, l'absence de peuplements denses de Cardiidae exclut la possibilité de dépressions légèrement sursalées plus ou moins fermées (Nury, 1987, 1988) :

– de Coelentérés Siphonophores Chondrophorides, *Discalioides* nov. gen. (Nel *et al.*, 1987), dont la présence en abondance dans un niveau ancien prouve une communication réelle de l'aire sédimentaire avec la mer ouverte ;

– des foraminifères littoraux (dét. P. Andreieff, *in* D. Nury, 1988) ;

– des ostracodes (Dellenbach et Apostolescu, 2000) ;

– des pollens et spores attestent de la proximité du littoral par la présence des dinoflagellés (formes euryhalines ou littorales de pleine eau) et par l'abondance, à certains niveaux, de taxons de sols salés (Chateauneuf et Nury, 1995) : pollens du palétuvier *Avicennia* et de quelques taxons comparables au genre Rhizophora.

Le milieu littoral marin

L'existence du littoral marin de Carry-le-Rouet (hors emprise) est démontrée par un ensemble de groupes fossiles étudiés en particulier par de nombreux auteurs. Ce paléoenvironnement correspond à un contexte de mer ouverte, mais en mode particulièrement calme de bordure de rift, similaire à certains contextes modernes de récifs frangeants en mode calme (Gaudant, 1982). Il peut devenir laguno-marin au cours d'épisodes de recul du trait de côte ou d'apports plus importants d'eau douces continentales.

Principaux événements tectoniques

Ceci nous amène à constater que, globalement, les formations du *Rupélien inférieur à supérieur* sont relativement déformées, alors que les formations du *Chattien* sont très peu déformées. ***Il y a donc eu une phase tectonique « intra-oligocène ».***

En dehors des recherches structurales effectuées par G. Guieu (1968), les travaux sur l'évolution tectonique des bassins oligocènes menés dans les années 80 et 90 (Nury et Reynaud, 1986 ; Hippolyte *et al.*, 1990 ; Hippolyte *et al*. 1991; Hippolyte *et al*., 1993). D. Nury et S. Reynaud (1986) avaient bien mis en évidence une déformation compressive des calcaires (Formation du Marinier) dans la zone des Maurins (au Nord d'Allauch), alors que J.-C. Hippolyte *et al*. (1990) n'avaient observé que des mouvements tectoniques extensifs.

Les événements tectoniques extensifs.

La fig. 58 tirée de J.-C. Hippolyte *et al.* (1990), distingue 5 événements tectoniques successifs jalonnant trois cycles sédimentaires différents :

– **le cycle I**, qui se situe au ***Rupélien inférieur***, montre deux directions d'extension ; une selon une direction N125° suivie d'une autre selon une direction N105° ;

– **le cycle II** qui débute à la fin du ***Rupélien supérieur*** et se termine à la fin du ***Chattien inférieur*** indique une extension selon une direction N45° à la base, suivie d'une extension selon une direction N15° ;

– **le cycle III**, qui recouvre le ***Chattien supérieur***, est associé à une extension selon une direction N155°.

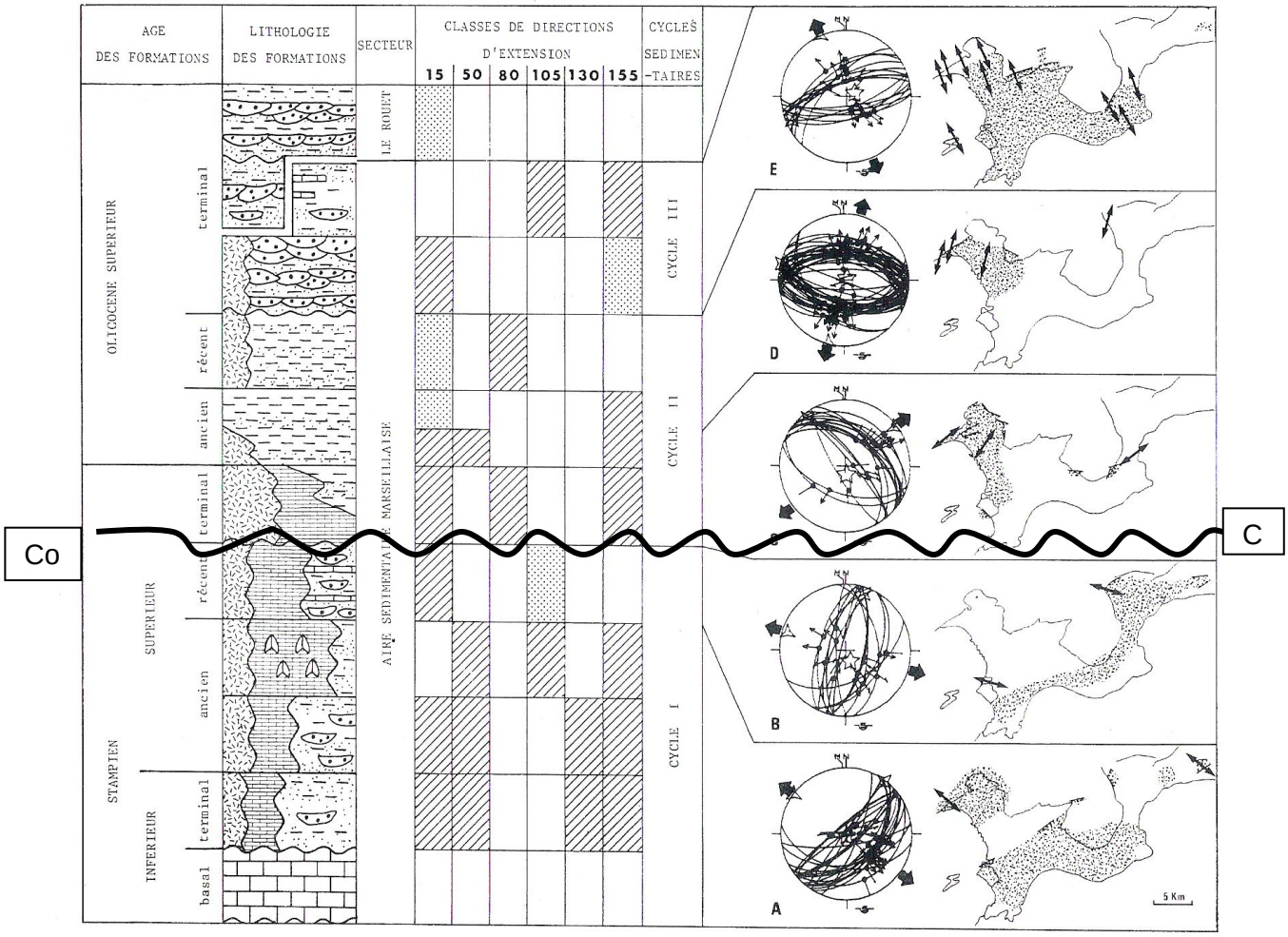


Fig. 58 - Principaux événements tectoniques dans les formations oligocènes du Bassin de Marseille-Aubagne (d'après J.-C. Hippolyte *et al*., 1990, modifié). Le *Stampien* correspond désormais au *Rupélien* de la charte chronostratigraphique internationale et l'Oligocène supérieur, au *Chattien*

Les événements tectoniques compressifs

Suite aux travaux effectués pour la réalisation de cette 3e édition de la carte Aubagne-Marseille, nous avons pu montrer (Villeneuve *et al*, 2013, 2016) que certaines parties du bassin Oligocène avaient été déformées lors d'événements tectoniques intra-oligocènes que nous avons attribués à un régime compressif. C'est le cas notamment des formations déposées dans les bassins du Prado et d'Aubagne, ainsi que certaines parties de la Formation du Marinier, dans le bassin du Jarret.

Caractérisation et âge de l'événement tectonique compressif Tc I.

Cette phase tectonique a été suspectée par différents auteurs (Guieu, 1977, Dupire, 1985, Nury, 1988), mais jamais établie de façon formelle à cause des divergences sur les âges et sur le contexte structural. Pour G. Guieu (1977) des déformations apparaissent localement en bordure des massifs (massifs des Calanques et de la dorsale de Saint-Julien) au *Chattien inférieur* et elles se seraient accentuées au Mio-Pliocène dans le bassin sud.

En fait, il s'agit d'une phase tectonique ayant seulement affecté les formations anté-chattien. Les pendages des couches du *Chattien* sont relativement faibles (inférieurs à 25°) (fig. 59).

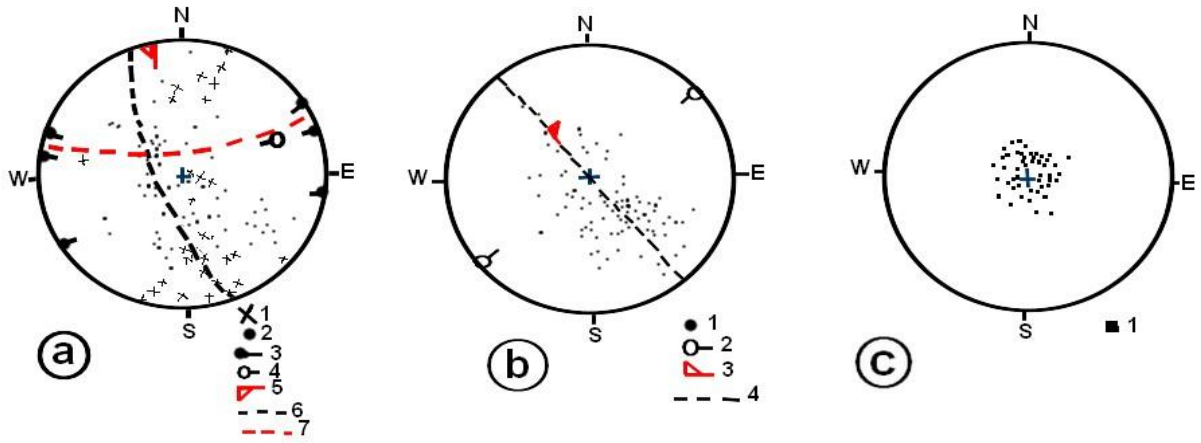


Fig. 59 - Diagramme (Wulff) des éléments tectoniques des formations oligocènes du bassin de Marseille-Aubagne (d'après M. Villeneuve *et al*., 2013)

a) Formation de St.Marcel et de la Valentine : 1 - Pôles des plans de So de la Formation de Saint-Marcel ; 2 - Pôles des plans de So dans la Formation de la Valentine ; 3 - Axes des plis P1 mesurés ; 4 - Axes des plis P1 construits ; 5 - Axes des plis P2 construits ; 6 - Enveloppe des plis P ; 7- Enveloppe des plis P2. b) Formations de la Gastaude : 1 - Pôles des plans de So dans la Formation de la Gastaud ; 2 - Axes des plis P1 mesurés ; 3 - Axes des plis P2 mesurés ; 4 - Enveloppe des plis P1. c) Formation de Cap Pinède–Le Merlan. 1 - Pôles des plans de So dans la formation Cap Pinède – Le Merlan.

Les plis P1 sont décamétriques à kilométriques, avec des flancs moyennement pentés (30 à 45°) mais pouvant être redressés à la verticale. Les axes des plis ont une direction générale SW-NE à E-W.

Les principaux plis P1 (fig. 53) sont :

– dans **le bassin d'Aubagne**, le synclinal de Gémenos, le synclinal de Saint-Jean de Garguier, l'anticlinal de Pont de l'Étoile et le synclinal de Donomagis, qui se poursuit au SW par le synclinal de la Reynarde ;

– dans **le bassin du Prado**, les anticlinaux et synclinaux mis en évidence par P. Weydert et D. Nury (1978) dans l'émissaire II. Ces plis sont probablement contemporains de la faille inverse E-W qui fait chevaucher, vers le Nord, le massif des Calanques sur les formations oligocènes du bassin du Prado. Par contre, les formations rupéliennes du Sud de la Salette (secteur des Camoins), ou du secteur du Marinier (au Nord de l'Estaque), sont relativement épargnées ;

– dans le **bassin du Jarret**, les structures déformées que nous relions à cet événement tectonique sont situées sur la bordure nord du massif de la Salette et aux Maurins (Nord d'Allauch). Nous attribuons ces déformations à une phase tectonique qui serait intervenue vers la fin du ***Rupélien supérieur*** ou au début du ***Chattien.*** Les données paléontologiques indiquent une lacune au cours de la zone MP 24 de l'échelle des mammifères (soit la zone d'Emersheim). Ce qui nous incite considérer cette lacune comme une période hors d'eau compatible avec l'événement compressif envisagé. Cependant, des datations géochronologiques effectuées sur des zircons détritiques contenus dans des grès associés aux formations de poudingues de la Gastaude situeraient cette phase tectonique postérieurement à 28,7 Ma (fig. 55). Ceci montre la difficulté d'interprétation de cette phase tectonique, puisque les poudingues de la Gastaude sont considérés comme contemporains des premiers dépôts non déformés de la Formation de Saint-André – Saint-Henri (Villeneuve *et al*., 2013). Cette phase tectonique mise en evidence en 2011 (Villeneuve *et al*., 2013) a été fortement contestée, mais semble désormais faire consensus entre les différents rédacteurs de la section « Oligocène » de la présente notice. On peut finalement remarquer que les tenseurs tectoniques de la phase 2 (extension SW-NE) (fig. 58) sont également compatibles avec une compression NW-SE.

Caractérisation et âge de l'événement tectonique compressif Tc II

Les axes des plis précédents accusent des plongements non négligeables (20 à 40°). Cette déformation se traduit également par des virgations des plis TcI dans les secteurs des Comtes et de Saint-Jean du Désert, par des plis d'axe méridien à flancs relativement peu pentés (15 à 25°) observables à la basse Bedoule (au

Nord de Saint-Antoine), du pli d'axe N-S des Camoins, ainsi que des plongements divergents du graben du Marinier. Ces déformations témoignent d'un raccourcissement E-W peu prononcé (voussures).

Cet événement tectonique est postérieur à Tc I, dont il déforme les structures, mais il est antérieur aux dépôts des formations de Cap Pinède-Le Merlan, non affectées par cette déformation. Son âge est donc également ***Rupélien terminal à Chattien inférieur***.

Caractérisation et âge de l'événement tectoniqueTc III

Les études menées en mer, dans la baie de Marseille Nord (Pantaine, 2010), mettent en évidence des synclinaux et anticlinaux de direction SW-NE au large de Saint-Mauront et de la Joliette. Ces plis se raccordent aux anticlinaux et synclinaux à cœur Miocène mis en évidence au large de Carry le Rouet (fig. 60).

Par contre, de telles structures plissées ne sont pas signalées à terre dans les formations du groupe du Jarret. De l'Estaque à la Joliette on observe, au contraire, un monoclinal déjà mis en évidence par C. Depéret (1889) avec un pendage de moins de 10° vers le Sud. Par contre, entre la Joliette et la porte d'Aix la rareté des affleurements ne permet pas de mettre en évidence des plis à grande échelle identiques à ceux observés en mer. Même si l'on admet que les lignes sismiques accentuent les pendages, il n'en reste pas moins que des différences tectoniques existent entre domaines terrestre et marin. Découlent-elles de l'événement compressif attribué au Langhien par J.-C. Hippolyte *et al*. (1993) ?

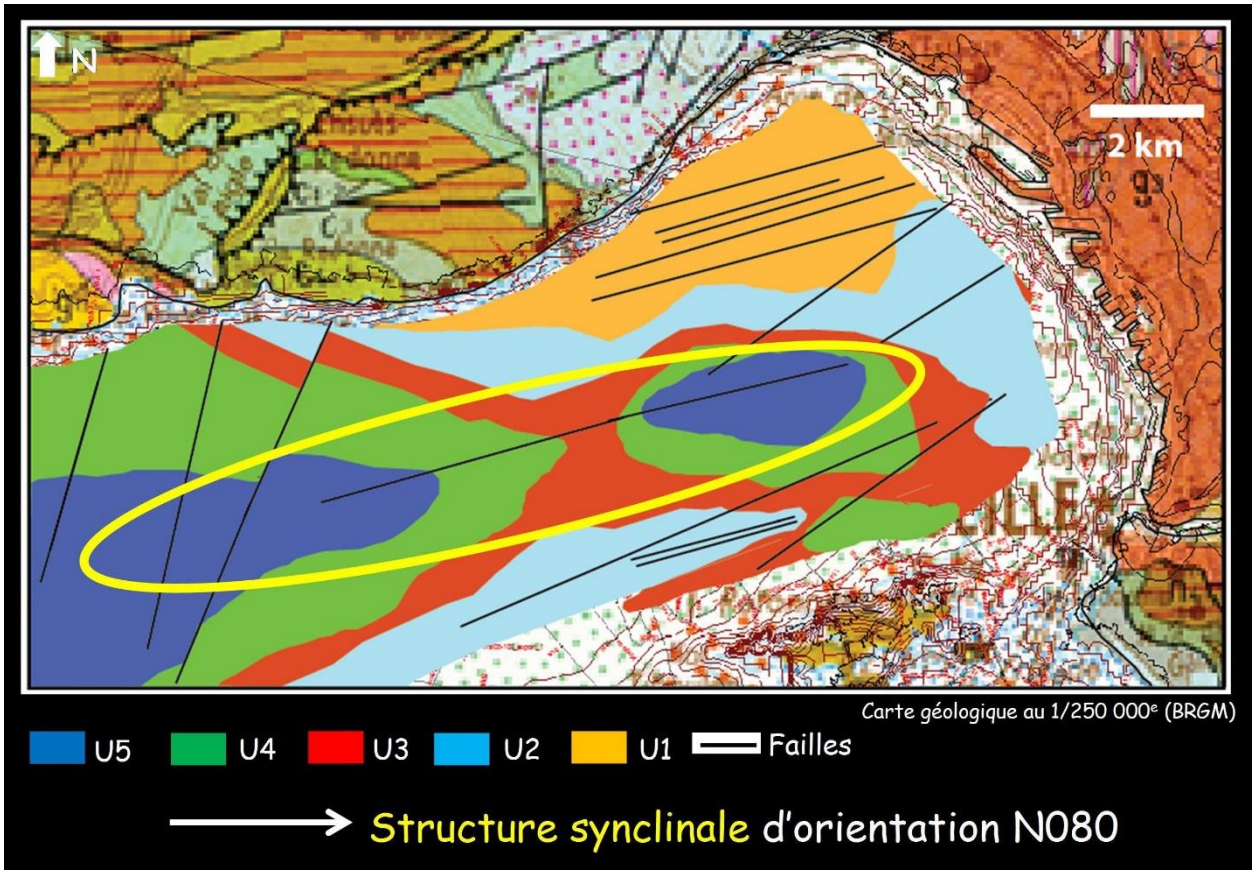


Fig. 60 - Plis post-oligocènes dans la partie nord de la baie de Marseille (d'après L. Pantaine, 2010)

U1 - Oligocène inférieur (fm. Marinier) ; U2 - Oligocène supérieur (fm Estaque) ; U3 - Oligocène supérieur (fm. Cap Pinède – Le Merlan) ; U4 - Miocène inférieur (Aquitanien) ; U5 - Miocène (Burdigalien).

C'est une des nouveautés de cette 3ième édition que d'avoir clairement mis en évidence, dans le bassin de Marseille-Aubagne, des événements tectoniques compressifs observés dans les bassins oligocènes des environs et notamment dans ceux du Var (Gouvernet, 1948 ; Mennessier, 1960 ; Cornet, 1967).

Synthèse des événements tectoniques à l'Oligocène

Les données tectoniques fournies par J.-C. Hippolyte *et al.* (1990) et celles présentées dans cette notice ne s'excluent pas, mais au contraire se complètent, comme l'illustre la fig. 58 où leur association permet de construire un modèle commun.

Ainsi les déformations compressives TcI et TcII sont compatibles avec les déformations extensives du cycle II de J.-C. Hippolyte *et al.* (1993). Quand à l'événement Tc III, il serait postérieur à l'Oligocène.

Le fait que J.-C. Hippolyte *et al*. (1990, 1993) n'envisagent pas ces structures compressives peut s'expliquer par les raisons suivantes :

– ces auteurs ont surtout travaillé dans les zones nord où les plis de TcI et Tc II sont rares et dispersés ;

– les événements compressifs induisent souvent des distensions orthogonales (Riedel, 1929). Les extensions N45° et N15° peuvent ainsi apparaître dans un régime de contraintes compressives N 135° et N 105°, génératrices des plis TcI et TcII. F. Bergerat (1987) envisage ainsi des permutations locales des tenseurs ;

– les structures compressives ne sont pas généralisées dans les formations d'un âge donné. Ainsi les sédiments du *Rupélien inferieur* déformées par TcI aux Maurins ne le sont pratiquement pas au Marinier et en Basse Bedoule ;

– enfin, les données géochronologiques montrent que des déformations compressives, dans les bassins du Prado et d'Aubagne, peuvent être contemporaines des dépôts horizontaux de la Formation Saint-André – Saint-Henri, à l'Ouest du bassin du Jarret, ce qui mettrait ce dernier en position d'avant pays.

Évolution du bassin de Marseille-Aubagne à l'Oligocène

Au début de l'Oligocène (*Rupélien basal*), des fossés encadrés par des failles normales s'ouvrent au milieu des structures pyrénéo-provençales. Ces fossés (grabens) sont orientés N20, N60 ou N110 alors que les structures pyrénéennes sont généralement W-E. Les investigations nous ont permis de distinguer 7 stades d'évolution des bassins oligocènes de Marseille-Aubagne (fig. 61 et 62).

Stade I (fig. 61A) : ce stade correspond à l'ouverture de fossés orientés N20 (notamment celui du Prado) auxquels sont associées des structures perpendiculaires N90 à N100 qui correspondent aux sillons de Mayans et de la Savine. Les sédiments de type lacustre (laminites) qui comblent ces sillons sont parmi les plus anciens de l'Oligocène (*Rupélien basa*l).

Stade II (fig. 61B) : ce stade correspond à l'ouverture des sillons orientés N45 à N70 du Marinier (Nord), des Maurins et aux structures SW-NE du bassin du Prado dont les horsts ont conservé une couverture marneuse du stade précédent. On relie ces sillons à l'extension N125 mise en évidence par J.-C. Hippolyte *et al*. (1993) au ***Rupélien inférieur à moyen***. Ces fossés sont comblés par du matériel calcaire et des brèches à matériel arraché au substratum secondaire à dominante calcaire, dans les bassins du Jarret et d'Aubagne, et de type « fluvio-lacustre » dans le bassin du Prado. Il devait y avoir, contre les parois méridionales, des cônes alluviaux très importants.

Stade III (fig. 61C) : au ***Rupélien supérieur***, après un période d'accalmie dans les apports détritiques (formations des Camoins et de Saint-Jean de Garguier), les bassins du Prado et d'Aubagne se remplissent grâce à des apports fluviatiles venus du continent méridional, mais qui se déposent surtout dans la partie nord de ces bassins, contre le massif d'Allauch et la dorsale de Saint-Julien. Cette réactivation des sillons N20, N30 serait liée à la, distension N105 mise en évidence par J.-C. Hippolyte *et al*. (1993).

Stade IV (fig. 61D) : vers la fin du ***Rupélien***, tous ces dépôts se déforment selon des plis à axes de direction très variable (équatoriens à l'origine, mais repris par un serrage E-W), sauf dans le NW du bassin du Jarret. Ces plis sont très ouverts dans les zones stables, comme la dorsale de Saint-Julien, et au contraire très serrés et cisaillants dans les zones de failles, comme c'est le cas au Nord d'Allauch. On observe cependant un déplacement des « dépôt-centres » fluviatiles du bassin d'Aubagne vers le bassin de la Destrousse, au cours de la migration du front tectonique vers le Nord.

Stade V (fig. 61E) : à la fin du ***Rupélien supérieur*** et au ***Chattien basal***, s'ouvre dans la partie occidentale du bassin du Jarret un fossé de direction NNW-SSE encadré par la faille de « l'Estaque » au Nord, du « Vieux Port-Longchamp » au Sud, et par une faille NNW-SSE (Faille de Sainte-Marthe ?) à l'Est. À cette époque la sédimentation est de type lacustre au Nord (carrières de Saint-André – Saint-Henri), tandis qu'au Sud, vers la Joliette et la Porte d'Aix, elle est encore laguno-lacustre et fluviatile avec des passées de poudingues. Notons que les stades IV et V peuvent être contemporains.

Stade VI (fig. 61F) : au cours du ***Chattien***, le fossé central SSW-ENE du bassin du Jarret s'élargit. La sédimentation détritique se renforce au ***Chattien supérieur*** avec des dépôts d'épandages fluviatiles issus du contient méridional (sauf dans la zone d'Allauch ou demeurait un bassin comblé par des marnes et des calcaires (e.g. Formation de Piedautry).

En accord avec les observations de G. Denizot (1920, 1930) nous pensons que le fossé du Jarret a dû recevoir les poudingues venant du sud et les brèches venant du massif de l'Étoile, d'où l'interpénétration des deux décrite par G. Denizot (1920, 1930). C'est probablement au cours de cette période que de nouveaux poudingues se déposent dans le bassin d'Aubagne (Formation de la Royante).

Stade VII (fig. 62G) : les apports détritiques venus du continent méridional cessent tandis que les massifs de l'Étoile et de la Nerthe continuaient d'alimenter le bassin du Jarret avec des brèches (formation de Mourepiane). Dans le bassin d'Aubagne on peut lui rattacher les brèches et conglomérats de Piedoulard.

La suite nous ne la connaissons pas puisque, vraisemblablement, les érosions du Miocène et du Pliocène ont dû enlever une partie des dépôts post-oligocènes.

Interprétation géodynamique

Compte-tenu de la différence entre, d'une part, des bassins d'âge *rupélien* en extension sur des failles de direction NNE-SSW à ENE-WSW et, d'autre part, des sillons d'âge c*hattien* de direction WNW-ESE puis de direction SSW-ENE, nous faisons l'hypothèse suivante :

Les sillons anciens du Marinier, de la basse Bedoule, de la Savine, des Maurins, du Prado, de la Valentine, de la Gastaude, de Roquevaire, de Gémenos et de la Destrousse sont liés à la fracturation continentale qui est à l'origine des grands fossés d'Europe (Alès, Limagne, Alsace, Rhin et, plus près, du territoire de la présente carte, bassin d'Aix) à l'Oligocène inférieur. Même si leurs directions principales ne sont pas celles de ces derniers, ces fossés sont encadrés par des failles de même orientation que les failles d'Alès, de Nîmes ou de la Durance.

Les fossés intermédiaires, comme celui de l'Estaque – Porte d'Aix, sont associés à une fracturation NNW-SSE et une extension perpendiculaire à leur allongement qui pourrait être la conséquence d'une compression perpendiculaire SSE-NNW. Peut être celle qui est à l'origine des plis dans les bassins rupéliens du Prado et d'Aubagne.

Les fossés récents, comme celui de « Cap Pinède – Allauch », sont associés au « rifting » de la Méditerranée occidentale qui a précédé la dérive du bloc Corso-Sarde (drifting) et l'océanisation de ce bassin, au Miocène inférieur et moyen.

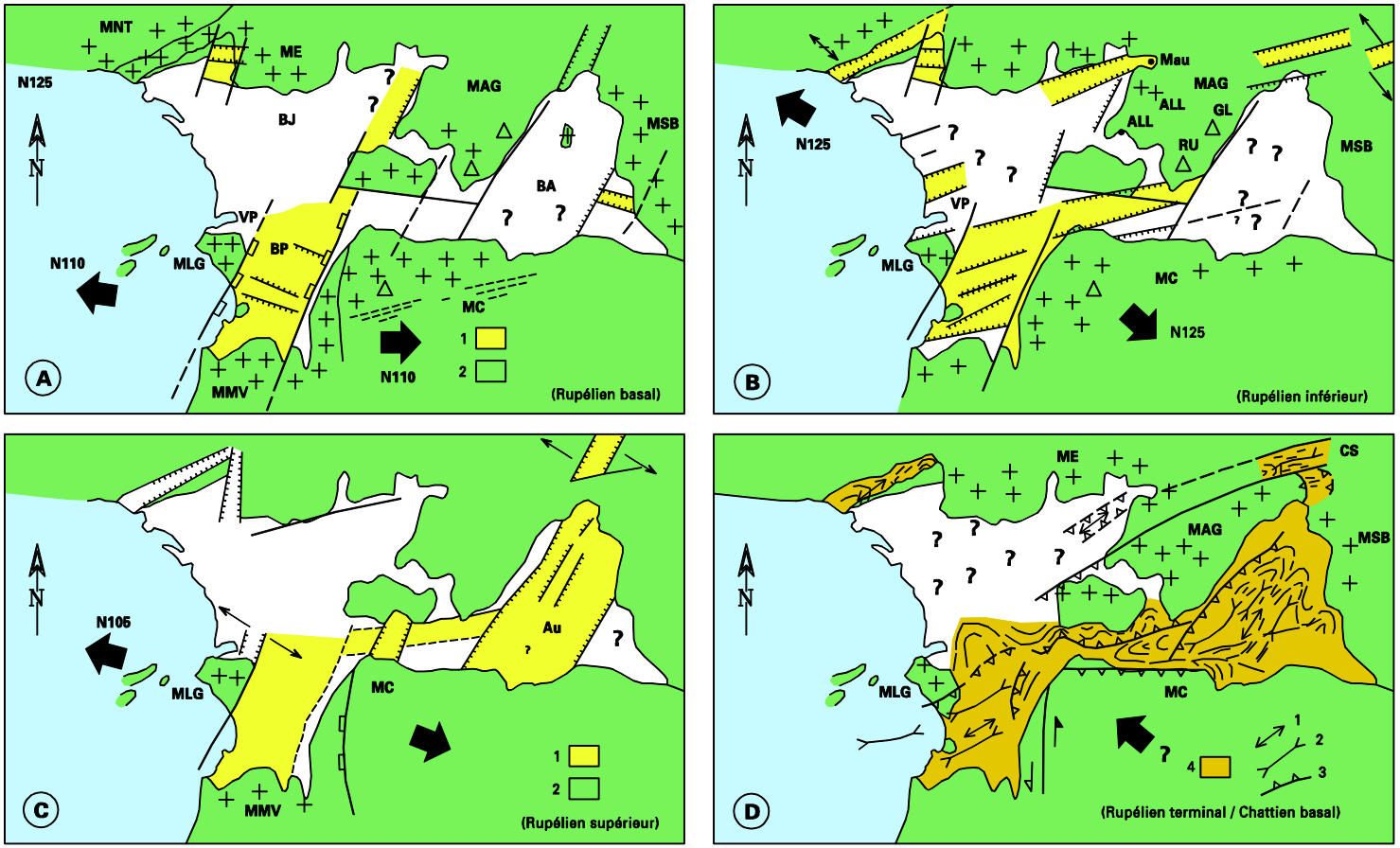


Fig. 61 - Paléogéographie des dépôts oligocènes dans le bassin de Marseille-Aubagne (M. Villeneuve, inédit)

MNT - Massif de la Nerthe ; ME - Massif de l'Étoile ; MAG - Massif Allauch Garlaban ; MSB - Massif de la Sainte-Baume ; MC - Massif des Calanques ; MMV - Massif de Marseilleveyre ; BJ - Bassin du Jarret ; BP - Bassin du Prado ; BA - Bassin d'Aubagne. a) stade I : remplissage des sillons N20 ; (1 - Sédiments oligocènes ; 2 - Massifs mésozoïques) ; b) stade II : remplissage des sillons N45, N70 ; c) stade III : remplissage des sillons N20, N30 (1 - Sédiments oligocènes, 2 - Massifs mésozoïques) ; d) stade IV : déformation des dépôts rupéliens.

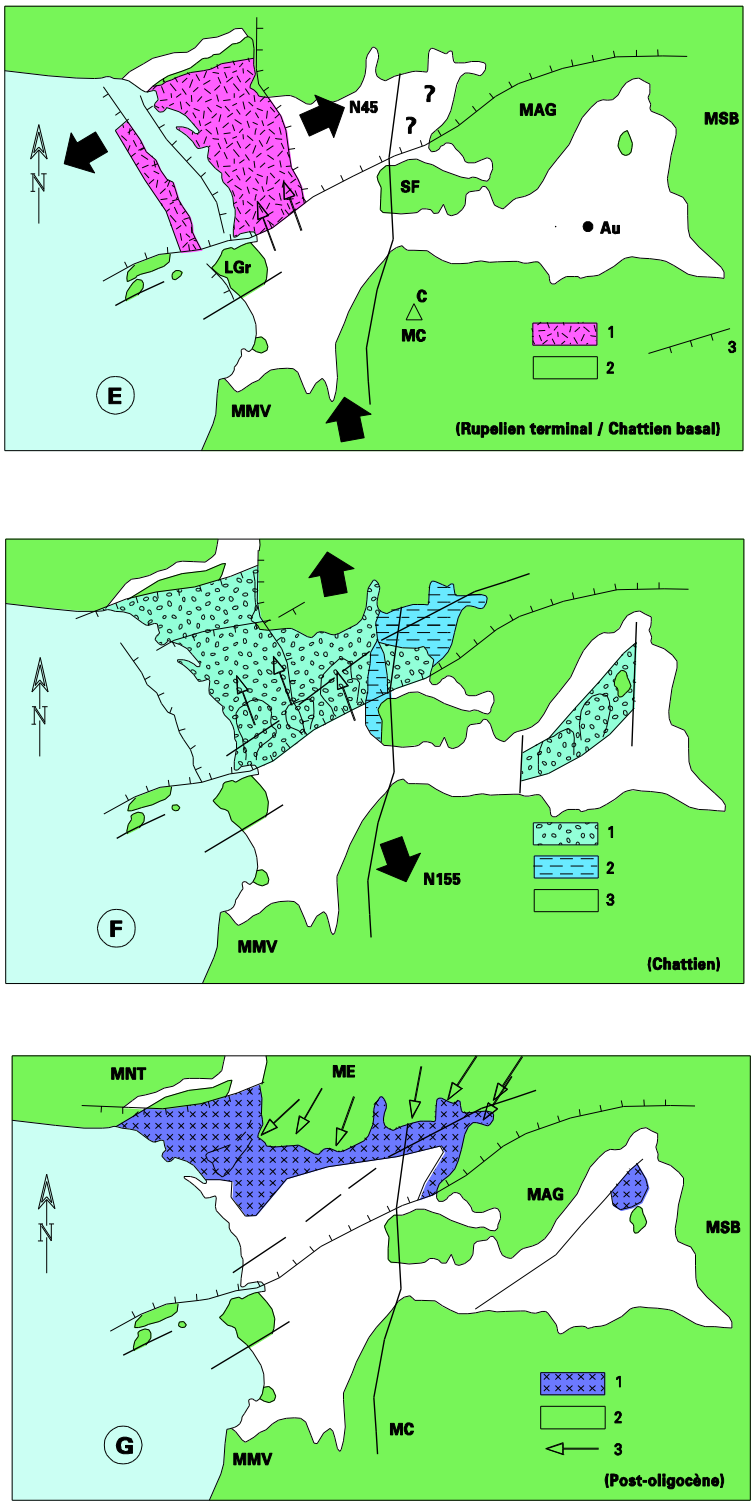


Fig. 61 (suite)

E) stade V: remplissage du fossé de Saint-Henri – Saint-André (1 - Dépôts Saint-André - Saint-Henri, 2 - Massifs à terrains mésozoïques) ; F) stade VI : remplissage du sillon SSW-NNE du Jarret. (1 - Dépôts Cap Janet-Merlan, 2 - Dépôts Piédautry, 3 - Massifs à terrains mésozoïques) ; G) stade VII : dépôts des brèches de la bordure Nord (1 - Brèches de l'Étoile, 2 - Massifs à terrains mésozoïques).

Quel était moteur de cette tectonique qui a déformé le matériel des sillons anté-*Rupélien terminal* ? Cet événement tectonique, somme toute modeste du point de vue du raccourcissement induit, est à raccorder à

des mouvements tectoniques inhérents au fonctionnement de la zone de subduction orientale qui s'enfonçait sous le bloc Corso-Sarde. C'est ce que S. Dupire (1985) résumait ainsi « *Le début de la période Oligo-Aquitanienne est caractérisée par une alternance de mouvements compressifs et distensifs, puis totalement distensifs à l'Oligocène supérieur* ».

Reste à savoir quelles sont les relations spatiales et temporelles entre les différents types de fossés.

On notera, au passage, que les fossés de l'Oligocène inférieur s'ouvrent dans une direction différente (voire orthogonale dans certains cas) de celle des structures pyrénéo-provençales. Ils n'auraient donc pas bénéficié des déchirures E-W engendrées par la mise en place gravitaire des nappes au *Bartonien* (Guieu et Roussel, 1990). Par contre, nous ne pouvons affirmer comme J. Aubouin et J. Chorowicz (1967) que cet événement tectonique soit à l'origine des anticlinaux et synclinaux issus du ploiement des structures pyrénéo-provençales à l'Oligocène moyen. Une étude plus approfondie est nécessaire pour régler cette question.

En conclusion, la reprise des recherches sur les bassins oligocènes a conduit à de nouveaux concepts, aussi bien stratigraphiques que tectoniques ou géodynamiques, mais il est encore trop tôt pour conclure définitivement. De nouvelles hypothèses ont été proposées ; elles devront être reévaluées par les recherches futures.

Les structures post-oligocènes (coord. M. Villeneuve, avec les contributions de M. Villeneuve, J.-J. Blanc, F. Fournier, P. Arlhac, M. Dubar, R. Monteau, J. Jouve, A. Tendil, D. Nury**)**

À terre

Du Miocène au Pliocène

Les dépôts du Miocène sont plutôt rares dans l'emprise de la carte. À terre, les rares témoins sont des sables jaunâtres datés par des microfossiles marins qui remplissent des cavités karstiques, des dépressions à matériel remanié, des dépôts surmontant des surfaces d'érosion ou bien encore, des dépôts fluviatiles supposés d'âge miocène ou pliocène (conglomérats de Piedoulard ?). La plupart de ces dépôts sont attribués au *Vindobonien* (*Langhien à Tortonien*). Rares sont ceux qui ont pu être datés précisément par leurs fossiles. Les mieux datés sont ceux du karst du Douard, entre Carnoux et Roquefort la Bédoule, attribués par J. Philip *et al*. (1975) à l'*Helvétien* (*Langhien/Serravallien*). A. Tassy (2012) a recensé la plupart des affleurements allant du Miocène au Pléistocène et les a rangés selon leur altitude actuelle (fig. 62).

Au Quaternaire (M. Dubar)

L'histoire quaternaire du bassin de Marseille est dominée par une phase ancienne palustre ou lacustre pendant laquelle se forment les puissantes assises de travertins à la fin du Pléistocène inférieur. Puis débute l'enfoncement du réseau hydrogaphique, en particulier celui de l'Huveaune avec constitution d'un première terrasse (Fv). L'âge est difficile à préciser. Plusieurs stades d'enfoncement du réseau se succèdent (Fv à Fz, lit actuel des rivières). L'ensemble travertineux du bassin de Marseille témoigne au ***Pléistocène inférieur*** d'un milieu de dépôt lacustre ou palustre avec des influences fluviatiles calmes alimentées par un certain nombre de grandes sources issues des massifs calcaires de bordure. Ce paléo-bassin limnique est cependant très proche du littoral, comme le montrent les faunules de mollusques terrestres du Plan d'Aou où dominent des espèces d'hélicelles vivant à proximité de la mer (Dubar et Magnin, 1991).

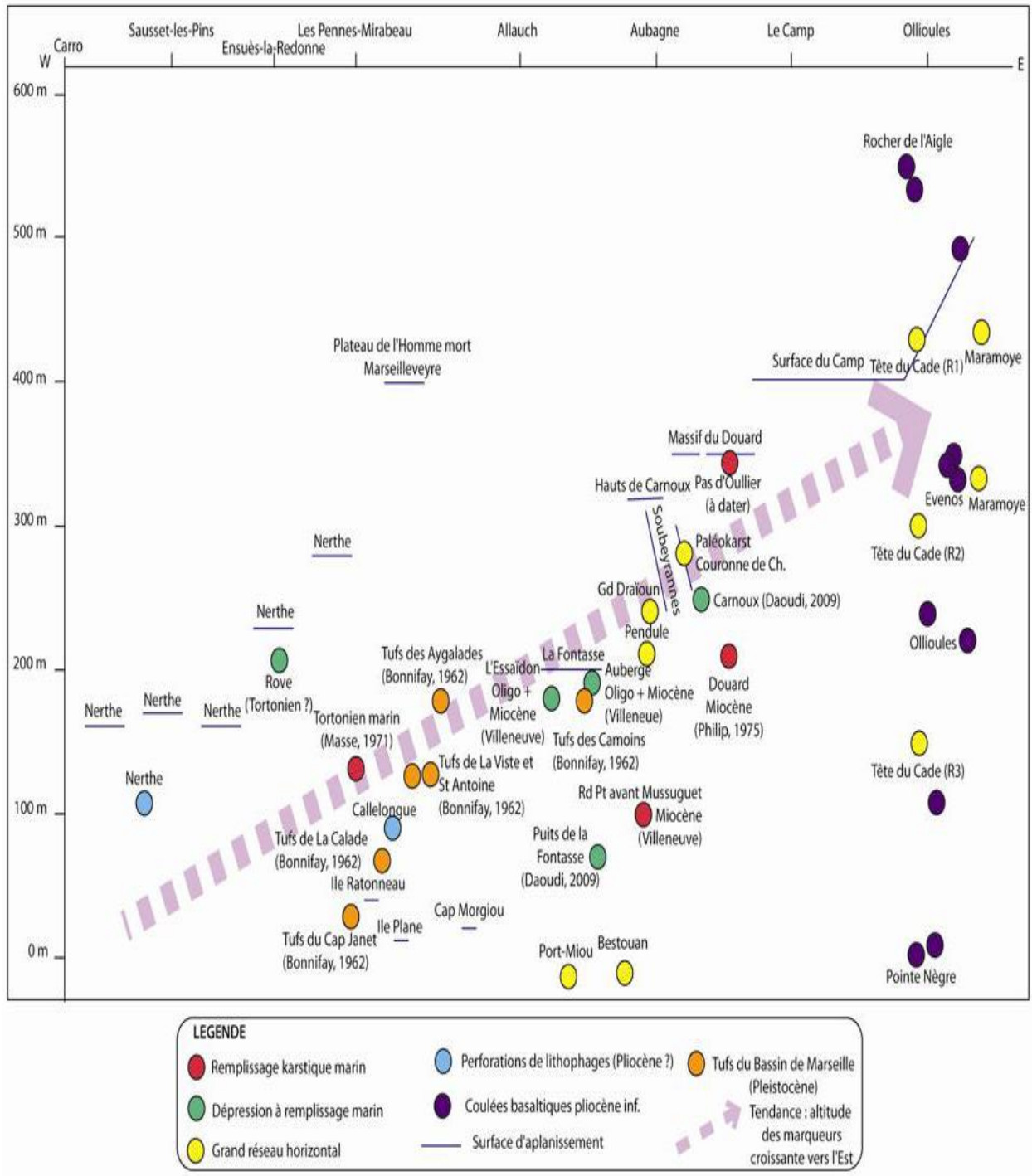


Fig. 62 - Principaux témoins à terre des dépôts miocènes et des traces pliocènes supposées (d'après A. Tassy, 2012)

Au ***Pléistocène ancien,*** le bassin de Marseille était donc situé pratiquement au niveau de la mer, probablement en arrière de cordons littoraux, dans un contexte de calme biostasique et sous climat chaud, comme le montre le caractère des flores et des faunes. Ces conditions sont celles d'une période de haut-niveau marin interglaciaire appartenant, d'après l'âge paléomagnétique, au *Calabrien supérieur* (Gradstein *et al*., 2005). Les terrasses fluviatiles de l'Huveaune et du Jarret, emboîtées dans la plateforme travertineuse, montrent des faciès caillouteux témoins de débits et de compétences importantes des cours d'eau. L'érosion

dans les bassins-versants était probablement commandée par des conditions climatiques dégradées par rapport à la période précédente, induisant une réduction du couvert végétal.

Ce cachet va s'accentuer au cours du ***Pléistocène moyen***. Les dépôts de pente issus des massifs calcaires environnants sont abondants, affectés par des pédogenèses rubéfiantes et encrôutantes pendant les interglaciaires ou interstades successifs.

À la fin du ***Pléistocène moyen***, durant la glaciation rissienne et au Würm, la dégradation climatique s'amplifie très fortement dans ces secteurs et se manifeste par de véritables conditions froides, voire périglaciaires (Bonifay, 1962). Au pied des versants, les formations caillouteuses cryoclastiques à malacofaunes froides sont considérables, alors que distalement, dans les vallées et sur les contreforts, se développent des dépôts de loess typiques. Le littoral est-marseillais, la vallée de l'Huveaune jusqu'à Aubagne et la plaine de Cuges, sont sur ce plan les plus caractéristiques et témoignent d'une action d'un paléo-mistral extrêmement efficace. Ainsi est confirmée l'existence en Basse-Provence de conditions froides et périglaciaires dans le prolongement de l'axe rhodanien, à l'image de ce qui est déjà connu dans la Crau et sur les bords de l'étang de Berre (Arnal, 1971 ; Ambert *et al*., 1988).

La pérennité des sources karstiques du pied des reliefs calcaires au ***Pléistocène supérieur*** et leur saturation en carbonates rendent compte de l'importance de la strate arbustive durant les interstades tempérés. Ce caractère contraste fortement avec les conditions des périodes froides marquées par la xéricité et les phénomènes éoliens.

À l'Holocène, à la faveur de l'amélioration climatique en contexte post-glaciaire, la formation de travertins en fond de vallée se généralise, comme partout en Provence, associant aux phénomènes biochimiques des sources, un fonctionnement en barrages et vasques où se forment des craies et des tourbes.

L'anthropocène n'est pas exempte de dépôts dans des dépressions (Saint-Jerôme, Sainte-Marthe) degagées par le tracé de la L2. Les terrasements montrent 10 à 20 mètres de dépots bréchiques stratifiés recouvrant une route goudronnée du XX^{e} siècle. Ces brèches contiennent notamment des étoffes, des plastiques et des blocs de béton.

La cartographie fine de ces bassins, que conditionnent les travaux de terrassement, est en cours de révision.

<u>Formations remarquables du post-oligocène à Terre</u>

Les conglomérats de Piedoulard *(D. Nury)*

La Formation de Piédoulard se développe sur environ 60 m d'épaisseur sur tout le sommet de la colline de Piédoulard, au SE de Lascours. Elle est essentiellement constituée de matériel détritique peu consolidé de nature fluviatile, argiles sableuses, grès, micropoudingues et poudingues à galets arrondis, essentiellement calcaires, pouvant atteindre 30 à 40 cm de longueur. Son pendage est globalement d'une dizaine de degrés vers le SE.

On la retrouve dans le secteur de Pont-de-l'Étoile où elle repose sur les poudingues de la Gastaude. Des cônes torrentiels à éléments clastiques récents (Wurm) la recouvrent.

Elle n'a livré ni faune, ni charophytes, ni palynoflore. Très altérable, elle nourit des épandages récents de galets blancs dans toute le secteur. L'affleurement de poudingue à gros galets calcaires blancs du sommet de la colline des Ombrées aux Camoins pourrait lui être rattaché.

Cette formation ne peut être une terrasse de l'Huveaune, vu son altitude et son épaisseur. Le sens des écoulements vers le Sud ainsi que l'absence de galets en provenance du Sud indique une période où la Méditerranée fonctionnait. Nous pensons que ce matériel est à rapprocher des poudingues de Valensole et

de Bandol contenant des éléments de basaltes datés à 6 Ma ou, plus prés, des brèches du Sud de l'Étoile (brèches de Mordeau).

Photo 2 - Vue du conglomérat de Piedoulard dans le secteur de Saint-Joseph (Photo P. Arlhac)

Les travertins (*P. Arlhac et A. Tendil****)***

Les travertins du Pléistocène inférieur

Dans le quart NW et essentiellement sur le domaine oligocène de la feuille, on note la présence de deux ensembles travertineux :

– *le premier*, le plus méridional, est constitué par la dalle de Beaumont-Saint-Julien. S'y ajoutent, de part et d'autre, des lambeaux qui chapeautent des reliefs préservés de l'érosion ;

– *le second*, tout au Nord, est représenté par la dalle de la Viste-Saint-Antoine. Au Nord de cette dalle, une série de lambeaux s'étale au Sud du massif de l'Étoile, depuis le Cap Janet jusqu'à la colline du Collet-Redon.

Du point de vue de l'altitude : si pour la première unité les « cotes » sont relativement comparables, avec simplement un très léger affaissement en direction du SE (de la cote 171 entre Saint-Julien et les Trois-Lucs, à la cote 127 au Petit Saint-Marcel et à la cote 110 à la colline des Comtes) ; en revanche, dans la seconde, l'altitude s'échelonne de 214 m au Collet-Redon, à 187 m à Fontainieu, pour s'abaisser à 25 m dans le secteur de Mirabeau – La Calade.

Du point de vue faciès, on note :

– *des dépôts détritiques*. Ce sont des sables et des limons jaunâtres, ainsi que des brèches à éléments calcaires plus ou moins roulés, non cimentés. Ces dépôts ravinent les poudingues cimentés de l'Oligocène. Ils appartiennent au même cycle que les travertins. Les brèches sont abondantes à la base et à différents niveaux au sein des séries travertineuses, surtout à la périphérie septentrionale des affleurements (Saint-Antoine, la Martine pour l'unité nord ; Saint-Barnabé et Beaumont pour l'unité est). Ces brèches se cantonnent près des apports d'éléments détritiques, en provenance des reliefs. C. Balme et N. Gomez (1980) ont étudié les minéraux lourds contenus dans ces formations. Il existe un cortège méridional, aussi bien dans la zone de La Viste que dans celle de Beaumont (Grenat, Disthène, Staurotide, Fluorine, Andalousite, Tourmaline et Zircon), alors qu'un cortège alpin (Glaucophane, Épidote, Sphène et Apatite) n'a été mis en évidence que dans le secteur de La Viste. D. Nury (1988) a identifié ces marqueurs alpins dans les sables de base du travertin de Plan d'Aou (au-dessus du Détritique supérieur couronnant les anciennes carrières d'argile de Saint-André) ;

– *des dépôts palustres et euxiniques* (faciès les plus profonds) dans les abords des cités du plateau de la Viste ;

– *le travertin s.s.* est représenté par des dépôts stratifiés horizontalement, vestiges de marais tufeux de faible profondeur. Ces dépôts montrent une alternance d'horizons à Bryophytes (milieu sub-émergé) et de roselières (Phragmites se développant sous moins de 30 cm d'eau). Le travertin est également représenté par des dépôts plus ou moins indurés moulant une morphologie de talus. Ce sont des paléo-tufières, systèmes composites ou l'on retrouve systématiquement des auvents à « Vauchéria » et « Homeotryx » où se mêlent des tubes de Phryganes. Ces formations sont progradantes dans le sens du courant et surplombent des vasques à Oncolites et Stromatolites. Les vasques pouvant être colonisées par des roselières.

L'orientation des auvents reste la même tant que le sens d'écoulement des eaux n'est pas modifié par une cause extérieure.

Marais tufeux et paléo-tufières sont le siège d'une intense activité bactérienne et algale, dans un milieu très oxygéné. Ces milieux peuvent être étouffés totalement par des apports détritiques sectionnant les tiges de roseaux.

Des coupes caractéristiques de ces formations sont visibles dans le secteur de Saint-Louis, en particulier dans une impasse en tranchée débouchant face à l'entrée du Lycée Saint-Éxupéry (chemin de la Madrague). Des auvents, de taille réduite et s'étendant en cascades, sont observables au NE de ce site, le long des escaliers constituant la traverse Adoul. Des structures en auvents remarquables sont observables :

– aux Aygalades, en bordure de la falaise, au Nord de l'autoroute A7 ; alors que la falaise proprement dite est constituée par une formation très indurée ;

– dans la falaise limitant le cimetière, au SW du quartier la Martine ;

– dans le jardin du plateau de la Viste, en limite nord du lotissement Campagne Timon David ;

– au Nord de Saint-Julien, en bordure de la résidence de l'Étoile, chemin des Bousquetiers.

L'auvent situé rue René d'Anjou, aux Aygalades, aujoud'hui recouvert partiellement par du béton (photo 3) projeté enrobait (d'après les témoignages d'habitants) un substratum fait de sables jaunes et de brèches (photo 4).

Photo 3 - Auvent des Aygalades (Photo P. Arlhac)

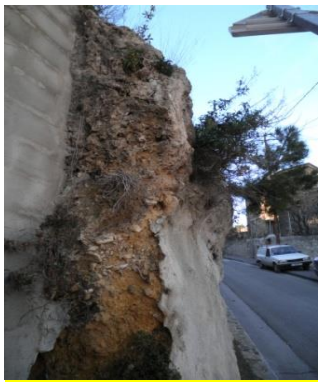


Photo 4 - Sables jaunâtres associés aux travertins des Aygalades (Photo M. Villeneuve)

Du point de vue paleogéographique, les travertins se sont formés dans une géographie lacustre tectoniquement instable, mais entourée de reliefs. Pour la zone de Beaumont, le relief méridional existe toujours : c'est le massif d'Allauch – la Salette. Pour la zone de Saint-Antoine, le relief devait se situer soit sur le massif de l'Étoile, soit dans la direction SW, et dans ce cas il est donc probablement affaissé en mer.

L'origine des minéraux alpins relevés uniquement dans les travertins de Saint-Antoine conduit à penser qu'ils ont pu provenir soit des dépôts post- « *Vindoboniens* » qui ont couronné le massif de l'Étoile, soit des niveaux du Miocène mis en évidence par une recherche sismique (Pantaine, 2010) au large de l'Estaque, s'ils étaient émergés au Pléistocène.

Les travertins ont fait l'objet d'études paléobotaniques par G. de Saporta (1867), révisées par A. Pons (1969). Globalement la flore reflète un climat chaud avec le palmier indigène *Chamaerops humilis, des Lauracées, Magnolia vasseuri* et, plus banalement, des espèces de la ripisilve, *Populus alba, Cornus sanguinea*.

L'âge. La découverte, à la base du travertin, de restes de grands mammifères, en particulier des molaires et défense d'Elephas antiquus et Elephas méridionalis (Corroy, 1953 ; Bourdier, 1962 ; Bonifay, 1962) a permis de situer la formation des travertins dans le *Villafranchien supérieur* (entre 1,7 et 1 Ma, soit Pléistocène). Récemment, une étude paleomagnétique (P. Rochette, inédit) a permis d'identifier l'épisode direct de Jaramillo (1,05 à 0,98 Ma) dans la partie supérieure du travertin de La Viste et de reconnaître 4 cycles de 100 k/ans. L'âge moyen de la formation travertineuse serait de 1,2 Ma, ce qui est conforme aux datations paléobotaniques.

Enfin, *le mode de mise en place* des travertins a suscité bien des polémiques. Certains y voient uniquement des formations lacustres, alors que d'autres n'y tolèrent qu'un environnement fluviatile. Les exemples actuels et notamment les travertins de Pamukkale, en Turquie centrale, montrent que les deux types d'environnement cohabitent et se relayent souvent dans l'espace ; les cours d'eau reliant des vasques et ainsi de suite (fig. 63).

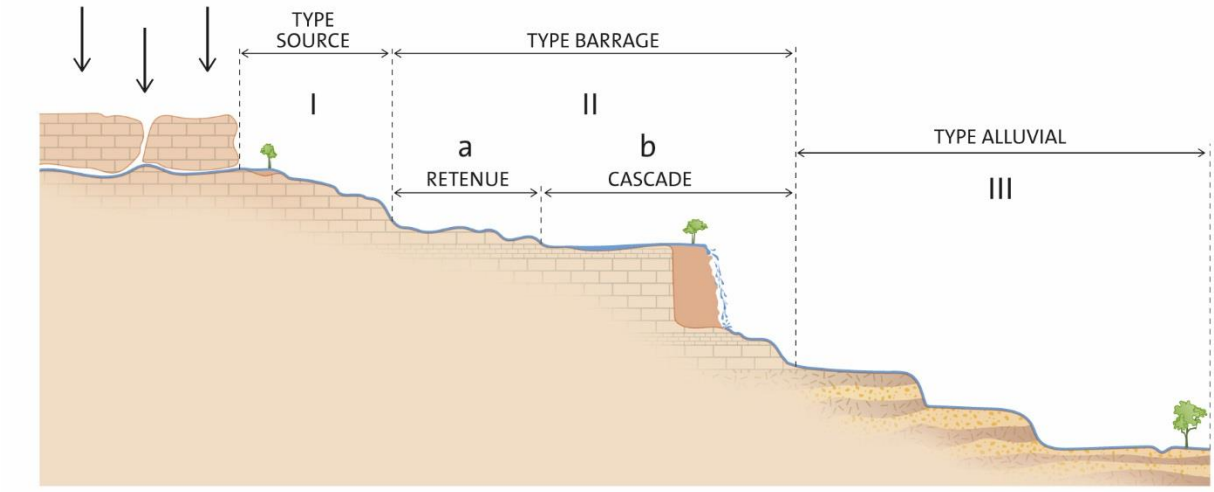


Fig. 63 - Schéma montrant la mise en place des travertins (d'après J. Casanova, 1981, modifié)

Les travertins récents de Pont de Joux (Nord de Roquevaire)

Les travertins de Pont-de-Joux, datés du Pléistocène supérieur (≥ 35 000 ans), et de l'Holocène, se retrouvent de part et d'autre de l'Huveaune, les plus récents se retrouvant emboités par rapport aux plus anciens (fig. 64).

La présence d'un tel site dans la vallée de l'Huveaune, qui prend sa source dans le massif de la Sainte-Baume, situé à l'Est de Pont-de-Joux, semble pouvoir s'expliquer par la présence d'un barrage naturel situé en amont de Roquevaire et qui se serait développé pendant une phase d'optimum climatique du Post-Würm

(Bonifay, 1986). Une datation au ^{14}C sur des charbons de bois par J. Evin a permis de dater la base de la série travertineuse à 7180 ± 150 ans BP, soit à la fin de l'Atlantique ancien. À partir de 4 000 ans BP (Sub-Boréal), la construction travertineuse ralentira, entraînant progressivement la mort de l'édifice durant le Sub-Atlantique. L'Huveaune, se retrouve aujourd'hui quelques mètres en dessous des travertins holocènes (Vaudour, 1994).

Ces travertins se caractérisent par une flore essentiellement constituée de débris de Pins d'Alep (*Pinus haïepensis*), de Chênes (*Quercus ilex*, *Quercus pubescens*), de Bryophytes ou bien encore de Roseaux (*Arundo phraginites & Typha*), qui évoqueraient un climat semblable à celui d'aujourd'hui, bien qu'un peu plus chaud et humide (Bonifay et Molinier, 1955).

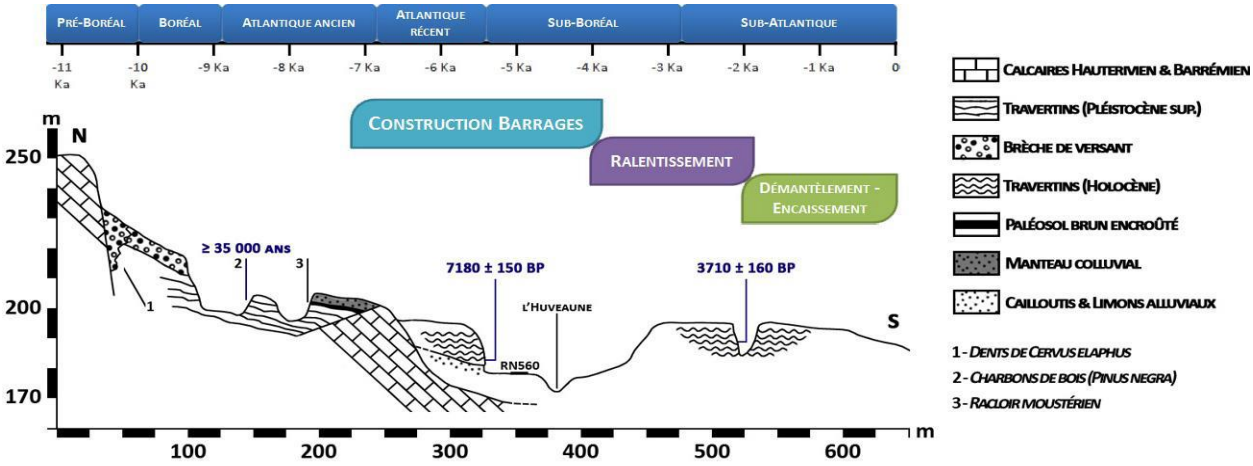


Fig. 64 - Coupe des travertins du Pont-de-Joux (modifié d'après d'Anna *et al*., 1988)

Les karsts *(*R. Monteau et J. Jouves)

Sur l'ensemble de la feuille, les recherches spéléologiques ont recensé 335 cavités, réparties sur les principaux massifs calcaires. On y dénombre 157 grottes, 164 gouffres, 16 pertes ou résurgences (fig. 65). Ces phénomènes « karstiques » sont en majorité peu développés (en longueur et profondeur). La grotte du Grand Draoun, dans les falaises de Canaille, et les deux résurgences sous-marines de Cassis qui dépassent le kilomètre font exception. L'ensemble de ces formes souterraines et celles de surface (lapiaz, dépressions, dolines, poljes, gorges) font partie d'un modelé d'érosion appelé « karst ».

Bien visible sur le massif des Calanques, l'érosion aérienne a recoupé des vieux réseaux fossiles (Paléokarsts) et mis à jour des remplissages souvent très importants. Les « planchers stalagmitiques » sont liés à l'écoulement soutenu d'eaux sursaturées en calcite.

Comblement des cavités et paléokarsts

Dans les galeries actives, l'eau a un pouvoir de dissolution très élevé et une énergie potentielle suffisante pour entraîner des matières en suspension et déblayer les dépôts meubles. Ce n'est plus le cas dans les galeries inactives, qui ne sont parcourues que par des écoulements temporaires dont le débit n'est pas suffisant pour entraîner la totalité des matériaux meubles qu'ils apportent. Des accumulations de galets, d'argiles ou de sables obstruent alors partiellement ou en totalité les galeries.

Au cours de l'histoire géologique, le karst peut ainsi devenir inactif : il se fossilise (paléokarst) et ses différents étages sont plus ou moins comblés.

En Provence, l'histoire karstique est très longue et complexe, de nombreuses cavités sont fossiles plus ou moins comblées et érodées (photo 5).

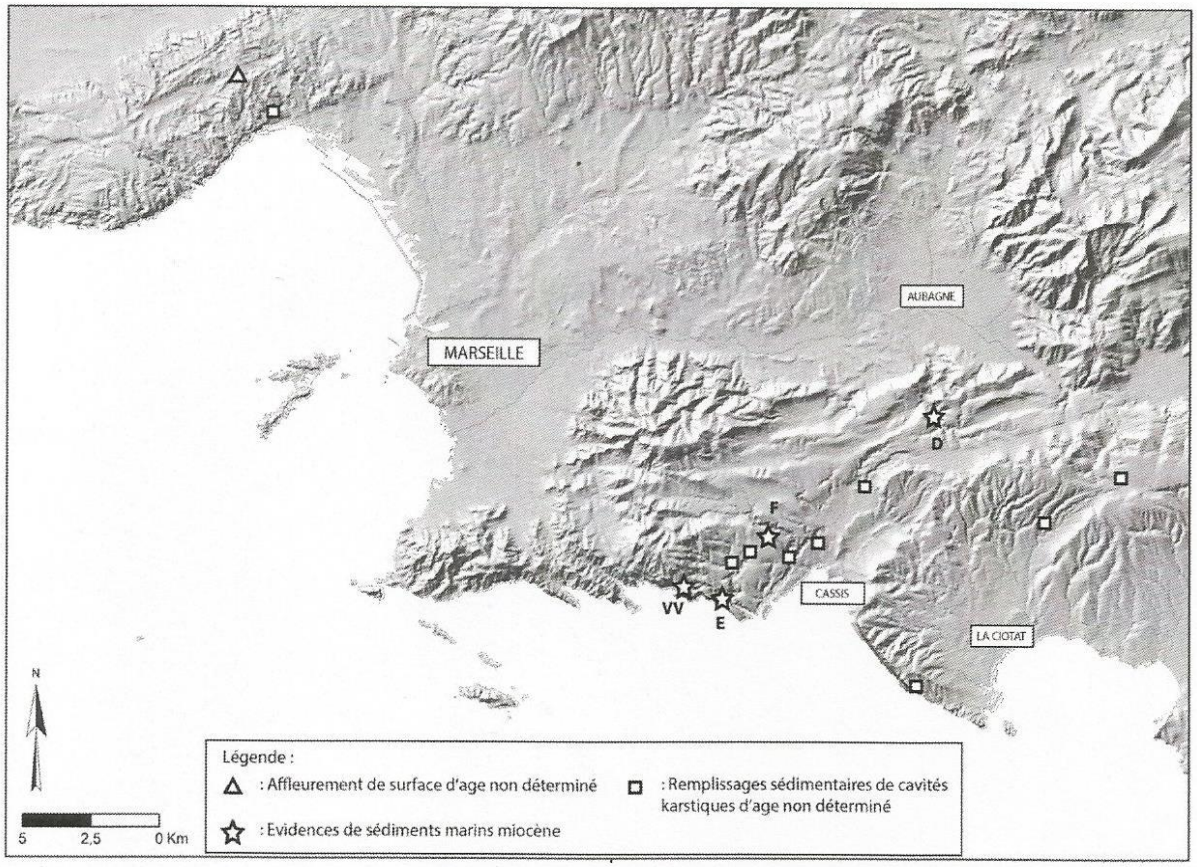


Fig. 65 - Carte de localisation des principaux karsts (Jouves, inédit)

Les affleurements révélant la présence de sédiments marins miocènes sont signalés par une étoile (VV - Val-Vierge ; E - Eissadon ; D - Douard ; F - Fontasse)

Photo 5 - Section de galerie fossile avec son remplissage de spéléothèmes (planchers stalagmitiques, limons indurés, etc.). massif de Marseilleveyre (Photo R. Monteau)

Remplissages sédimentaires en cavités karstiques dans la zone Marseille-Aubagne

La région de Marseille-Aubagne recèle de nombreuses cavités karstiques développées dans les séries carbonatées du Jurassique au Cretacé Supérieur.

Dans le secteur des Calanques, plusieurs affleurements néogènes d'origine marine ont été mis en évidence dans les effondrements du Val-Vierge, d'Eissadon et de la Fontasse (M. Villeneuve, inédit). Dans le massif du Douard, sur la D559A, entre Cassis et Aubagne, J. Philip *et al*. (1975) ont montré la présence d'une cavité karstique entièrement colmatée de molasse marine miocène dont l'âge est compris entre le *Langhien* et le *Tortonien* (datations sur foraminifères). Ces sables glauconieux d'origine marine apparaissent bien conservés et peu remaniés. Ils mettent en évidence une transgression marine miocène dont les seuls témoins persistent à l'abri de l'érosion mécanique.

Les témoins de cette transgression marine sont très tenus et les remplissages analysés sont essentiellement composés d'argiles rouges pédogénétiques, de quartz, micas, calcite, pisolithes d'oxyde de fer, ainsi que de microfaunes et microbrèches cryoclastiques dont l'origine est rattachée aux terrains avoisinants. L'age précis de la plupart de ces remplissages reste indéterminé malgré des datations sur microfaunes (Jouves, 2011).

En Mer (coord. J.-J. Blanc et F. Fournier)

Architecture et évolution du plateau continental de Basse-Provence (anté-quaternaire) (F. Fournier, A. Tassy, P. Munch, I. Thinon et l'équipe CASSEIS-MARSOLIG)

La coupe schématique N-S au large Marseillede (fig. 66) montre la structure des bassins oligo-miocènes et aptiens à turoniens-coniaciens, reposant sur un substratum urgonien.

Fig. 66 - Coupe schématique N-S entre la Nerthe et la bordure méridionale du plateau continental (d'après L. Pantaine, 2010)

La Côte Bleue et la baie de Marseille (fig. 21 et 22)

La portion de plateau continental située entre le Cap Couronne et le Cap Croisette représente la prolongation occidentale du bassin tertiaire de Marseille. En mer, le bassin tertiaire de Marseille est subdivisé en deux sous-bassins séparés par le horst du Frioul-Notre-Dame de la Garde composé de formations mésozoïques. Au Nord de ce horst, dans la rade de Marseille, le Tertiaire, composé des unités U3 (***Rupélien-Chattien***) et U4 (***Chattien terminal à Burdigalien inférieur***), est structuré sous la forme d'un synclinal d'axe globalement N70, localisé au centre du bassin. Les bordures nord et sud du synclinal sont recoupées par des failles sub-verticales globalement de même orientation (fig. 21). Au Sud de l'archipel du Frioul, le Tertiaire est peu épais et n'est préservé que dans une dépression d'extension limitée localisée au Nord de l'actuelle embouchure de l'Huveaune. Ce fossé tertiaire est différent de celui du Prado-Mazargues.

Dans les deux sous-bassins, les unités U3 et U4 sont déformées et apparaissent tronquées sous une surface sub-horizontale interprétée comme une surface d'abrasion marine polyphasée, d'âge plio-quaternaire

(Tassy, 2012) et d'age messinien (Tassy, 2012 ; Tassy *et al*., 2014). Vers l'Ouest, l'unité U5 (***Burdigalien à Tortonien***) recouvre en discordance l'unité U4.

Au Sud de la Baie de Marseille, dans le secteur du Planier, l'unité U5 est affectée par une déformation plicative au voisinage de l'*onlap* contre le substratum Mésozoïque, suggérant une réactivation tardive (post-burdigalienne) des failles bordières du bassin de Marseille (fig. 22). Une zone de déformation, d'orientation NNW-SSE, affectant les dépôts post-rifts a été également mise en évidence entre le Cap Couronne et le secteur du Planier. Elle pourrait résulter de la réactivation en profondeur d'une faille normale oligocène appartenant au système de failles de l'Arlésienne.

Le plateau des Calanques (fig. 23)

La portion de plateau continental limitée au Nord par la faille du planier et le littoral des Calanques, à l'Ouest par le canyon de Marseille et à l'Est par le canyon de Cassidaigne présente une couverture sédimentaire mésozoïque déformée (unités U0, U1 et U2), affectée par des failles sub-verticales d'orientation N90 à N120, scellées par les dépôts néogènes post-rifts (unité U5). Au Sud de l'île Riou se développe un synclinal d'axe E-W (fig. 23), à coeur de ***Crétacé supérieur*** (unité U2) surmontant une épaisse ***série apto-albienne*** (unité U1), d'épaisseur estimée à 1000 m. La bordure sud du plateau continental est un horst limité au Nord par une faille d'orientation générale N110 et constitué de socle paléozoïque recouvert par le néogène post-rift (U5).

Le banc des Blauquières et le canyon de Cassidaigne (fig. 20)

Le banc des Blauquières et le canyon de Cassidaigne représentent la continuité occidentale du massif de Sicié et sont constitués d'un socle métamorphique paléozoïque et de sa couverture sédimentaire d'âge carbonifère à jurassique. La bordure septentrionale de cette unité tectonique (unité de Sicié-Blauquières) est un accident reliant la Pointe Grenier à la tête du canyon de Cassidaigne et rejoignant la bordure du plateau continental vers le canyon du Planier. La couverture sédimentaire post-triasique est chevauchante vers le Nord sur le synclinal du Beausset. Sur le banc des Blauquières, un ensemble de canyons attribués à la phase d'érosion messinienne (Tassy, 2012) et remplis de dépôts pliocènes (jusqu'à 600 m d'épaisseur), entaille profondément le socle métamorphique et toute la couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque. Deux incisions majeures démarrent respectivement dans la baie Sanary et de Bandol et se rejoignent vers l'Ouest pour former un canyon principal d'orientation E-W (canyon de Bandol-Sanary) recoupant tout le banc de Blauquière jusqu'à l'actuel canyon de Cassidaigne. Ce dernier représente une relique du canyon messinien de Bandol-Sanary, non comblée entièrement de sédiments plio-quaternaires. Au Sud du banc des Blauquières, à la bordure du plateau continental, les dépôts néogènes post-rifts (unité U5) transgressent sur le socle métamorphique.

Terminaison en mer du synclinal du Beausset

En mer, le synclinal du Beausset se termine contre 2 accidents de nature différente. Vers l'Ouest, entre le massif des Calanques et le Bec de l'Aigle, il s'interrompt contre une faille sub-verticale d'orientation N120 se connectant au système de failles de Luminy-Sainte-Croix. Cette faille oblitère également la couverture sédimentaire jurassique de l'unité de Sicié-Blauquières. À l'Est du Bec de l'Aigle, le synclinal du Beausset se termine contre l'unité de Sicié-Blauquières dont la couverture post-triasique décollée est chevauchante vers le Nord sur le Crétacé supérieur.

Les canyons de Cassidaigne et de Bandol

En mer, les dépôts du Miocène ont été étudiés par A. Tassy *et al*. (2014) dans les canyons de Cassidaigne et de Bandol qui se trouvent au large du massif des Calanques et du bassin du Beausset (fig. 67). Le Miocène et l'Oligocène occupent la partie inférieure et le Pliocène la partie supérieure du canyon (fig. 68).

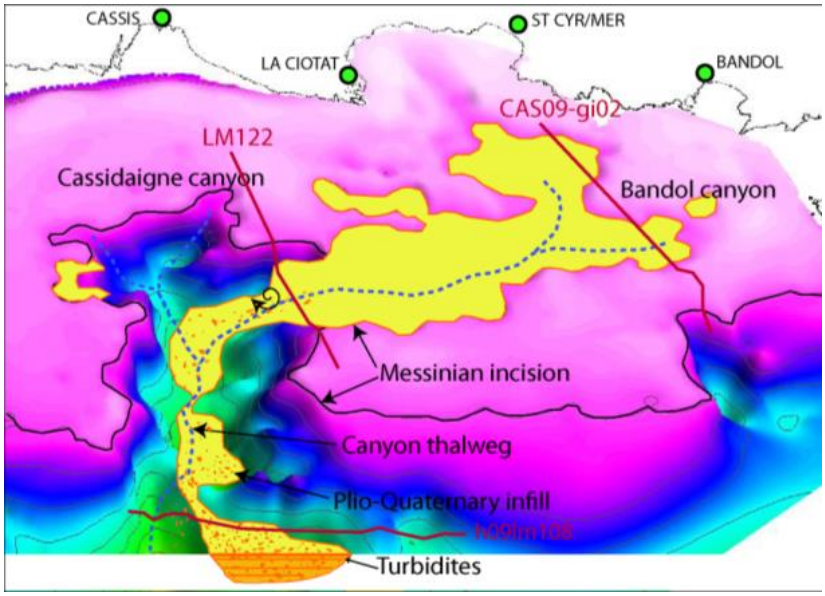


Fig. 67 - Localisation des canyons de Cassidaigne (N-S) et de Bandol (W-E) (d'après A. Tassy, 2012). En jaune : les formations plio-quaternaires

Le remplissage du Canyon de Bandol est un exemple type de l'évolution liée la « crise messinienne » (Miocéne supérieur au Pliocène) avec ses 3 stades principaux (Clauzon *et al*. 1995, 1996) : depôts anté-messiniens, surface d'érosion messinienne et remplissage des « rias » du Pliocène par des « Gilbert deltas » en amont et des dépôts de « haut niveau marin » en aval.

Évolution plio-quaternaire de la marge continentale (J.-J. Blanc)

La marge continentale au Sud de la Provence a été explorée par des dragages (Station Marine d'Endoume, Marseille), carottages et surtout, plusieurs campagnes de sismique réflexion (« boomer, sparker », « air-gun »). Plusieurs unités sédimentaires ont été observées au-dessus d'un socle formé par des roches métamorphiques au large des Maures, Toulon, Sicié, La Ciotat, jusqu'à l'axe du canyon de la Cassidaigne, ou d'âges jurassique et crétacé, au Sud du massif des Calanques et de la baie de Marseille. Plusieurs discontinuités sismiques ont été décrites (Tassy, 2012) et interprétées précédemment comme des surfaces d'érosion (Leehnardt 1963, 1970 ; Leenhardt *et al.* 1969 ; Klein *et al.*, 1993 ; Froget, 1974). La fig. 69 montre une radiale sismique au 230 de la pointe de Fontagne, à l'Ouest de l'île Riou.

La surface d'érosion miocène (dite « aquitanienne »), bien identifiée sur le continent, se continue sur le plateau continental au large du Planier et de l'île Riou. Sur le profil 230 (fig. 70), elle correspondrait à la discordance angulaire appelée C, située entre les formations sédimentaires du Tertiaire et le substratum composé du socle métamorphique ou des séries calcaires provençales du Jurassique et du Crétacé (séries à structures complexes, plissées, faillées ou chevauchantes). Au-dessus de la discordance C, plusieurs séquences datées du Miocène supérieur au Pliocène existent. La discordance B correspondrait au toit du Pliocène composé de marnes bleues et de calcarénites. Cette série pliocène serait recouverte en discordance par un ensemble sédimentaire d'âge pléistocène formé de calcarénites et de grès (anciens sables marins consolidés) de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. La formation la plus récente, composée de vases, sables vaseux et sables d'âge holocène, recouvre l'ensemble du plateau continental (Blanc 1959, 1969).

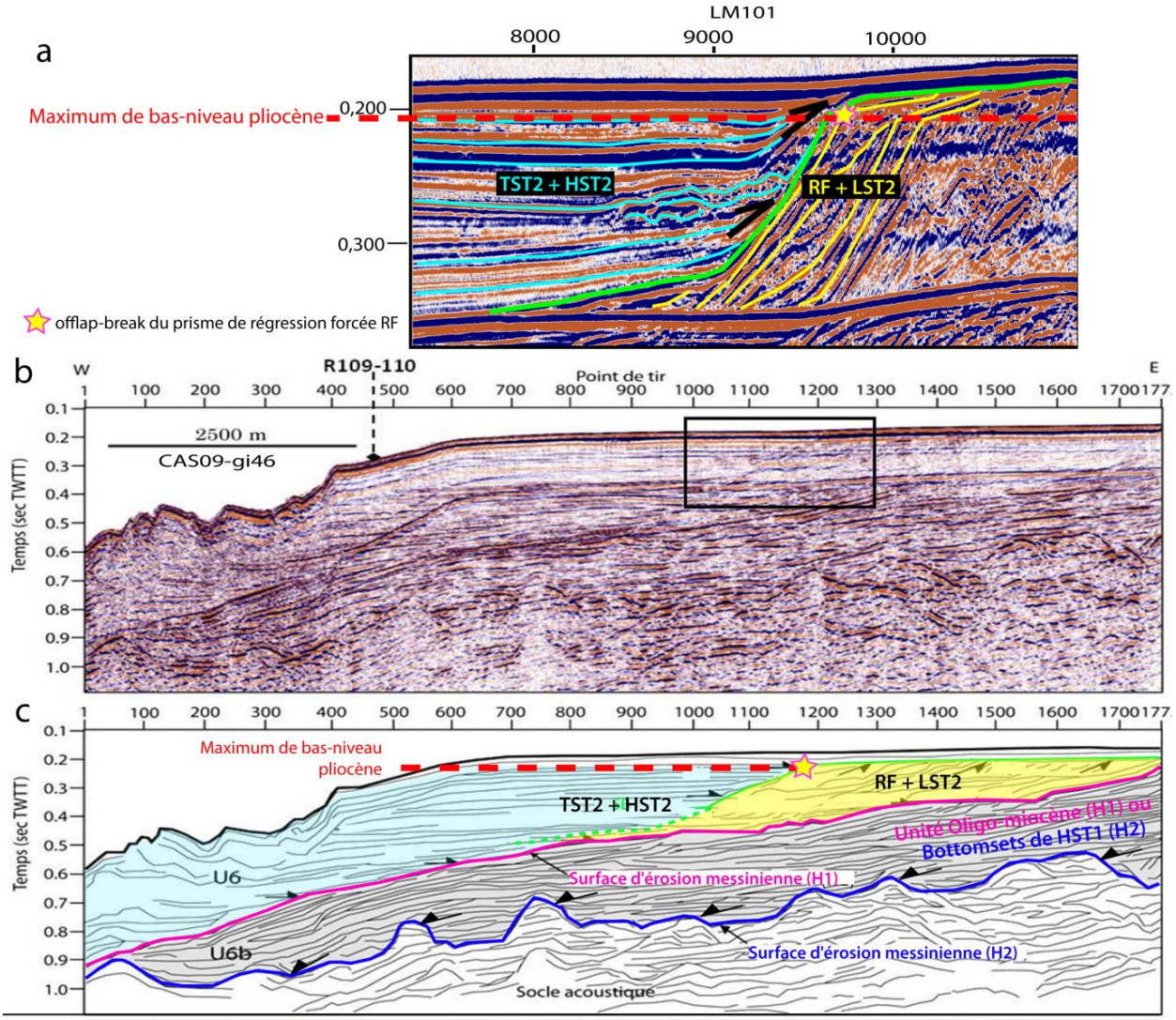


Fig. 68 - Remplissage du canyon de Bandol (coupe longitudinale au canyon) (d'après A. Tassy, 2012)

a) Zoom du profil CAS09-gi46 ; b) profil CAS09-gi46 orienté E-W et situé le long du canyon de Bandol ; c) interprétation du profil CAS09-gi46. Deux surfaces H1 ou H2 pourraient correspondre à la surface d'érosion messinienne. En jaune sont représentés les dépôts de type « Gilbert deltas » et en bleu les dépôts de haut niveau marin. La localisation de la surface de bas niveau Pliocène est indiquée dans les figures 68a et 68c.

La discordance C est antérieure au creusement messinien des canyons, notamment Planier et Cassidaigne. Peut-on rattacher cette discordance à la surface d'érosion de la Nerthe ? Cette discordance est nettement inclinée en direction de la bordure externe du plateau. Or, à l'Ouest, cette dernière est recouverte par les formations transgressives du Miocène marin (*Burdigalien*, « *Vindobonien* »), ce qui confirme son âge supposé. Au large de Planier, la Nerthe et Cassis, la discordance C tronque les séries calcaires plissées « karstifiables ».

Plus à l'Est, C. Froget (1974) a observé cette même discordance au Banc des Blauquières, au toit du socle métamorphique (phyllades, gneiss) de la crête de Sicié-l'Esquine, ainsi que des enveloppes permo-triasiques au Sud de Sanary (Ducrot, 1971 ; Vanney, 1976). À l'Est de Sicié, au Sud de la rade de Toulon et de la corniche du Cap Brun-Méjan-Sainte-Marguerite, des écailles calcaires du Trias moyen (Muschelkalk) expliquent la présence d'un karst sous-marin signalé par les plongeurs et, pour la première fois, par J. Bourcart (1952).

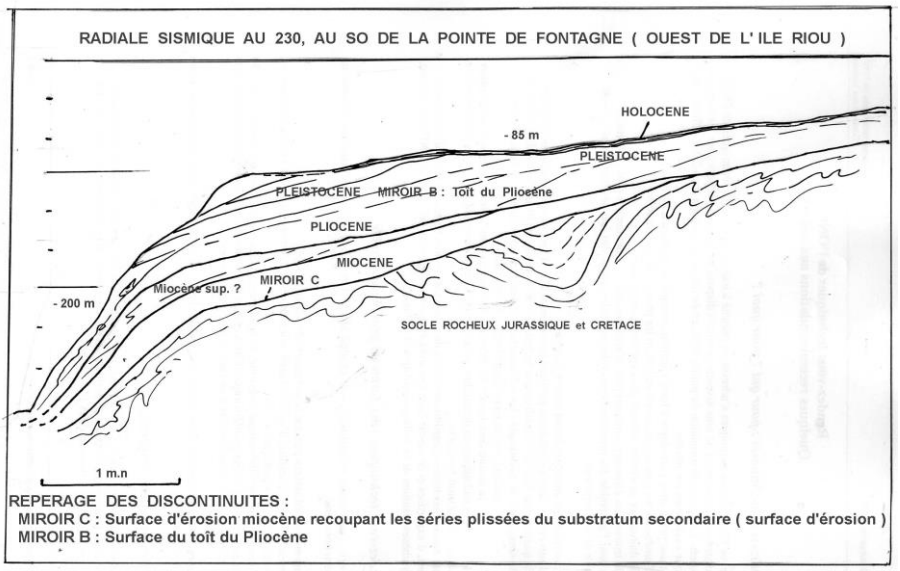


Fig. 69 - Interprétation au travers du plateau continental au SW de la Pointe de Fontagne (Ouest de l'île Riou) établie à partir d'un profil sismique (radiale 230)

Cette coupe met en évidence les discordances angulaires de la formation tertiaire au Sud du massif des Calanques (J.-J. Blanc, 1980).

À l'Ouest, à partir de l'axe de la Cassidaigne et de Port d'Alon, des affleurements calcaires et dolomitiques, dégagés de leur couverture habituelle, présentent des morphologies karstiques : grottes, surplombs, abris sous roche et même dolines jusqu'a -150 m. Enfin, le cirque de départ du canyon de la Cassidaigne est une reculée karstique (de -100 m à -350 m) de type « *karst pocket valley* ».

ÉVOLUTION TECTONIQUE

INTRODUCTION (M. Villeneuve)

Dans ce chapitre nous essayons de replacer l'évolution tectonique et métamorphique des unités présentes sur la carte, dans leur **cadre provençal**.

Il n'y a pas de terrains métamorphiques affleurants dans l'emprise de la carte. Les seules roches métamorphiques observées se trouvent en éléments figurés dans les poudingues oligocènes et proviennent du substratum hercynien méridional.

Les terrains affleurants appartiennent donc à la couverture sédimentaire post-varisque. Cette couverture a été partiellement fortement déformée lors des principaux événements tectoniques qui ont affecté la région.

La fig. 70 présente les principaux éléments géologiques de la région avec son socle métamorphique au SE, sa couverture mésozoïque déformée, ses bassins tertiaires et ses dépôts quaternaires le long de la Durance et du Rhône. La coupe équilibrée allant du Cap Sicié à l'anticlinal de Mirabeau commentée plus loin (cf. fig. 80) est localisée sur cette figure.

Les principaux événements géologiques ayant affecté la Provence en général et la zone de la carte géologique Aubagne-Marseille sont signalés dans la fig. 71.

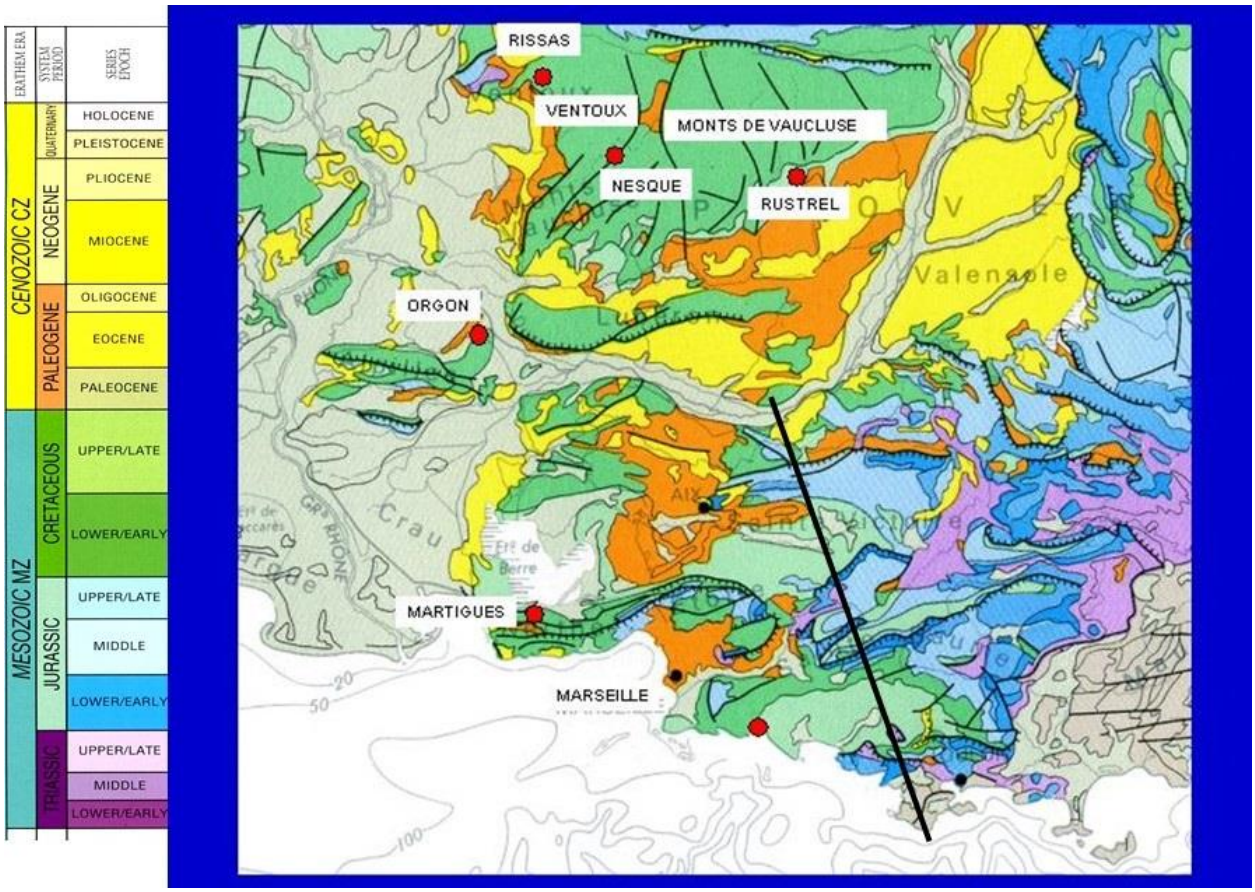


Fig. 70 - Schéma géologique de la région sud-est avec localisation de la coupe équilibrée de la fig. 80 (Villeneuve, 2008, modifié).

Nous avons distingué trois grandes périodes dans l'évolution de la région : 1) la période anté-chaîne « pyrénéo-provencale », 2) la période de la tectogenèse « pyrénéo-provencale » et 3) la période postérieure à la surrection de cette chaîne. Comme on peut le voir, c'est cette tectogénèse « pyrénéo-provençale », allant de la fin du Crétacé au Paleogène, qui est l'événement tectonique majeur de la partie provençale de la région, laquelle est encore relativement peu affectée par la tectonique alpine.

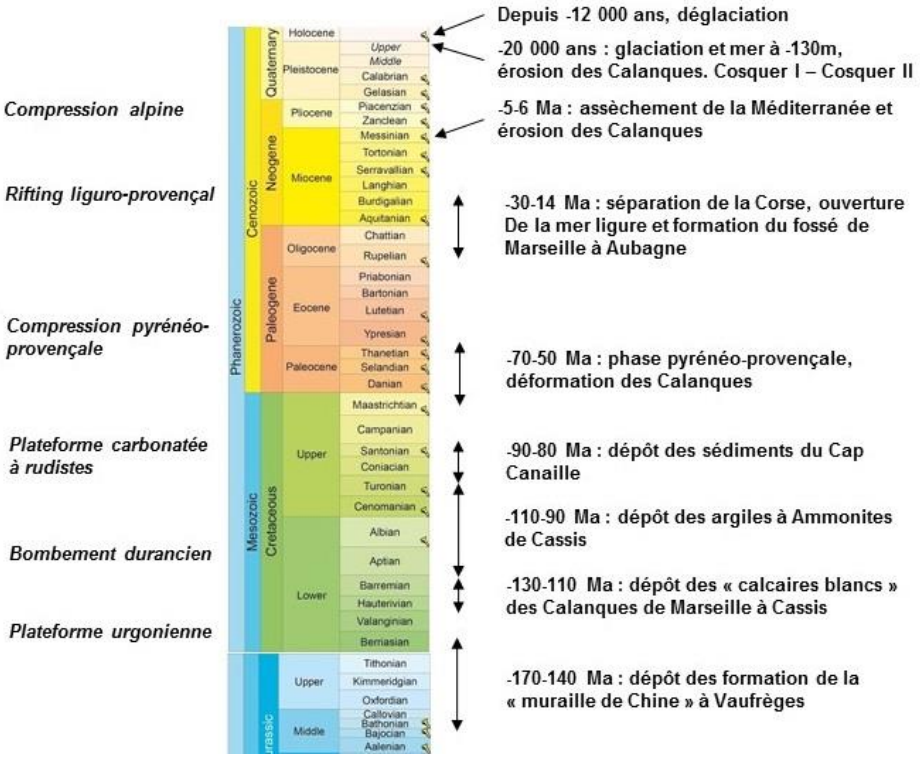


Fig. 71 - Principaux événements géologiques en Provence (d'après M. Villeneuve, 2008, modifié)

L'ÉVOLUTION ANTÉRIEURE À LA SURRECTION DE LA CHAÎNE PYRÉNÉO-PROVENÇALE (DU TRIAS À L'ÉOCÈNE)

Évolution du Trias en Provence (M. Villeneuve)

En Provence, le Trias affleure dans ce que certains géologues ont appellé des « bandes triasiques ». Ces bandes triasiques sont importantes dans le Var. Certaines sont paralléles aux structures E-W « pyrénéo-provençales » mais d'autres, comme la bande de Barjols, sont carrément obliques par rapport à cette chaîne « pyrénéo-provençale ». Cette obliquité a fait couler beaucoup d'encre et le débat sur leur mise en place n'est toujours pas clos.

D'un point de vue paléogéographique on voit (fig. 72) qu'on se trouve dans une zone où les reliefs hercyniens se sont bien estompés depuis l'Olénékien (Bourquin *et al.*, 2011) au Trias basal où la chaine varisque séparait encore la Provence de la Téthys au SE et du bassin « germanique » au Nord. Le petit bassin triasique qui bordait au Nord le massif des Maures s'est connecté à la plate-forme européenne, au Nord, à celui de l'Ebre au Sud et à la Téthys au SE.

À cette époque de transition du Permien au Trias, ces bassins provençaux, contrairement au bassin germanique à playas et dunes éoliennes, avaient une sédimentation typiquement continentale avec de forts apports fluviatiles (exemple les conglomérats du Buntsandstein de Bandol). Au Trias moyen et supérieur, la Provence fait partie des bassins évaporitiques qui se poursuivent sur la plate-forme européenne jusque dans le Trias du Nord (fig. 72).

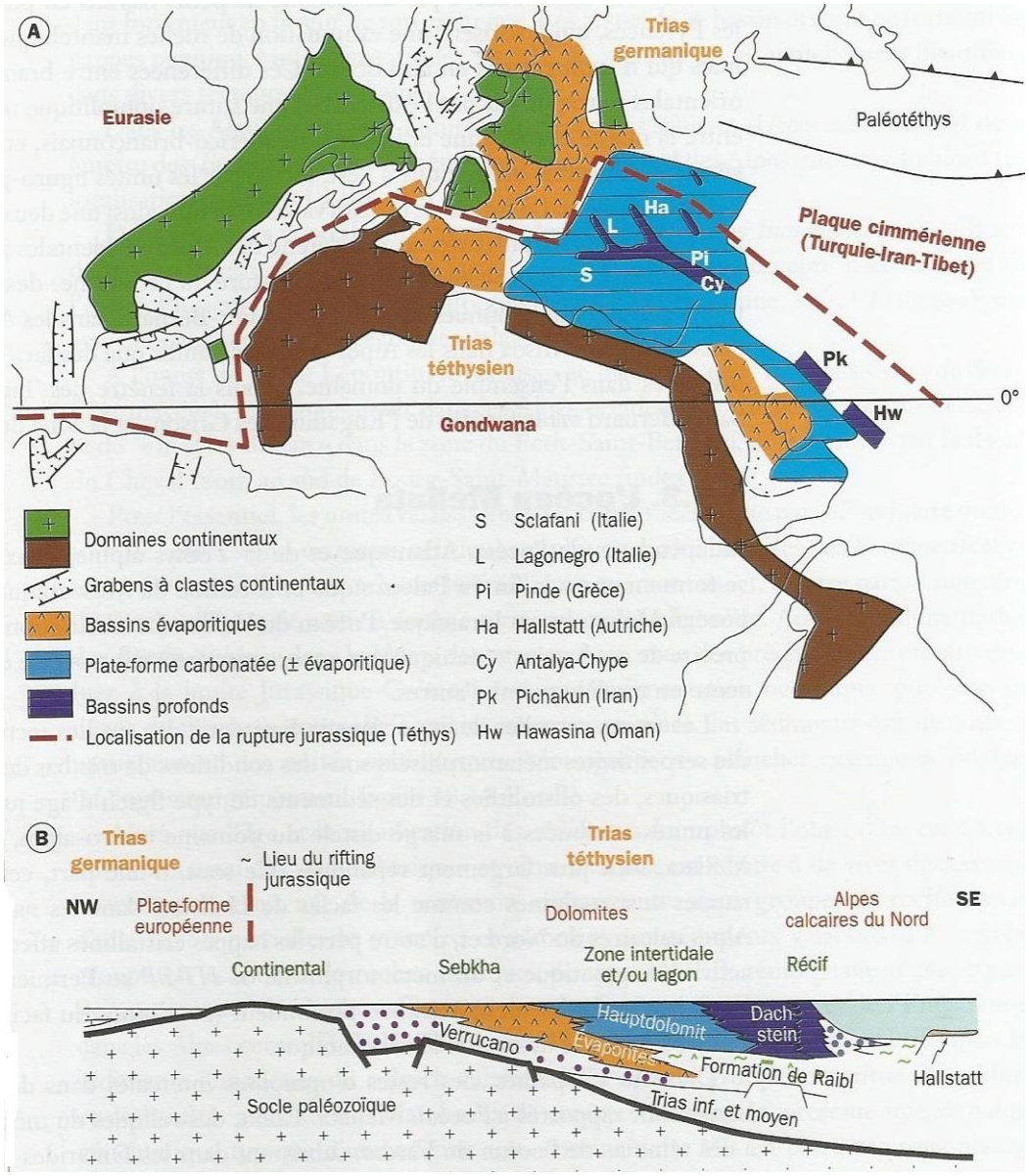


Fig. 72 - Schéma et profil paléogéographique de la Téthys au Trias moyen (d'après Bosellini, 1973 ; Laubscher et Bernouilli, 1977)

Synthèse sur l'évolution et la dynamique sédimentaire en Basse Provence occidentale au Jurassique (M. Floquet)

Les données biostratigraphiques, sédimentologiques, diagénétiques, géochimiques etc. rassemblées à ce jour sur la série sédimentaire d'âge jurassique affleurant dans l'emprise de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille permettent de discriminer les différentes fonctions forçantes, d'origine générale ou locale, qui ont déterminé la dynamique sédimentaire de la partie correspondante du Bassin Sud-Provençal à cette période (fig. 8).

Elles ont permis la définition de 7 séquences de dépôts majeures (dites de « second ordre » sur fig. 8, Floquet *et al.*, 2007), transgressives - régressives ou rétrogradantes - progradantes.

Les compositions litho- et biologiques (et leurs significations paléoenvironnementales), les symétries ou asymétries, les modalités d'empilement de ces séquences majeures traduisent deux grandes phases géodynamiques connues sur l'ensemble de la Marge Ouest-Téthysienne, à savoir la phase « *syn-rift* », considérée comme se déroulant du Rhétien jusqu'au Callovien moyen, et la phase « *post-rift* », considérée comme se déroulant de l'Oxfordien moyen - supérieur jusqu'au Tithonien - Berriasien (fig. 8).

Les séquences correspondent de plus à des subdivisions de ces 2 grandes phases.

La phase « syn-rift »

Elle comprend :

– un *rifting* précoce (Rhétien - Hettangien - Sinémurien inférieur, SD R-H-S sur fig. 8) au cours duquel le Bassin Sud-Provençal a réagi de manière spatialement homogène, avec équilibre entre accommodation et flux sédimentaire en milieu de plate-forme carbonatée superficielle ;

– un *tilting* (Sinémurien supérieur - Aalénien moyen), en plusieurs étapes (SD S-Pl1, SD Pl2, SD T-A sur fig. 8), au cours duquel le Bassin Sud-Provençal était très compartimenté, avec une accommodation et un taux de sédimentation généralement faibles, quoique spatialement fort différenciés, en milieux de plate-forme circalittorale (Léonide, 2007 ; Léonide *et al*., 2007) ;

– un affaissement généralisé (Aalénien supérieur à Callovien moyen, SD A-B et SD B-C sur fig. 8) donnant naissance (surtout à partir du Bajocien inférieur) à un véritable bassin de sédimentation approfondi (bathyal).

Pendant la dernière phase surviennent des événements climatiques et océanographiques marquants (réchauffement/refroidissement, *upwellings*), notamment au Toarcien inférieur (Léonide *et al*, 2012), Toarcien moyen, Aalénien supérieur, Bajocien inférieur.

La phase « post-rift »

Elle comprend :

– un événement transgressif majeur à la fin de l'Oxfordien moyen-début de l'Oxfordien supérieur (à la base de SD O sur fig. 8), probablement en relation avec l'évolution tectono-eustatique de la Téthys Ligure (accrétion océanique) ;

– une accommodation positive importante au Tithonien (dès la fin du Kimméridgien ?) et au Berriasien (développement des séquences SD K-T et SD T-B, fig. 8) qui pourrait traduire l'influence du *rifting* atlantique (bien enregistré dans le domaine aquitano-pyrénéen à cette période).

Pendant cette phase (fig. 73), des conditions environnementales (climat local, topographie, profondeur et chimisme des eaux) propices à la sédimentation carbonatée de plate-forme superficielle, compensent l'accommodation positive. Dans ce cadre, les facteurs autocycliques propres au bassin de sédimentation sud-provençal (production carbonatée, variations des profils de sédimentation et migration de corps sédimentaires etc.) avaient autant d'importance que les facteurs allocycliques (climat, eustatisme etc.) dans le contrôle de la dynamique sédimentaire.

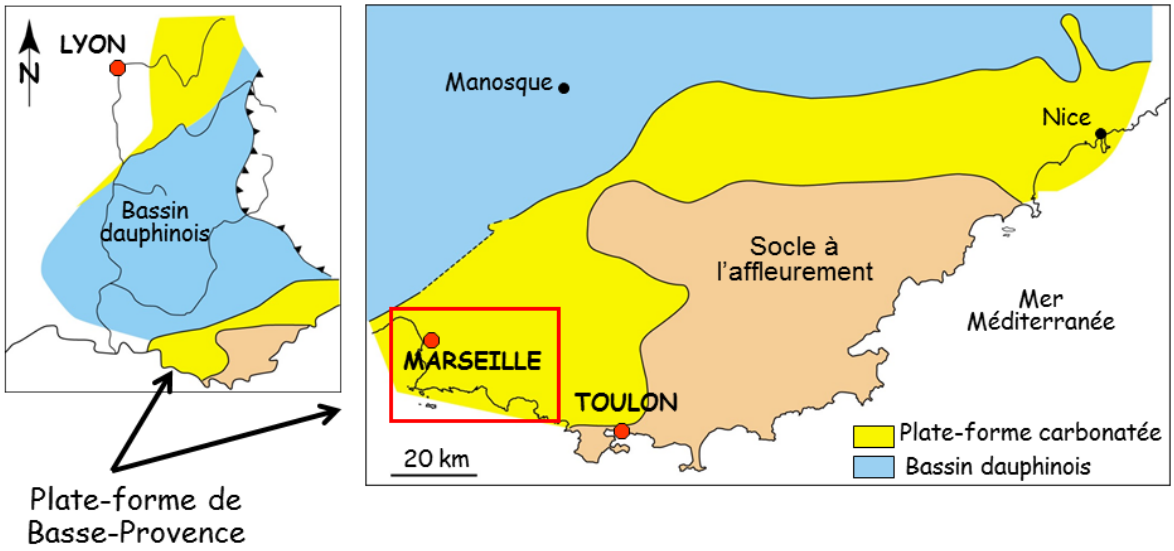


Fig. 73 - Esquisses paléogéographiques du SE de la France au Tithonien. D'après H. Dalmasso (2001) et H. Dalmasso et M. Floquet (2001)

Le cadre rouge indique l'emprise de la 3e édition de la carte Aubagne-Marseille. Cette surface ne correspond qu'à des paléoenvironnements de plate-forme carbonatée très peu profonde de la partie sud-occidentale de la plate-forme bordant au Sud le Bassin Dauphinois. La limite entre la plate-forme carbonatée (jaune) et le socle à l'affleurement (orange) est une limite d'affleurements et non paléogéographique.

Le régime des plates-formes carbonatées au Crétacé inférieur (J.-P. Masse)

Au Crétacé basal

Le Berriasien inférieur et moyen voit la persistance des conditions de plate-forme carbonatée, principalement subtidales, et la fin des conditions arides tithoniennes. Le Berriasien supérieur correspond à une phase d'humidification du climat et d'instabilité sédimentaire marquée par des alternances de régime terrigène ou calcaire, ainsi que des émersions fréquentes. Suite aux perturbations tectono-sédimentaires de la limite Berriasien-Valanginien, une plate-forme exclusivement carbonatée se développe durant le Valanginien inférieur, dans laquelle les rudistes commencent à jouer un rôle physionomique significatif. Ce dispositif sédimentaire présente des variations régionales. Dans le massif des Calanques, il s'agit surtout de dépôts de plate-forme interne, tandis que plus au Nord et au NE apparaissent des dépôts plus ouverts, de la bordure externe de la plate-forme. Un approfondissement brutal marque la fin du régime de plate-forme. Cette histoire n'est pas le propre de la région couverte par la feuille Aubagne-Marseille, elle concerne une grande partie de la Basse-Provence, mais également le Jura franco-suisse.

La phase d'approfondissement du Valanginien supérieur

Cette phase d'interruption du régime de plate-forme peu profonde est marquée par le développement des depôts marneux ou marno-calcaires, à Ostreidae et *Toxaster*, avec quelques ammonites. S'y intercale un épisode carbonaté à silex avec quelques coraux, qui représente l'extension la plus occidentale de la plate-forme de type urgonien développée dans la région toulonnaise.

Le régime urgonien

Ce régime ré-édite le développement carbonaté peu profond qui existait avant l'approfondissement néo-valanginien (fig. 74). L'innovation majeure est le caractère extensif régional des dépôts de plate-forme qui débordent, non seulement le cadre marseillais, mais également celui de la Provence. Ainsi les carbonates se ré-installent dès le début de l'Hauterivien, d'abord avec des dépôts de plate-forme externe, puis de plate-forme interne, à *Pachytraga*, qui marquent le maximum de progradation. Suite au *drowning* du milieu de

l'Hauterivien, on retrouve des dépôts de plate-forme externe, bioclastiques et à coraux, suivis, à l'Hauterivien supérieur et au Barrémien, par des « calcaires à rudistes » de plate-forme interne. Ces derniers associent des faciès subtidaux, caractérisés par divers peuplements à rudistes, et des faciès inter- à supratidaux : micrites à structures fenestrées, stromatolites, sables de plage, ponctuées de surfaces émersives. Le Barrémien supérieur élevé voit apparaître des conditions relativement confinées (phase aride ?), avec un appauvrissement des peuplements à rudistes et l'apparition de faciès singuliers, notamment à microcoprolites, oolithes et stromatolites.

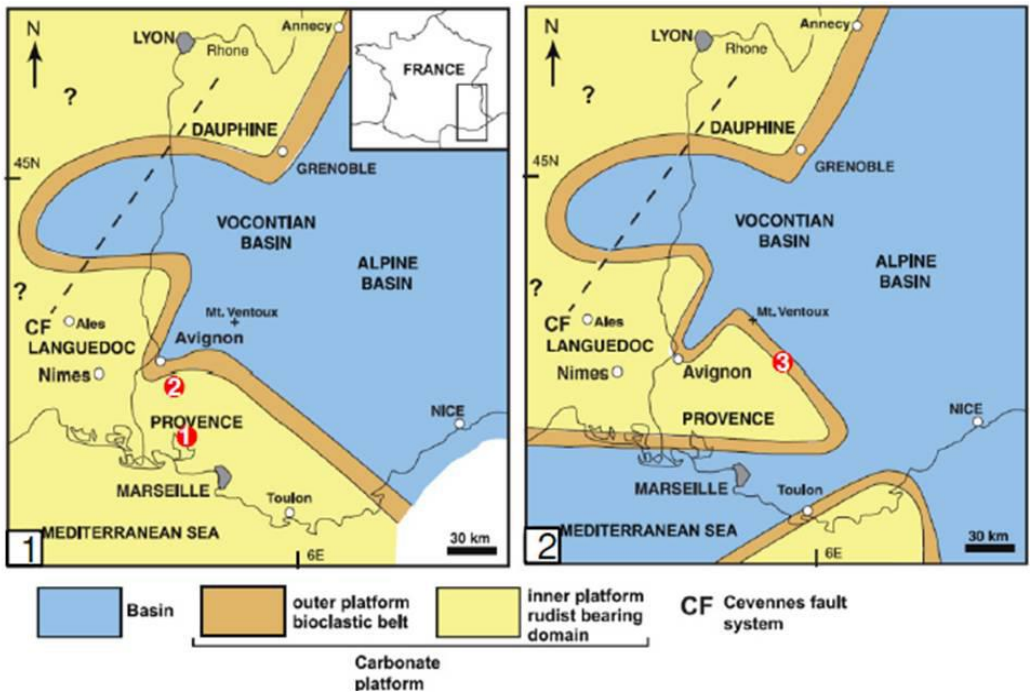


Fig. 74 - Cartes paléogéographiques du Sud-Est de la France au Crétacé inférieur (d'après J.-P. Masse et M. Fenerci-Masse, 2011) montrant l'étendue de la plate-forme urgonienne et du bassin vocontien

1 - Barrémien supérieur ; 2 - Aptien inférieur).

L'individualisation et le développement du Bassin Sud-Provençal

Le *drowning* de la fin du Barrémien marque la fin du régime de plate-forme de type urgonien qui ne persiste plus que dans la région sud-toulonnaise et les Monts-de-Vaucluse. Une sédimentation hémipélagique, à ammonites et organismes planctoniques, centrée sur la région marseillaise, se développe durant l'Aptien avec des dépôts calcaréo-argileux (Bédoulien), puis marneux (Gargasien). C'est dans la portion axiale de ce bassin, en conditions dysoxiques, que se mettent en place les *black shales* du Barrémien terminal.

Avec le Clansayésien et surtout à l'Albien, le Bassin Sud-Provençal connaît une période d'instabilité géodynamique qui se marque par l'apparition de dépôts gravitaires, souvent bioclastiques, d'éléments siliciclastiques, l'importance des faciès glauconieux, des calcaires siliceux et des *shales* noirs. Ces faciès présentent une différenciation régionale assez forte qui suggère que le Bassin Sud-Provençal connaissait à cette époque une subdivision en compartiments déterminés par des accidents ; cette structuration est à mettre en relation avec la « phase autrichienne » (voir § *infra* : « Le Bombement Durancien »).

Les érosions consécutives à l'émersion, au Cénomanien, du « Bombement Durancien », ont fait disparaître, la plupart du temps, ces dépôts du Clansayésien et de l'Albien, qui n'ont été préservés que dans les structures en creux du domaine émergé.

Les événements tectoniques du Crétacé moyen : le Bombement Durancien

(J. Philip, J.-P. Masse, M. Floquet)

Les événements tectoniques du Crétacé moyen ont conduit à l'émersion d'une grande partie du domaine provençal (principalement situé au Nord de la feuille Aubagne-Marseille) (fig. 75). Le domaine émergé, soumis à une altération bauxitique, a été reconnu dès la fin du XIX[e] siècle par L. Collot (1891). M. Gignoux (1925, 1927) l'a interprété comme formant une barrière géographique continue (qu'il baptisa « Isthme Durancien ») reliant le massif des Maures au Massif Central et séparant le Bassin Provençal du Bassin Vocontien (mer alpine).

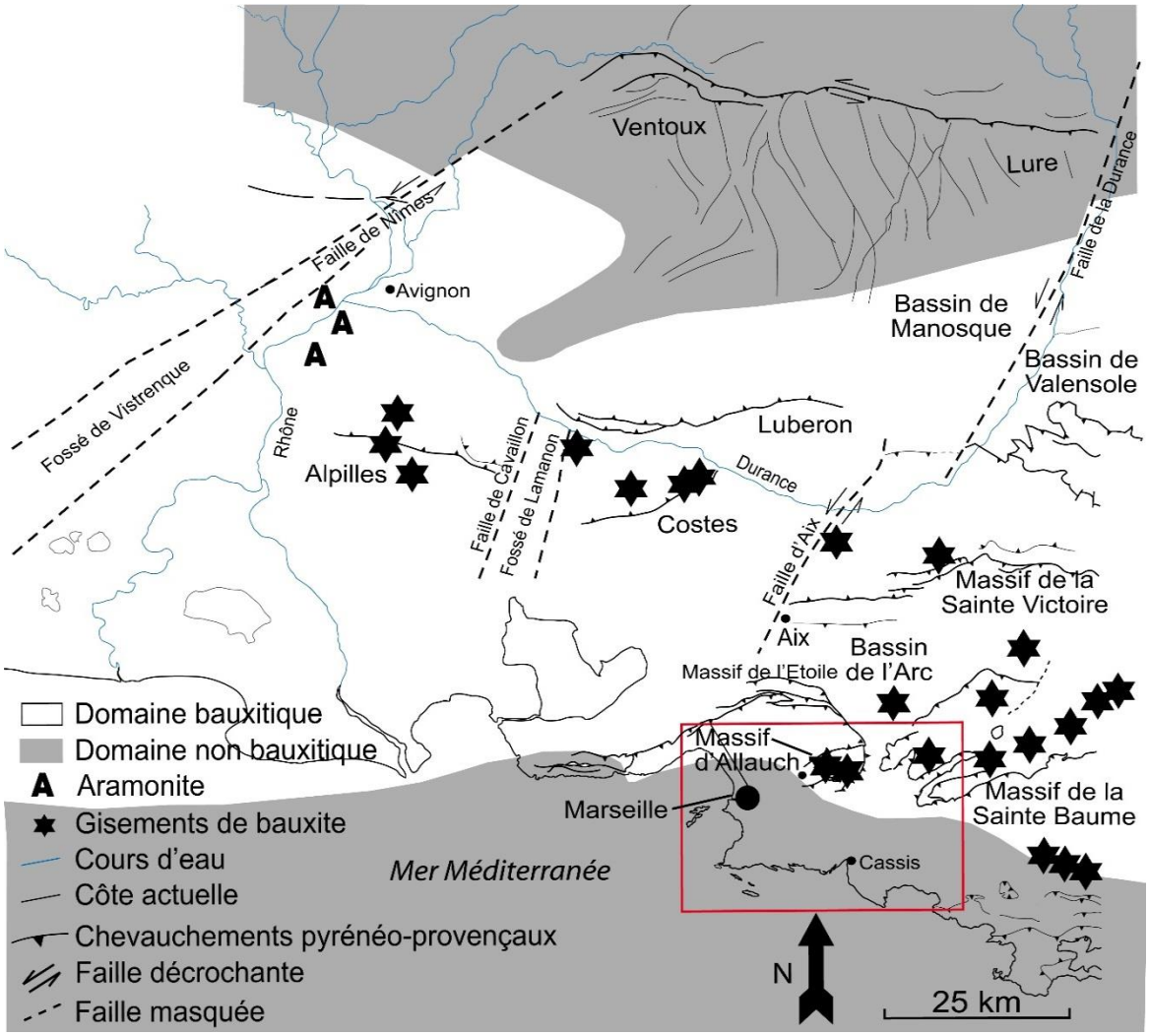


Fig. 75 - Répartition des gisements de bauxite en Basse-Provence occidentale correspondant aux événements tectoniques du Crétacé moyen, notamment la formation du Bombement Durancien à l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur. (D'après C. Guyonnet-Benaize *et al*., 2010, modifié). Le cadre rouge représente l'emprise de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille.

Des études paléogéographiques et tectoniques du Crétacé moyen en Provence ont successivement conduit J.-J. Blanc et C. Gouvernet (1966), C. Rousset (1969), J. Philip (1970) et J.-P. Masse et J. Philip (1976) à la révision du concept d'Isthme Durancien.

J.-P. Masse et J. Philip (1976) ont montré que l'ensemble émergé dessinait un vaste bombement, dont l'axe correspondait sensiblement à la Basse-Durance, formé d'une succession d'ondulations anticlinales et synclinales à grand rayon de courbure orientées E-W, fossilisées par la bauxite ou par les terrains du Crétacé

supérieur. Ces paléostructures montrent un relèvement axial vers l'Est (« Bombement Varois » de C. Rousset 1969).

La reconstitution rétrotectonique du domaine provençal, antérieure à la phase compressive majeure pyrénéo-provençale, indique que les paléostructures duranciennes ne se prolongeaient pas dans la direction du Massif Central, mais dans celle du Languedoc oriental. Au concept purement géographique de M. Gignoux a donc été substitué un concept paléogéographique et tectonique sous le vocable de « Bombement Durancien » (Philip, 1970 ; Masse et Philip 1976).

La chronologie des mouvements ayant conduit à la surrection du Bombement Durancien a été établie par J.-P. Masse (1976) et J. Philip (1984). Les premiers mouvements débutent à l'Aptien inférieur et se poursuivent au cours de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur sans que l'on observe toutefois d'indice d'émersion des paléostructures. L'émersion généralisée du Bombement Durancien, génératrice des bauxites et des ocres, semble s'être produite au cours de l'Albien supérieur et du Cénomanien inférieur (Philip, 1970 ; Triat, 1979 ; Guendon et Parron, 1985).

J.-P. Masse et J. Philip (1976) ont suggéré que l'émersion du Bombement Durancien ait été la conséquence d'une phase tectonique compressive (phase anté-cénomanienne *auct.*). À l'appui de cette hypothèse, C. Hibsch *et al.* (1992) ont montré, dans la région Ventoux-Lure, l'existence d'une compression subméridienne à partir de l'Albo-Cénomanien, conséquence cinématique, selon eux, de la rotation anti-horaire du bloc ibérique pendant l'ouverture du golfe de Gascogne.

Pour J. Chorowicz et A. Mekarnia (1992), le Bombement Durancien pourrait toutefois être considéré comme résultant du basculement et du soulèvement d'un système de larges blocs au cours de la phase de *rifting* du sillon pyrénéo-provençal au cours de l'Aptien-Albien.

La feuille d'Aubagne-Marseille, dont l'emprise correspond sensiblement à la retombée sud du Bombement Durancien, présente de nombreux secteurs témoignant des événements géodynamiques et paléogéographiques qui ont affecté le domaine provençal au Crétacé moyen. Une discordance cartographique majeure, jalonnée par endroits de gisements de bauxite, sépare en effet les terrains transgressifs du Crétacé supérieur de ceux du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans les différentes unités structurales de la feuille (fig. 76). Même si cette discordance est fondamentalement associée à une surface d'émersion et d'altération météorique, sa valeur angulaire ne dépasse cependant pas 3 à 5° dans l'ensemble des unités structurales considérées.

La lacune stratigraphique correspondant à cette discordance est variable. Elle est comprise entre l'Aptien supérieur et le Cénomanien (inférieur ou moyen) dans la série normale de l'Unité du Beausset (Cassis, la Bédoule, le Camp, la Penne-sur-Huveaune). Le biseau d'érosion sous le Cénomanien transgressif semble augmenter du SW vers le NE. En effet, l'Aptien supérieur, épais d'une cinquantaine de mètres dans la région de Cassis-La Bédoule, se réduit à quelques mètres à peine dans la région du Camp, sur le flanc sud de la Sainte-Baume.

Dans les unités parautochtones des massifs de la Sainte-Baume et d'Allauch, où est conservée une épaisse série aptienne et albienne, sur laquelle repose en discordance le Cénomanien moyen-supérieur, la lacune stratigraphique semble se réduire à l'intervalle Albien terminal (Vraconnien)-Cénomanien inférieur.

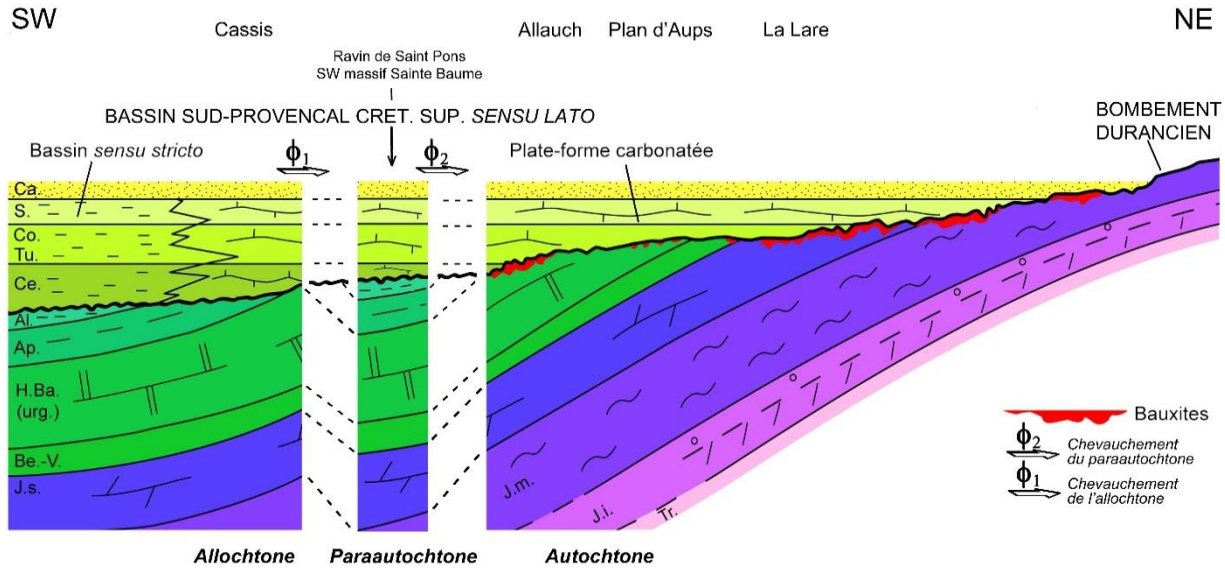


Fig. 76 - Coupe schématique du versant sud du Bombement Durancien, conséquence de la phase tectonique « autrichienne » de l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur : basculement, émersion, érosion, altération et formation de bauxite, discordance et biseau de recouvrement transgressif vers le Nord au cours du Crétacé supérieur (Ce. à Ca. en vert clair et jaune) (modifié d'après M. Gignoux, 1927 et J.-P. Masse et J. Philip, 1976)

La lacune devient majeure dans l'unité autochtone du massif d'Allauch, où elle est comprise entre l'Hauterivien inférieur et le Cénomanien supérieur-Turonien moyen, avec intercalation d'une couche continue de bauxite (aire centrale du massif d'Allauch). Dans le massif de la Sainte-Baume (dôme de la Lare, flanc nord du synclinal du Plan d'Aups,) où les gisements de bauxite sont plus réduits, la lacune est comprise entre le Jurassique supérieur-Berriasien supérieur et le Turonien supérieur.

La localisation des gisements de bauxite est en relation étroite avec l'existence d'un système karstique affectant le mur du minerai, bien caractérisé par exemple dans les calcaires urgoniens du massif d'Allauch. Selon C. Guyonnet-Benaize *et al*. (2012), la tectonique « durancienne » s'est manifestée dans la série autochtone d'Allauch par des failles normales à faible rejet de direction NNW-SSE qui ont déterminé un basculement de 5° vers le SW de la bordure autochtone du massif d'Allauch au Crétacé moyen. Le piégeage des matériaux bauxitiques se serait produit dans des dépressions karstiques le long de ces accidents.

L'historique et les processus de mise en place des dépôts des bauxites en Provence font l'objet d'un texte spécifique de P. Laville (cf. § « Substances utiles, carrières »).

Évolution sédimentaire et géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur

(M. Floquet et J. Philip)

Les données stratigraphiques et sédimentologiques rassemblées sur la série d'âge crétacé supérieur affleurant dans le synclinal du Beausset ainsi que dans les autres secteurs représentés sur la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille, permettent de retracer l'évolution sédimentaire et géodynamique d'une grande partie du Bassin Sud-Provençal durant cette période.

Après son ouverture dès le Barrémien final et surtout à l'Aptien inférieur (cf. § « Évolution antérieure à la chaîne pyrénéo-provençale »), et sa période de sédimentation à l'Aptien et à l'Albien, le Bassin Sud-Provençal a subi d'importantes déformations tectoniques à l'Albien final - Cénomanien inférieur, correspondant à la genèse du Bombement Durancien (Masse et Philip, 1976) (phase tectonique « autrichienne »). Sa bordure méridionale s'est soulevée et a été, au Cénomanien inférieur, le siège de dépôts silicoclastiques issus de l'érosion d'un « Massif Méridional » *sensu* M. Floquet et J. Hennuy (2003)

et J. Hennuy (2003), émergé à proximité au Sud et rajeuni. Ses bordures orientale et septentrionale, mises hors d'eau, ont subi des processus d'érosion et d'altération sous climat chaud et humide ayant conduit, notamment, à la formation de bauxites (Laville, 1981).

Des similitudes de dynamique sédimentaire et paléogéographique apparaissent avoir existé entre les domaines Sud-Provençal et Pyrénéo-Basco-Cantabrique au Crétacé moyen et supérieur (Philip *et al*., 1987 ; Floquet *et al*., 1987, 2005, 2006). Ainsi, la sédimentation dans le Bassin Sud-Provençal présentait, durant l'Aptien, de fortes analogies avec celle du Bassin Axial Pyrénéen et, durant l'Albien, avec celle du Sillon Externe Pyrénéen. Le dispositif morpho-sédimentaire d'âge aptien et albien du Bassin Sud-Provençal aurait résulté d'une extension entre la marge nord de la Plaque Ibérique et de la Microplaque Sardo-Corse et la marge sud de la Plaque Europe ; extension de nature transtensive, décrochante, liée au jeu de la prolongation vers l'Est de la Zone Transformante Nord-Pyrénéenne et au développement du grand « Rift Pyrénéo-Provençal » (Floquet *et al*., 2006). Le Bassin Sud-Provençal n'aurait été qu'un élément marginal, septentrional, de ce rift complexe (Stampfli, 1993 ; Floquet et Hennuy, 2003 ; Hennuy, 2003), né de la dérive sénestre de la Plaque Ibérique et de la Microplaque Sardo-Corse et Briançonnaise par rapport à la Plaque Europe (fig. 77).

À l'Albien supérieur et au Cénomanien inférieur, le flux silicoclastique sur la bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal, ainsi que l'émersion et, en conséquence, la bauxitisation des autres secteurs bordiers (en particulier septentrionaux) du bassin, auraient résulté de soulèvements des épaulements de cet élément de rift lors d'une phase accentuée de décrochement.

À partir de la fin du Cénomanien inférieur ou au Cénomanien moyen (au plus tôt), et jusqu'au début du Santonien supérieur, le Bassin Sud-Provençal *sensu lato* est redevenu marin et il s'y est accumulée une série sédimentaire localement épaisse et mixte, silicoclastique et calcaire, sous le contrôle surtout des variations eustatiques et des mouvements tectoniques locaux. Ce Bassin Sud-Provençal était de fait constitué de deux aires de sédimentation, connexes certes mais bien différentes : 1) au Sud, un bassin *sensu stricto*, à dépôts comprenant une part terrigène issue du Massif Méridional et une part calcaire issue d'associations biotiques *Heterozoan* de milieux circalittoraux propres à ce bassin (Philip et Gari, 2005) ; 2) au Nord, une plate-forme carbonatée ouverte sur le bassin au Sud et s'appuyant sur le Bombement Durancien vers le Nord, à dépôts quasi purement calcaires issus d'associations biotiques *Chlorozoan* (principalement des rudistes) de milieux infralittoraux peu profonds (figs. 78 et 79). Le bassin *sensu stricto* était plus subsident (plus de 1 000 m de dépôts marins du Cénomanien au Santonien) et à sédimentation plus continue que la plate-forme carbonatée (500 à 600 m au plus de dépôts marins pendant la même période, et entrecoupés de discontinuités).

La succession des unités lithostratigraphiques (formations et membres), presque complète dans le bassin *s.s.* et préservée dans le synclinal du Beausset, incomplète dans les autres secteurs du bassin *s.l.*, et les interprétations qui en sont faites en termes d'évolutions paléoenvironnementales, permettent de définir deux séquences de dépôt majeures (dites de « second ordre ») transgressives-régressives : 1) l'une d'âge cénomanien inférieur-moyen à turonien moyen inclus (fig.11), 2) l'autre d'âge turonien supérieur à santonien supérieur *pars* (figs.11 et 12). Ces deux séquences majeures sont constituées de séquences de dépôt d'ordre inférieur (dites de « troisième ordre »). Toutes ces séquences permettent de discriminer les principaux facteurs (tectoniques, eustatiques, climatiques) qui ont contrôlé l'évolution du Bassin Sud-Provençal *s.l.* au Crétacé supérieur.

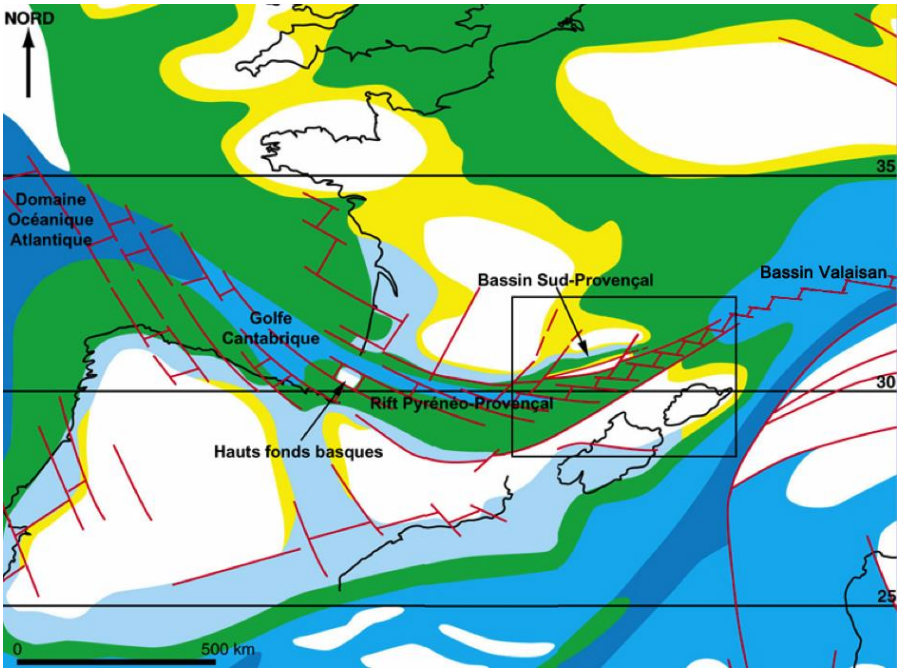


Fig. 77 - **Reconstitution de la paléogéographie ouest-européenne au Turonien supérieur et place du Bassin Sud-Provençal *sensu lato* en position marginale du grand Rift Pyrénéo-Provençal** (d'après M. Floquet et J. Hennuy, 2001, modifié)

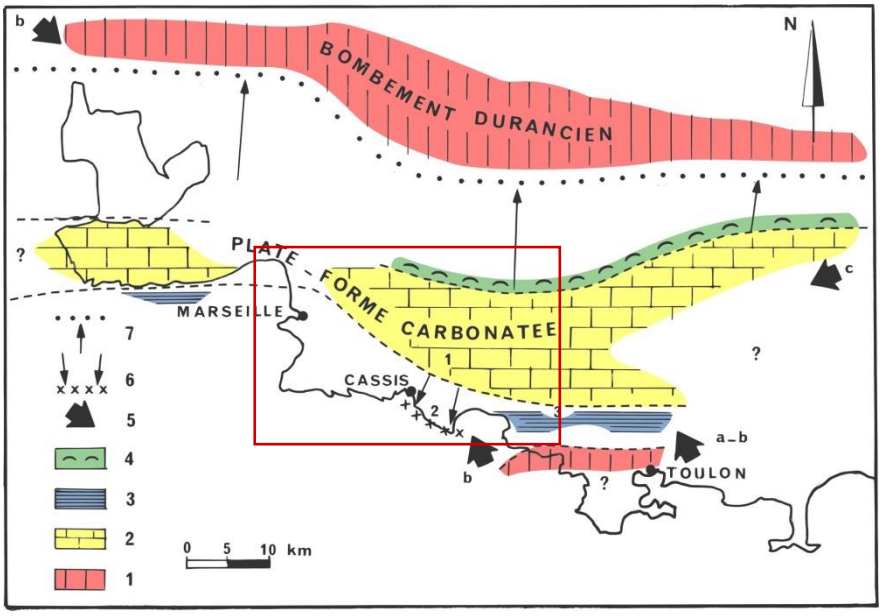


Fig. 78 - **Schéma paléogéographique du Bassin Sud-Provençal *sensu lato* au Crétacé supérieur** (d'après J. Philip, 1970, modifié)

1 - Bordure sud émergée (Massif Méridional) du Bassin Sud-Provençal (avec la marge nord-toulonnaise) ; 2 - Plate-forme Carbonatée Sud-Provençale (extension valable pour le Cénomanien supérieur) ; 3 - Bassin Sud-Provençal *sensu stricto* ; 4 - Environnements littoraux (au Cénomanien supérieur = faciès gardoniens à ostréidés, à couches à restes ligniteux…) ; 5 - Sens des apports terrigènes, a) au Cénomanien, b) au Turonien et c) au Santonien ; 6 et 7 - Extension de la plate-forme carbonatée, respectivement au Turonien et au Coniacien-Santonien inférieur. La cadre rouge indique l'emprise du territoire de la carte Aubagne-Marseille.

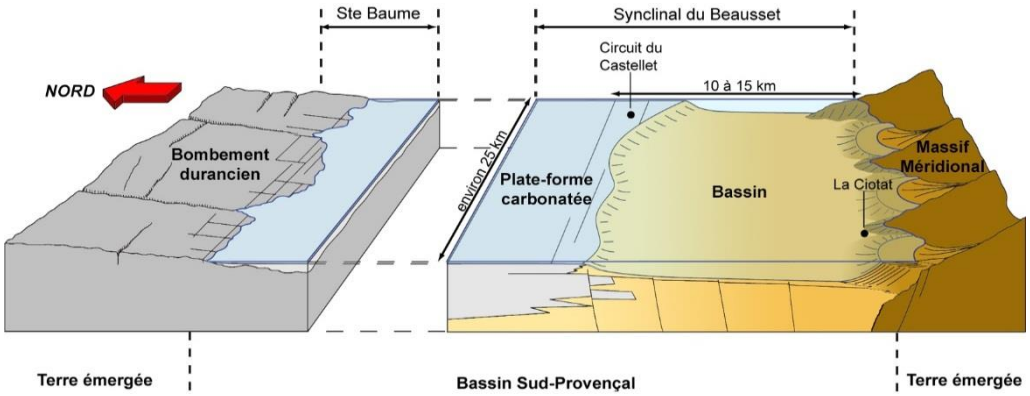


Fig. 79 - Cadre paléogéographique du Bassin Sud-Provençal *sensu lato* au Turonien supérieur et au Coniacien inférieur, incluant le Bassin *sensu stricto* au Sud et la plate-forme Carbonatée, qui en était une dépendance directe, au Nord. La plate-forme s'appuyait au Nord sur le Bombement Durancien émergé. Le bassin était limité au Sud par le Massif Méridional émergé (d'après J. Hennuy, 2003)

Les transgressions marines successives au Cénomanien moyen, Cénomanien supérieur, Turonien inférieur qui ont conduit à l'approfondissement du bassin *s.s.* et à l'installation de plates-formes carbonatées de plus en plus développées, en particulier vers le Nord et l'Est, furent des conséquences de l'élévation eustatique générale spécifique de cette période. Cependant, l'existence en bordure du bassin *s.s.* de resédimentations carbonatées au Cénomanien moyen (cf. $c_{1bM\text{-}Br}$) et au Cénomanien final (cf. c_{1eC}), et d'un important prisme sédimentaire au Cénomanien supérieur-Turonien inférieur (cf. $c_{1f\text{-}2M}$) traduit une forte instabilité tectonique à ces époques.

Après une discontinuité majeure vers la limite Turonien moyen-supérieur attribuable à une chute eustatique connue à ce moment, l'activité tectonique a été très sensible au Turonien supérieur-Coniacien inférieur à moyen *pro parte*. Les plates-formes carbonatées qui bordaient au Nord le Bassin Sud-Provençal *s.s.* étaient régulièrement déstabilisées et les produits de leurs démantèlements étaient exportés dans ce bassin sous forme d'écoulements gravitaires en masses (cf. c_{2eBr}, c_{2fBr}, c_{2gBr}, c_{3bBr}, c_{3eBr} = coulées de débris évoluant en mégaturbidites, M. Floquet et J. Hennuy, 2003). Corrélativement, les plates-formes rétrogradaient vers le Nord au cours du temps. Dans le même temps, l'axe de subsidence du bassin migrait vers l'ENE (Hennuy, 2003), alors que sa bordure méridionale subissait émersions et érosions (flux terrigènes majeurs) sans doute consécutives de soulèvements tectoniques. Cette bordure méridionale surélevée, constituant la limite avec le Massif Méridional émergé, correspondait à un important système de failles probablement à comportement normal et décrochant, et dont l'activité aurait été particulièrement importante du Turonien supérieur au Coniacien moyen.

Au Coniacien *pro parte*, et surtout au Santonien inférieur, les transgressions marines ont largement débordé les bordures du bassin. Les plates-formes carbonatées nées de ces transgressions se sont, d'une part, largement avancées vers le Nord, au-delà des plates-formes antérieures et ont, d'autre part, recouvert et ennoyé la bordure méridionale antérieurement surélevée du Bassin Sud-Provençal *s.s.* (cf. § « Le synclinal du Beausset » et fig. 51), comme le prouve la transgression vers le Sud de la Formation de Calcaire à Rudistes de l'Oratoire Saint-Jean (c_{4bR} sur fig. 12, Santonien inférieur) (affleurements en bordure sud-est du synclinal du Beausset, représentés dans le secteur est de la carte à 1/50 000 de La Ciotat) en discordance sur les calcaires du Muschelkalk (Philip, 1967, 1970). Le maximum d'approfondissement du bassin et d'extension des plates-formes carbonatées à rudistes septentrionales associées a correspondu au dépôt de la Formation de Siltite Quartzo-Argileuse et Grès Calcaire de Saint-Cyr-sur-Mer ($c_{4bA\text{-}G}$ sur fig. 12, Santonien inférieur) (affleurant essentiellement au SE du synclinal du Beausset et représentée dans le secteur est de la carte à 1/50 000 de La Ciotat). Il est probable que l'élévation eustatique marquée au Santonien inférieur ait joué un rôle prépondérant alors que l'activité tectonique devait être amoindrie.

Dans ce cadre géodynamique évolutif, le maximum d'homogénéisation sédimentaire survint au Santonien supérieur, avec les dépôts laguno-saumâtres de la « Zone » du Plan d'Aups *sensu* S. Fabre-Taxy et J. Philip (1964) (partie inférieure de c4CM sur fig. 12) ubiquiste à travers le Bassin Sud Provençal *s.l.* (formation connue depuis la bordure sud du synclinal du Beausset jusqu'au Nord du massif de la Sainte-Baume et dans l'autochtone du massif d'Allauch). Il est envisageable que cette homogénéisation ait été due à une phase de stase tectonique, conduisant au comblement sédimentaire et à la mise hors d'eau marine du Bassin Sud-Provençal, entre la phase de transtension précédente et la phase compressive (transpressive ?) suivante.

Les différences d'épaisseurs et de faciès de la série continentale d'âge santonien final (Valdonnien), campanien (Fuvélien, Bégudien) et maastrichtien (Rognacien) ont correspondu en effet à un changement de régime tectonique et à une réorganisation paléogéographique majeure. S'est alors développé un bassin continental fortement subsident entre des aires en pleine surrection (plis de l'Étoile et de la Sainte-Baume, Sainte-Victoire). Les brèches ou conglomérats bégudiens et rognaciens, dont certains sont représentatifs de cônes alluviaux (Leleu, 2005), sont des témoins du premier orogène pyrénéo-provençal, d'âge campanien final et maastrichtien.

Évolution des bassins au Paléogène inférieur (M. Villeneuve)

Au Paléogène inférieur, le domaine sud se réduit fortement au bassin de l'Arc et à des dépôts dans les bassins varois et dans la zone des Baux de Provence. Signalons toutefois que les sables bleutés du Var ont fait l'objet (et font encore l'objet) de débats quant à leur âge.

Le Paléogène inférieur n'étant pas représenté dans l'emprise de la carte géologique Aubagne-Marseille, cette partie du Tertiaire n'est donc pas développée dans cette notice.

DÉFORMATION DES BASSINS ANTÉ-OLIGOCÈNES : MISE EN PLACE DES CHEVAUCHEMENTS ET CHARRIAGES DE LA PHASE TECTONIQUE PYRÉNÉO-PROVENÇALE
(C. Rousset, M. Villeneuve)

Introduction

Les déformations les plus importantes sont liées aux phases tectoniques pyrénéo-provencales qui ont débuté à la fin du Crétacé supérieur (Maastrichtien) et se sont terminées à l'Éocène (Bartonien). Les événements tectoniques ultérieurs (compression du *Rupélien terminal* et raccourcissement tardi-alpin) ont relativement peu modifié les structures pyrénéo-provençales.

Ces déformations ont fait l'objet de recherches importantes depuis le XIX^{e} siecle et aussi de retentissantes polémiques que nous avons évoquées dans l'introduction générale. Cependant, s'il y a un point d'accord entre tous les auteurs, c'est sur le style de la tectonique (dite provençale) qui est, en fait, une tectonique de décollement de couverture. La surface de décollement est attribuée aux niveaux argileux et gypseux du Trias moyen à supérieur (cf. « Description des terrains », sections sur le Trias). Quant au moteur de cette tectonique, les avis sont partagés : poussée du bloc méridional (*pro parte* Corso-Sarde) vers le Nord (Mattauer et Proust, 1963), glissements sur une surface inclinée (nappes epiglyptiques) selon G. Guieu (1977), combinaison des deux précédents (Guieu et Roussel 1990) ou bien encore raccourcissement du socle (Lacombe et Jolivet, 2005).

Aucune occurrence de véritables phénomènes tectoniques ne peut être décelée avant les mouvements dits *pyrénéo-provençaux* qui interviennent de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène. En effet, l'individualisation de bombements crustaux qui entraîna une émersion générale engendrant des phénomènes d'érosion et d'altération responsables de la mise en place des bauxites, à la fin du Crétacé inférieur-début du Crétacé supérieur, relève bien de l'orogenèse alpine en préparation, mais on ne peut mettre en évidence d'accidents

tels que failles ou plis attribuables à cette période. Au contraire, dès le Maastrichtien, la persistance du rapprochement des plaques européenne et africaine conduit à une mobilisation du socle varisque unique de l'ensemble de la Sardaigne, de la Corse et de la Provence (Lacombe et Jolivet, 2005 ; Bestani *et al*., 2015) et à une réaction originale de sa couverture, dont la partie principale se désolidarise du socle et de son tégument (Permien et Trias inférieur) grâce à la présence de niveaux dysharmoniques au sein des couches du Trias. On peut cependant localement observer l'entraînement de copeaux du tégument, coincés entre le socle et la couverture décollée, à la base de celle-ci.

Le style tectonique provencal

Les mouvements du socle ne sont pas accessibles sur la feuille d'Aubagne-Marseille ; il faut aller dans la région de Toulon, avec les écailles du Cap Sicié, ou dans les Maures, pour les observer. Par contre, le style particulier de tectonique de couverture dit « provençal » s'exprime ici d'une façon très spectaculaire. Il faut rappeler qu'après une centaine d'années de débats passionnés, on admet généralement aujourd'hui que la couverture de la Provence s'est déplacée vers le Nord grâce à la mise en compression du socle et à l'existence des trois niveaux de décollement dans le Trias, à argilites et évaporites. Elle s'est subdivisée en unités relativement autonomes qui ont avancé à la surface du sol de façon épiglyptique, chaque unité recouvrant ainsi sa voisine plus nordique. Les discussions portent encore sur l'importance de la contraction que la couverture a alors subi et sur l'effet des phases tectoniques tardives qui, en interférant avec l'action de l'érosion, ont parfois défiguré les structures provençales. L'effet des tectoniques superposées et de l'érosion corrélative est, de fait, spécialement évidente sur la feuille Aubagne–Marseille.

Le jeu de la tectonique épiglyptique donne un cachet particulier au style tectonique, cachet que l'on retrouve en Languedoc (Saint-Chinian, Corbières) ou même dans une partie de l'édifice subalpin. Il s'agit d'abord d'étirements, de troncatures, de bourrages dont la partie visible doit nous rendre prudents quant à la précision de coupes synthétiques du type « coupes équilibrées » que nous donnons par ailleurs à titre d'information (fig. 80). Ensuite, le jeu de l'érosion, synchrone de celui de la tectonique, a créé des reliefs contrastés, avec notamment individualisation de crêts orientés en général perpendiculairement à la poussée venue du Sud, que les nappes en série normale ont percuté, poussé, cisaillé et souvent renversé. Il en résulte la présence de séries entraînées, affectées de troncatures, entre les unités principales superposées. L'exemple le plus spectaculaire en est la série renversée de la Sainte-Baume (cf. § *supra* « Le massif de la Sainte-Baume »), fortement mise en relief par les phases tectoniques tardives et dégagée par l'érosion. On voit ainsi clairement dans le ravin de Saint-Pons, à l'Est de Gémenos, les relations de cette série renversée avec un autochtone relatif (partie arrière de la nappe de l'Arc) qui la supporte, et avec l'allochtone du Beausset qui la chevauche.

Les principales unites structurales

Par suite de sa position entre l'ensemble socle-tégument et la couverture décollée, les Trias moyen et supérieur (Muschelkalk et Keuper) constituent souvent des unités autonomes, ayant subi le déplacement vers le Nord pour leur propre compte et occupant une position aléatoire par rapport aux autres parties de la pile sédimentaire, du Lias à l'Éocène. Mais ces mêmes terrains triasiques peuvent être intégrés à la base des unités de la couverture. Dans celle-ci, on peut reconnaître trois grands ensembles assimilables à des nappes de charriage du fait de l'importance de leur déplacement unitaire. Du Sud au Nord, on trouve : (1) **la nappe de Bandol**, célèbre depuis les travaux de M. Bertrand, dont le bord sud, triasique, est entrelardé d'écailles de socle (Sicié *s.l.*), (2) la **nappe du Beausset**, dont le front d'érosion nord est le front sud–provençal de J. Aubouin et (3) la **nappe de l'Arc,** limitée de la même façon par le front nord-provençal prolongé au-delà du couloir rhodanien par le front languedocien. Sur la feuille Aubagne-Marseille, seules les deux dernières unités sont représentées.

On observe également sur cette feuille, des différences de constitution litho-stratigraphique dans la couverture post-triasique entre les deux nappes, au point que son front sud-provençal a pu être décrit comme le chevauchement de la « Provence à Urgonien » sur la « Provence à bauxite » (voir par exemple les travaux

de J. Aubouin et coll.). En effet, la caractéristique la plus évidente des terrains constituant ici ces deux unités est que la partie arrière de la nappe de l'Arc ne comporte ni Barrémien, ni Aptien-Albien, remplacés par leurs produits d'altération continentale, la bauxite, alors que la nappe du Beausset montre une série crétacée beaucoup plus complète avec, notamment, une forte présence des calcaires urgoniens. On ne doit cependant pas oublier qu'Orgon, localité éponyme de l'Urgonien, est située au Nord même du front nord-provençal : dans chaque unité, une différenciation originelle d'Ouest en Est se superpose à la différenciation méridienne.

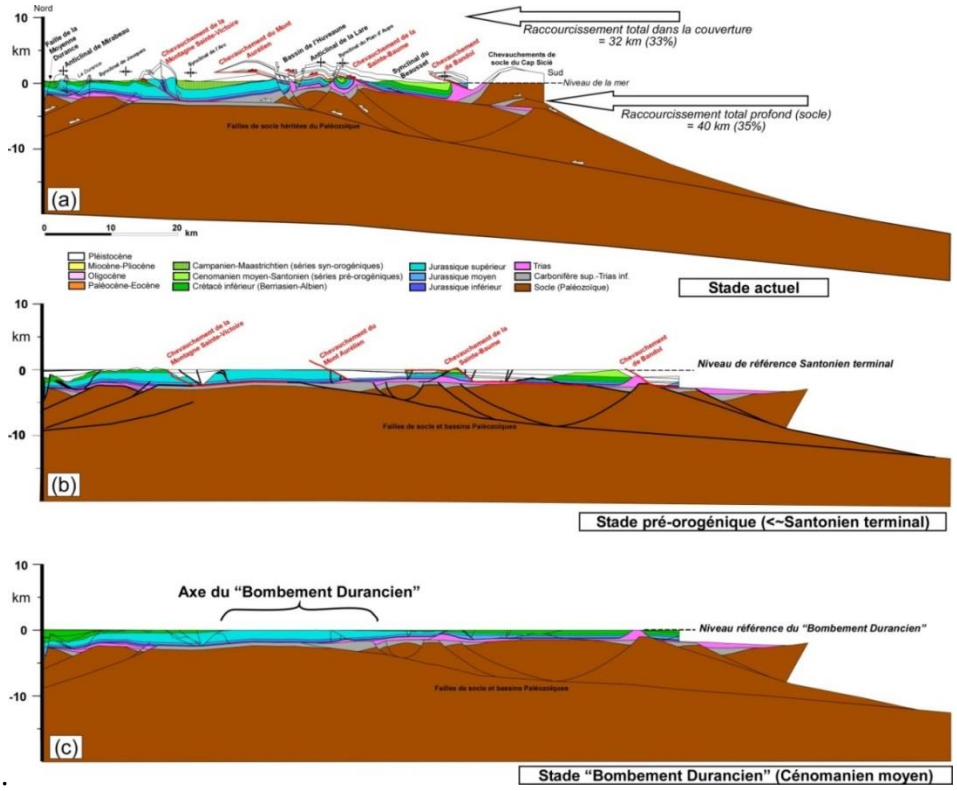


Fig. 80 - Coupe équilibrée et restaurations de l'avant-pays pyrénéo-provençal. (a) État actuel ; (b) Coupe restaurée au stade pré-orogénique obtenu en mettant à l'horizontale la limite supérieure des dépôts d'âge santonien supérieur (d'après L. Bestani, 2015)

Cette coupe suggère que l'essentiel du raccourcissement est associé à l'inversion tectonique de structures extensives profondes d'âges Paléozoïque supérieur-Trias. Le raccourcissement de ces structures de socle est accommodé vers le Nord par les chevauchements de couverture de Bandol, de la Sainte-Baume, de l'Aurélien et de la Montagne Sainte-Victoire. **(c) Restauration au Cénomanien moyen, au stade « Bombement Durancien »**, obtenu en mettant à l'horizontale le niveau régional bauxitique. Cet état met en évidence l'axe du haut structural Durancien au niveau du futur synclinal de l'Arc.

Les écailles intermédiaires montrent surtout une tendance « parallochtone » (certains préférant l'appellation « parautochtone », cf. *supra*), avec des séries assez semblables à celle du bassin du Beausset comme on le voit dans la série renversée de la haute chaîne de la Sainte-Baume ou dans celle du bord sud du massif d'Allauch, à laquelle il faut ajouter la série d'écailles des Becs Cornus. L'importance particulière des marno-calcaires de l'Aptien-Albien dans ces écailles suggère même l'existence d'une synforme précoce entre les deux nappes en gestation (cf. *supra*, § « Le massif d'allauch »). Il est cependant clair que les phénomènes d'étirement et les troncatures qui affectent tout spécialement ces écailles suppriment souvent les niveaux caractéristiques : les Pics des Corbeaux ou le rocher de la Grande Baume ne montrent que des termes du Jurassique et du Crétacé inférieur calcaire.

À noter que ce phénomène se produit aussi dans la série charriée : à Pichauris, une klippe de Jurassique supérieur repose sur le Trias, dans la dalle des Maurins, l'Urgonien de la nappe recouvre le Crétacé supérieur de la fenêtre de l'aire centrale d'Allauch par l'intermédiaire d'une mince semelle de Keuper gypseux (Guieu, 1968) et on peut décrire des faits analogues aux écailles d'Auriol, entre la Sainte-Baume et l'Aurélien. L'exemple le plus spectaculaire reste cependant celui de la klippe du Garlaban, qui repose sur le Crétacé inférieur de l'unité de l'Arc avec, localement, dans le contact, des restes entraînés d'Aptien et de Crétacé supérieur « en place ».

Répartition géographique des différentes unités

Sur la feuille Aubagne-Marseille, la nappe du Beausset est la mieux représentée. Pour s'en tenir aux grands ensembles, elle constitue d'abord le cadre du bassin oligocène de Marseille, avec les massifs des Calanques et de l'Étoile (Nerthe sud comprise) et les collines de Pichauris, des Maurins et de la Salette. On la retrouve à l'Est du massif d'Allauch, avec la « dalle » de Peypin-Pierresca et surtout l'unité charriée de la Sainte-Baume, dilacérée par le jeu de l'érosion en une sous-unité méridionale autour de Gémenos et de Cuges, une unité préservée en synforme dans la Roqueforcade et un ensemble nord comprenant la partie vraiment triasique du « Trias de l'Huveaune » (une bonne partie des matériaux géologiques de cette zone est en fait post-tectonique, oligocène à quaternaire), les collines d'Auriol, une série de petites klippes du flanc nord de la Lare et le massif de l'Aurélien, dont seule la lisière sud se situe sur la feuille.

La partie arrière de la nappe de l'Arc constitue des fenêtres ouvertes dans la précédente : aire centrale du massif d'Allauch, synclinal du Plan d'Aups et massif de la Lare, partie basale des collines d'Auriol (Crétacé supérieur).

Entre les deux, les écailles entraînées par la nappe du Beausset sont importantes, surtout en Sainte-Baume et au Sud du massif d'Allauch, comme vu plus haut.

Estimation du raccourcissement Pyrénéo-provençal.

Finalement, à part I. Argyriadis (2000) qui défend l'hypothèse d'une nappe unique issue de l'unité de Bandol et ayant recouvert tous les massifs jusqu'au bassin de l'Arc avant d'être fragmentée par les tectoniques distensives postérieures, presque tous les auteurs semblent d'accord avec le modèle proposé par C. Tempier (1987) qui considère des panneaux plus ou moins rigides se recouvrant les uns les autres, du Sud vers le Nord, à la faveur d'accidents souvent hérites des failles en distension post-hercyniennes (Permien et Trias)

Cependant, des divergences subsistent sur l'ampleur du raccourcissement. C. Tempier (1987) estime que le raccourcissement global N-S induit par cette phase pyrénéo-provençale n'excède pas 25 % d'après ses reconstitutions pré-tectoniques semi-équilibrées, alors que C. Rousset (2000) l'estime à au moins 50 %.

Une étude récente de L. Bestani *et al.* (2015) a permis, grâce au principe de construction des coupes équilibrées, de restaurer les structures avant la compression pyrénéo-provençale (stade fin Santonien), ainsi qu'au Cénomanien moyen et de quantifier avec précision la quantité de raccourcissement N-S accommodé par les structures, depuis le Cap Sicié jusqu'à l'anticlinal de Mirabeau. Ce raccourcissement impliquant à la fois le socle et la couverture a été quantifié à 40 km soit 35 %.

Enfin si les coupes équilibrées permettent d'appréhender le raccourcissement des parties rigides (Espurt *et al.* 2012), il reste à intégrer dans les modèles numériques les phénomènes de glissements épilglyptiques, ainsi que les bourrages qui dilacèrent les couches incompétentes.

Modèles de déformation progressive

Des divergences subsistent egalement sur le mode de mise en place des parties allochtones. Alors que C. Tempier (1987) et G. Guieu *et al.* (1996) le considèrent comme un chevauchement direct des panneaux les uns sur les autres, d'autres lui préfèrent une mise en place par plis couchés (Caron *et al.*, 1967), ceci expliquant la présence de séries renversées notamment sur le flanc sud de la Sainte-Baume et du massif Allauch-Garlaban.

Pour leur part G. Guieu et C. Rousset (1980) et G. Guieu et J. Roussel (1990) considèrent la mise en place des unités allochtones comme la conséquence d'un phénomène gravitaire (nappes épiglytiques) lié à un bombement ayant pris naissance dès le Crétacé supérieur dans le golfe du Lion (Guieu et Arlhac, 1986). Cette hypothèse permet d'expliquer les plis couchés et les affleurements de Trias qui seraient associés à des déchirures de la couverture sus-jacente, en amont des nappes. Pour G. Guieu et J. Roussel (1990), ce bombement crustal Lion-Sud Provence (BCLP), perpétué à l'Oligocène, serait suivi d'un rifting oligocène ayant conduit, au Miocène, à l'ouverture de la Méditerranée occidentale.

En tenant compte de ces contraintes tectoniques, et notamment du continuum dans la direction des contraintes majeures, nous avons imaginé un modèle de déformation progressive qui pourrait s'appliquer au massif de la Sainte-Baume (fig. 81). Ce modèle n'est, bien entendu, que l'illustration interprétative d'une hypothèse de travail qui n'engage que les auteurs de cette présente partie de la notice.

Enfin, reste la question de savoir s'il n'y a eu qu'un seul type mouvement tectonique tangentiel N-S à l'Eocène ou si, comme le proposent J. Aubouin et J. Chorowicz (1967), G. Guieu et J. Roussel (1990) et L. Andreani *et al*. (2010), il a pu y avoir des décrochements orientés SW-NE consecutifs aux chevauchements vers le Nord.

De fait, lorsqu'on analyse la carte géologique, on s'aperçoit que le massif des Calanques a subi plusieurs types de déformation. L'analyse structurale suggère une structure en « dômes et cuvettes » (en boîte à œufs), ce qui suppose l'interférence de deux familles de plis ayant des axes à orientation différente. Cette structure est recoupée par une bande cisaillante SSW-ENE (Rétière, 2012) dans laquelle se concentrent les effondrements post-urgoniens. Comme tout cela n'est pas enregistré dans les formations oligocènes, on estime que ces déformations successives sont liées à la phase pyréneo-provençale laquelle aurait induit plusieurs types de déformations, alors que sa contrainte compressive majeure est restée orientée N-S (Bergerat, 1985, 1987). Reste cependant à préciser si les contraintes tectoniques pyrénéo-provençales qui se sont exercées à diverses époques (Maastrichtien et Bartonien) n'ont pas varié en direction. M. Mattauer et J. Proust (1963) voient dans la nappe du cap Sicié des plis initiaux d'axe orientés NW-SE repris par les plis d'axe E-W post-nappes qui correspondaient aux déformations bartoniennes. Le débat sur ce sujet n'est donc pas clos.

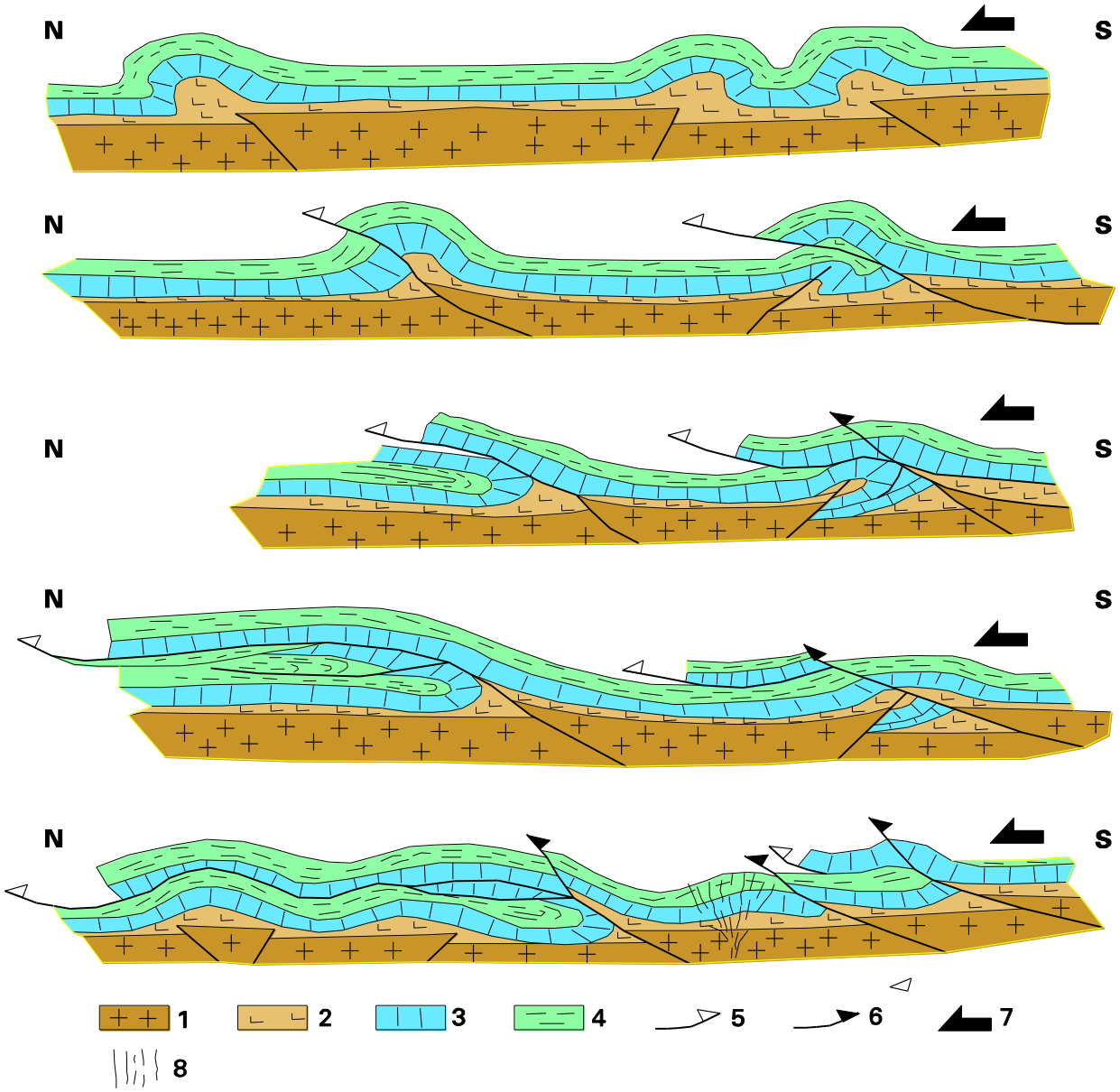


Fig. 81 - Modèle proposé pour la mise en place des structures pyrénéo-provençales (M. Villeneuve, inédit)

Hors échelle. **I** - Le raccourcissment induit des plis qui mettent à nu les couches sédimentaires les plus anciennes et notamment celles du Trias qui sera ensuite recouvert par des nappes de charriage. **II** - Le raccourcissement s'exerce sur les accidents de socle qui jouent en failles inverses et rebroussent les couches de l'unité septentrionale. C'est l'origine des flancs renversés. **III** - Le raccourcissement s'accentue et le rebroussement évolue parfois en pli couché, comme dans le cas du massif de la Sainte-Baume. **IV** - Le flanc inverse du pli couché ou du rebroussement est tronqué par la nappe supérieure qui continue à progresser vers le Nord. **V** - La marge de progression des nappes étant presque nulle, la couverture se plisse à nouveau avec, dans les zones fragiles, l'apparition de « bandes de cisaillement » verticales, comme c'est le cas dans massif des Calanques (Rétière, 2012). Il faut noter que dans la conception francaise, principalement théorique, les plis précèdent les chevauchements, alors que dans la conception américaine basée sur les données de terrain et la sismique pétroliere, c'est le contraire (Frizon de Lamotte et Buil, 2002). **VI** - Fractionnement des structures, soit sous l'effet de failles normales, soit par l'érosion qui a enlevé les parties supérieures des anticlinaux et épargné les parties inférieures des synclinaux.

ÉVOLUTION DES BASSINS POSTÉRIEURS À LA CHAÎNE PYRÉNÉO-PROVENÇALE

Mise en place et déformation des bassins oligocènes (M. Villeneuve, D. Nury, P. Arlhac)

En Provence les principaux fossés comblés par des sédiments de l'Oligocène se trouvent à l'Ouest de la faille de la Durance (fig. 82).

Ce sont les fossés d'Aix-en-Provence, de Forcalquier, de Carpentras, etc. À l'Est de cette faille il s'agit de petits fossés étudiés en détail par F. Touraine (1967, 1976), G. Menessier (1959), C. Cornet (1965, 1966) et J. Angelier (1971).

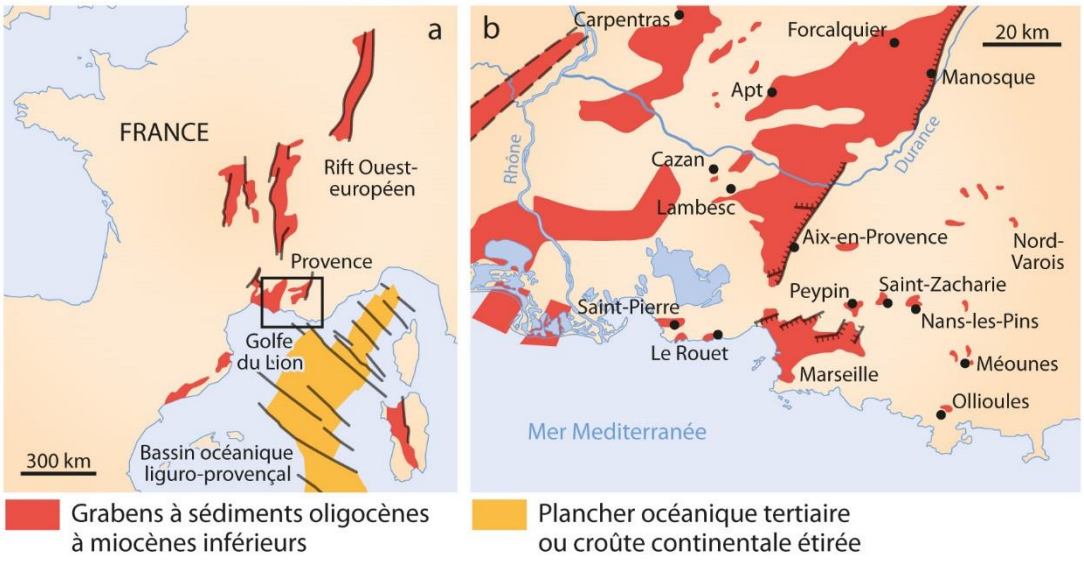


Fig. 82 - Les principaux fossés oligocènes en Provence (Hippolyte *et al*., 1993, modifié)

La seule exception, du point de vue de la taille, étant le bassin de Marseille qui s'est finalement révélé composite. Les contraintes d'extension sont, à l'Oligocène inférieur, (33-30 Ma), de direction E-W à NW-SE. Mais, comme le souligne F. Bergerat (1987), le reste de la plate-forme reste soumis à un régime de compression N-S ; les extensions n'étant dues qu'à des permutations locales des tenseurs. De ce fait, toutes les failles ont pu être reactivées : soit en extension pure, soit en transtension, soit en « pull apart ».

Le « rifting méditerranéen » qui s'est initié à l'Oligocène supérieur et qui a abouti à une océanisation au Miocène inférieur est lié à une extension N155 (Hippolyte *et al*., 1993) qui se traduit, dans le bassin de Marseille, par l'ouverture d'un bassin orienté WSW-ENE au Nord (bassin du Jarret) et par la reactivation en transtension des autres sillons, et notamment ceux situés à l'Ouest de la faille Aix-Durance.

Entre ces deux épisodes distensifs, Villeneuve *et al.* (2013, 2016) ont mis en évidence un événement compressif qui se traduit, à l'Est de la faille de la Durance, par des plissements et, à l'Ouest de cette faille, par un arrêt de sédimentation. C'est l'événement compressif intra-oligocène. Ces déformations compressives (TC1 et TC2) sont dans la fourchette de temps « *Rupélien supérieur/Chattien inférieur* ». Elles ont fait l'objet de débats dans ce bassin au point que les dernières reconstitutions n'en parlaient même plus.

Par contre, des déformations compressives (plis et chevauchements) de cet âge sont connues ailleurs en Europe, comme par exemple dans le bassin d'Aquitaine (Gely et Sztrakos, 2001) où la distension n'apparaît qu'au *Chattien*, dans le bassin de Paris, dans les chaînes Catalanes (Geel, 1995), en Andorre (Androver *et*

al., 1983), dans les Corbières orientales (Viallard, 1987) et, possiblement, en Sardaigne. Mais cette compression n'apparaît pas clairement dans la zone du « rift ouest européen » qui se prolonge en mer dans le golfe du Lion et le long de la marge Ibérique (fig. 83).

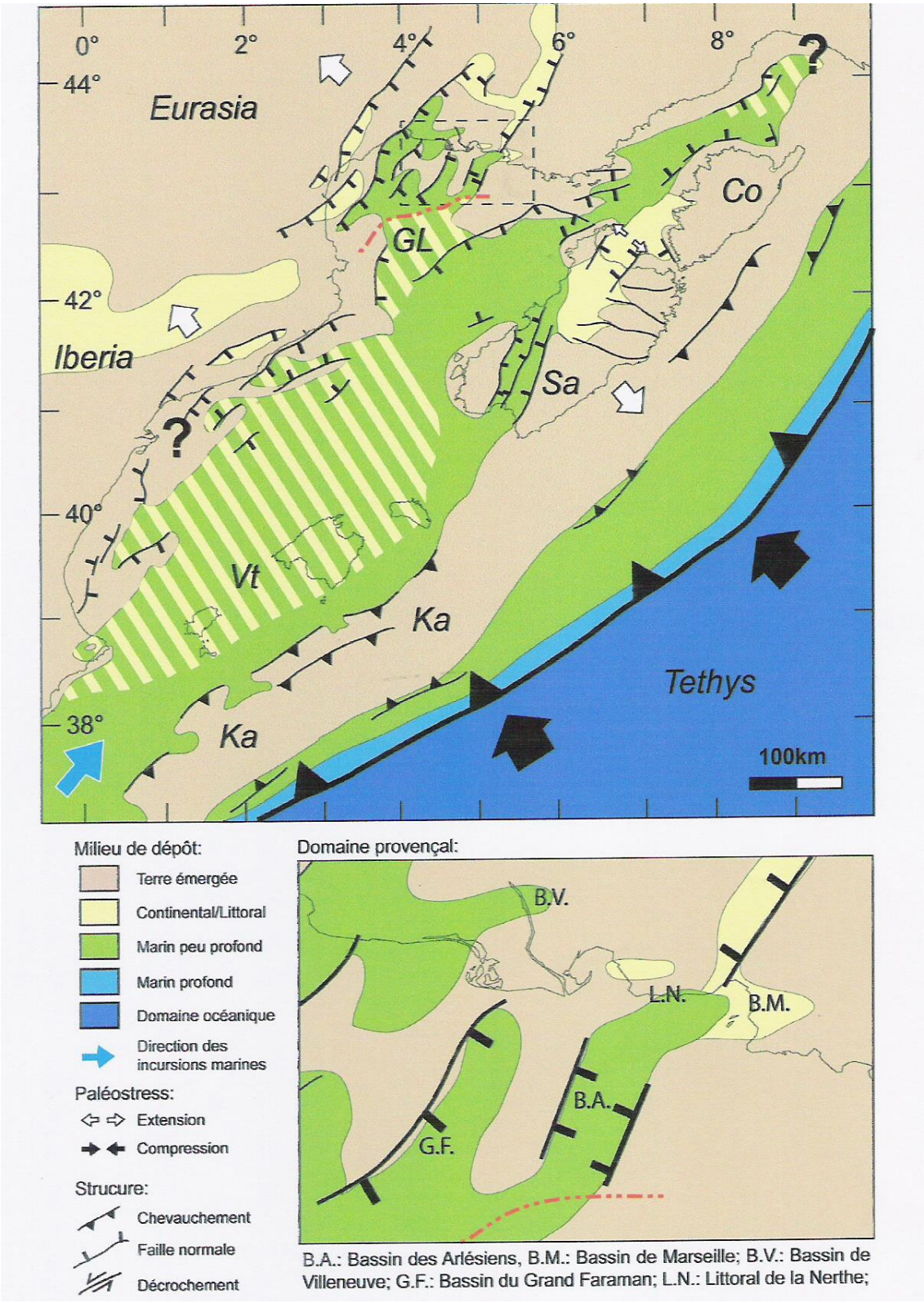


Fig. 83 - Prolongement en mer du « rift ouest européen » (Oudet, 2008)

Plus près du territoire de la présente feuille, cette phase compressive a été évoquée dans les Bouches du Rhone et dans le Var par C. Cornet (1963) qui lui attribue l'origine des bandes triasiques du Var, ainsi que la « remontée » des massifs cristallins des Maures et de l'Esterel. Pour sa part F. Touraine (1964, 1973, 1976) attribue les plis observés dans les fossés oligocènes méridiens du Var à une phase compressive « post-stampienne et anté-vindobonienne (Miocene moyen) ». Par contre, cette compression n'est pas mise en évidence par les auteurs ayant travaillé dans les fossés oligo-miocènes situés à l'Ouest de la faille de la Durance, sauf en ce qui concerne la Nerthe Occidentale ou affleure un bassin oligocène aligné E-W : le bassin de Saint-Pierre.

D'après D. Nury (1972), et peu après G. Guieu (1973a), les formations plissées et rapportées au *Rupélien inférieur* sont recouvertes par une nappe de charriage venant du Sud. L. Andreani *et al*. (2010) y voient plutôt un décrochement dextre le long de la faille sud du bassin alors que J. Philip (2013) pense que ces déformations sont attribuables à l'Oligocène. Quoi qu'il en soit, l'aménagement actuel dans ce bassin ne permet pas d'y retrouver les affleurements observés dans les années 1970 par D. Nury et G. Guieu.

M. Villeneuve *et al*. (2013) attribuent ces déformations (somme toute peu importantes) aux mouvements du « slab » de la Tethys sous l'arc volcanique de la Corse-Sardaigne et sous le bassin d'arrière-arc localisé entre Nice et les Baléares. À l'instar de ce qui se passe dans les autres bassins d'arrière-arc (exemple le bassin de Banda en Indonésie), ces mouvements induisent des déformations affectant les sédiments. Le rôle de barriere structurale qu'a joué la faille de la Durance pendant tout le Secondaire jusqu'à la phase pyrénéo-provençale (Bestani *et al*., 2015) peut expliquer que ces mouvements ne se soient pas répercutés dans les bassins situés à l'Ouest de cette faille majeure.

Cette question devrait donc faire l'objet de recherches futures sur les bassins oligocènes de Provence.

Mise en place des bassins du Miocène au Pliocène (A. Tassy, M. Villeneuve)

Malgré la rareté des affleurements, A. Tassy (2012) en combinant toutes les données disponibles à terre et en mer, est parvenue à donner une interprétation originale de l'évolution du secteur de la présente carte pour la période miocène à pliocène (fig. 84).

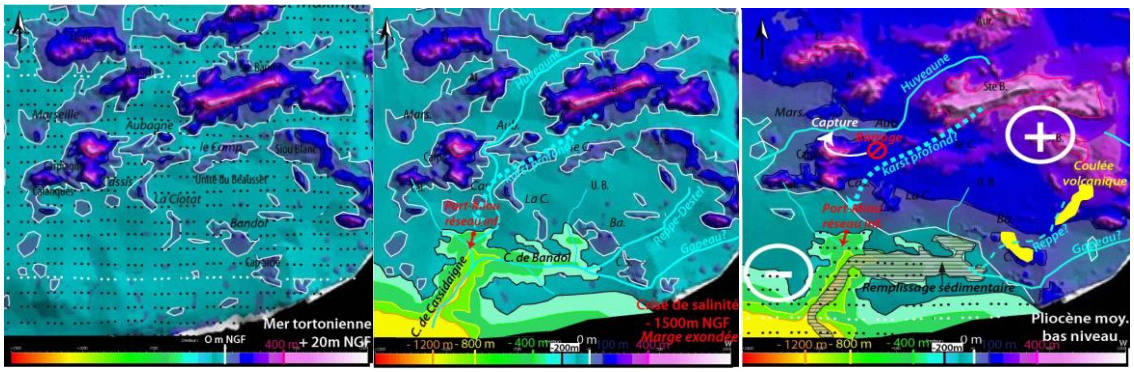


Fig. 84 - Paléogéographie du secteur Marseille-Aubagne : a) au Tortonien, b) au Messinien, c) au Pliocene supérieur (Tassy, 2012)

Au Tortonien la mer à, semble-t-il, envahi les parties les plus basses ne laissant emergés que les sommets des massifs.

Au Messinien (Pontien) la mer se retire et les canyons se creusent. Les principaux fleuves se jettent dans les canyons de Cassidaigne et de Bandol (fig. 85).

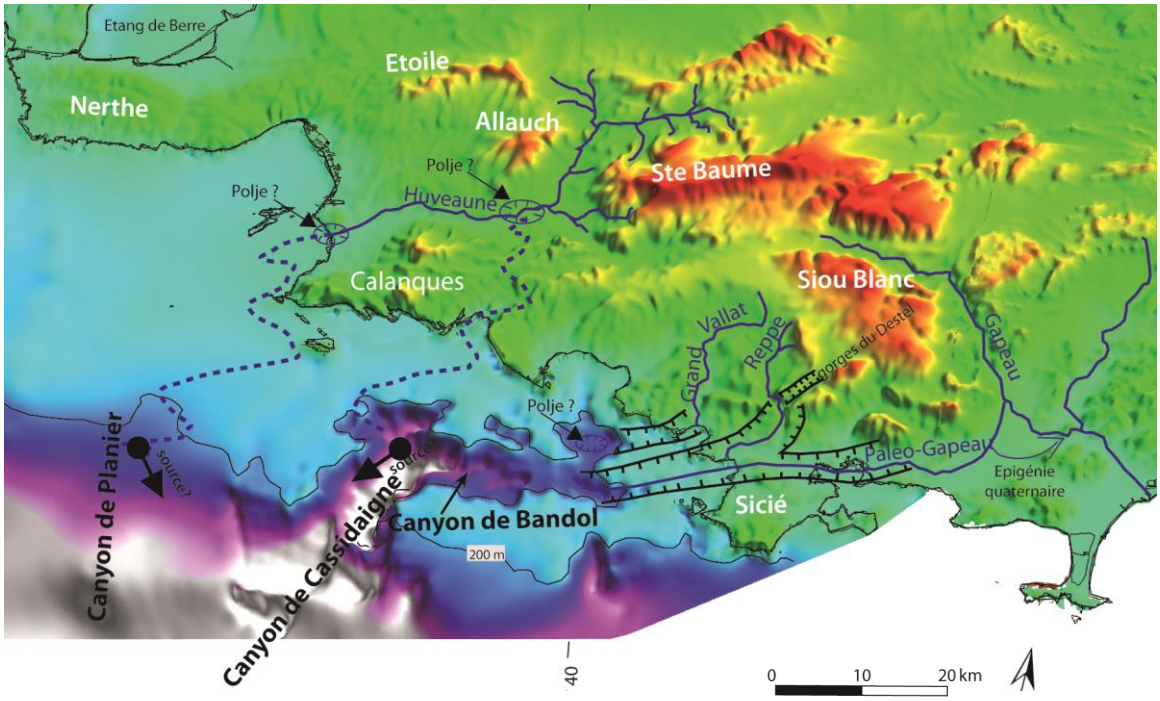


Fig. 85 - Hypothèses sur tracé du réseau hydrographique au Messinien (Tassy, 2012)

Au Pliocène supérieur les canyons sont remplis par les sédiments et les fleuves changent de cours à cause du volcanisme ou de la tectonique. L'Huveaune prend son cours actuel et le Gapeau est bloqué par la coulée de basaltes de Sainte-Anne d'Evenos (fig. 85)

Le meilleur exemple est fourni par le creusement et le remplissage des canyons de Bandol et de Cassidaigne, étudiés par A. Tassy (2012), dont l'évolution est détaillée dans la fig. 86.

SYNTHÈSE DE L'ÉVOLUTION TECTONIQUE (M. Villeneuve)

Comme le montre les discussions précédentes, bien des questions restent en suspens. Un modèle est proposé ci-dessous (fig. 87) qui vise à reconstituer les événements géodynamiques majeurs intervenus au cours du Mésozoique puis du Cénozoique. Les événements tectoniques post-oligocènes seront considérés plus loin, dans le chapitre « Synthèse géodynamique régionale ».

Stade I (250 à 100 Ma). Du Trias au Crétacé inférieur la basse Provence est découpée en horsts et grabens sur lesquels s'installent des plate-formes calcaires et marneuses peu épaisses, avec parfois des approfondissements, comme à l'Aptien.

Stade II (vers 100 Ma). Il y a surrection de certaines unités matérialisées par des amas de bauxites. C'est le cas notamment dans la partie varoise du bassin du Beausset, dans les massifs d'Allauch et de la Sainte-Baume et dans la partie nord du bassin de l'Arc. Cette surrection selective et globalement inclinée vers l'Ouest (où reposent les substrats les plus jeunes) a été appelée « Bombement Varois » par C. Rousset (1968) et « Bombement Durancien » par J. Philip (1970). On en connaît les grandes lignes, mais pas la cause ni les modalités tectoniques (voir le *supra* § « Bombement Durancien » pour plus de précisions).

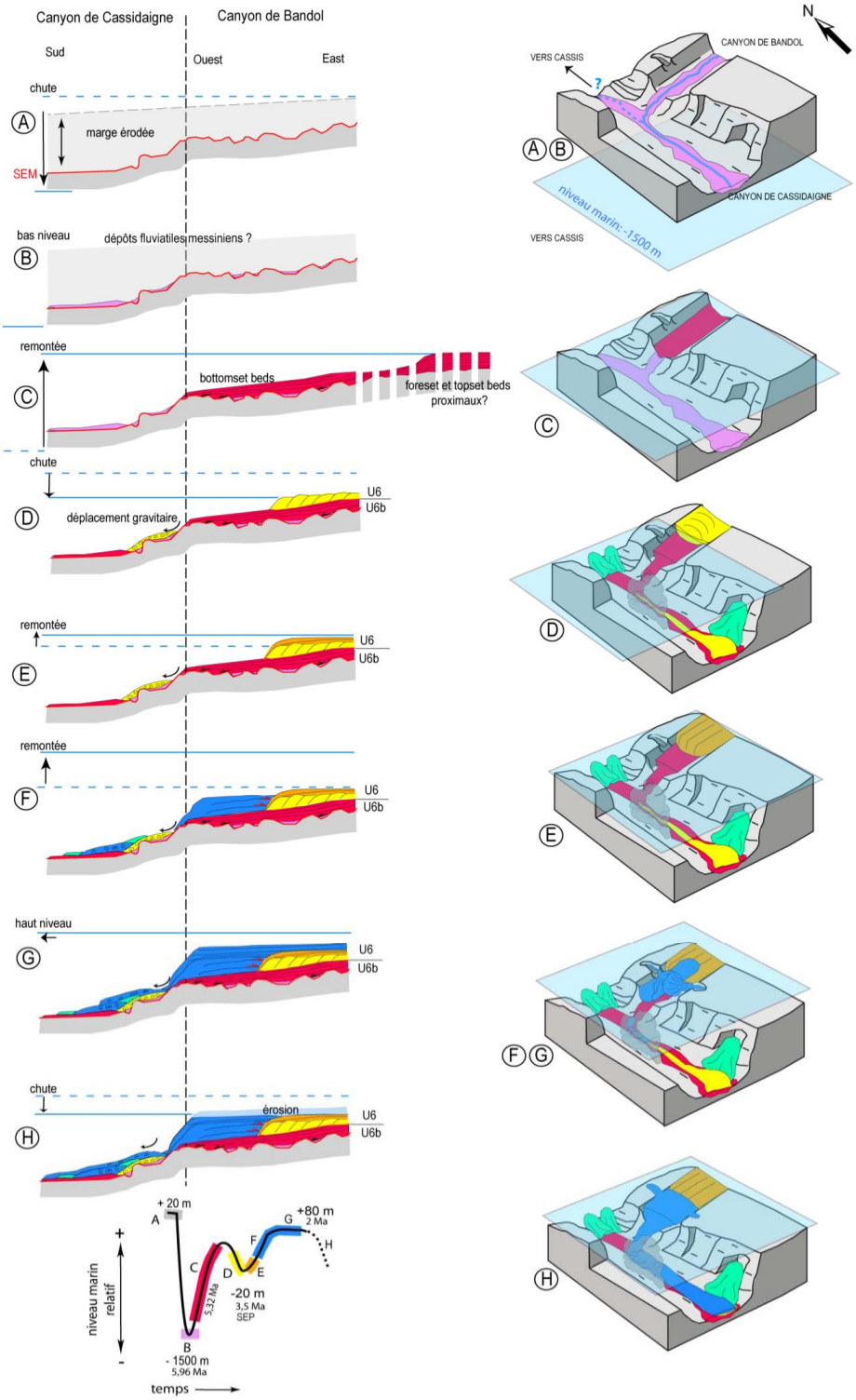


Fig. 86 - Blocs diagramme illustrant les différents stades d'évolution des canyons, du Miocène au Quaternaire (Tassy, 2012). SEM : Surface d'Érosion Messinienne. Courbe eustatique et valeurs de niveau marin

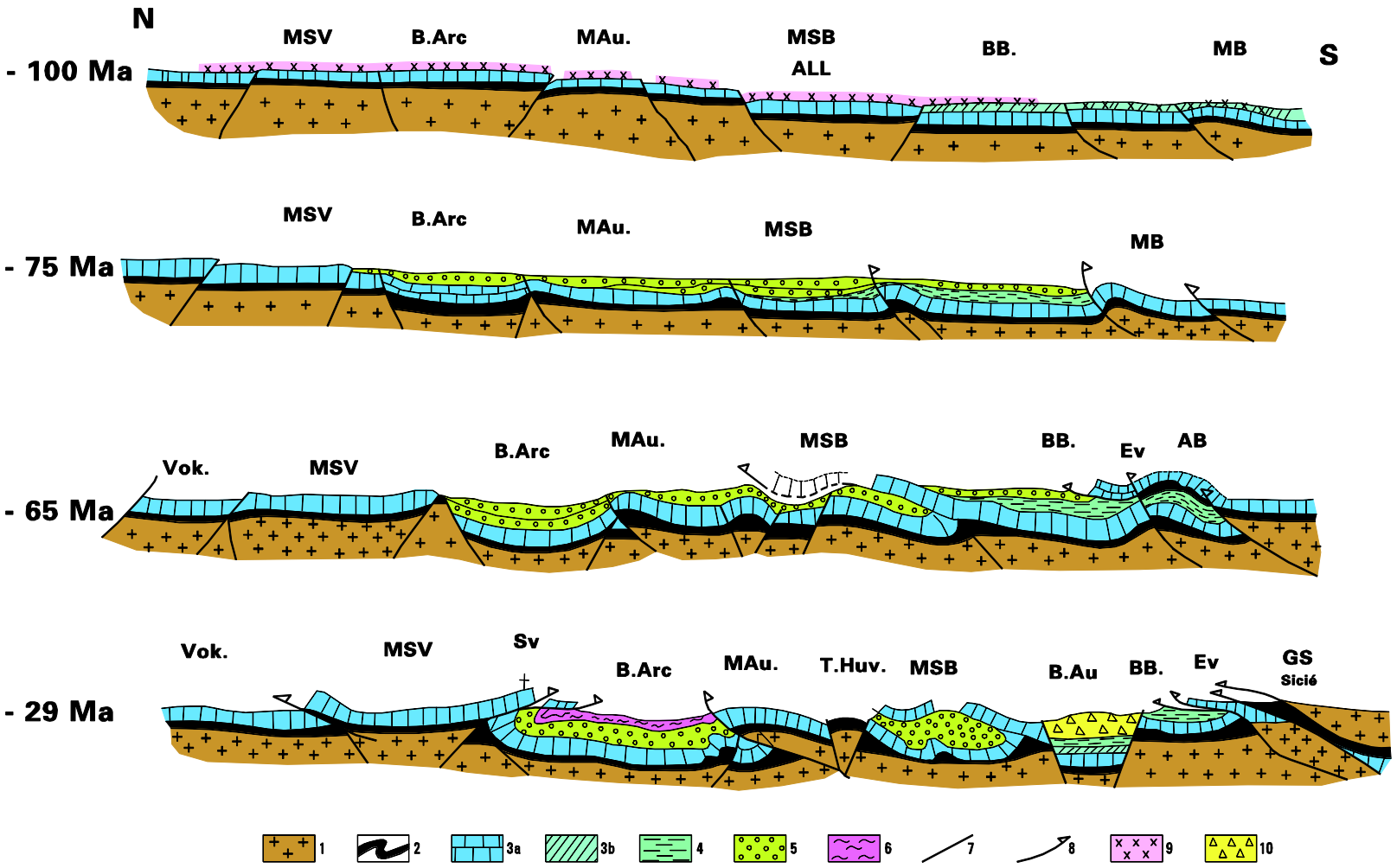


Fig. 87 - Schéma interprétatif de l'évolution régionale, du Trias à l'Oligocène (M. Villeneuve, inédit)

Légende : 1 - Socle paléozoique ; 2 - Trias ; 3a - Jurassique et Crétacé inférieur (jusqu'au Barrémien) ; 3b - Aptien et Albien ; 4 - Crétacé supérieur marin ; 5 - Crétacé supérieur continental ; 6 - Éocène ; 7 - Failles ; 8 - Failles chevauchantes ; 9 - Bauxites ; 10 - Depôts de l'Oligocène. MB - Massif de Bandol ; MSB - Massif de la Sainte- Baume ; Mau - Massif de l'Aurélien ; MSV - Massif de la Sainte-Victoire ; BB - Bassin du Beausset ; B.Arc - Bassin de l'Arc ; Bau - Bassin Oligocène d'Aubagne ; CS - Massif du cap Sicié ; Ev - Klippe de Sainte-Anne d'Evenos ; T Huv - Bande triasique de l'Huveaune ; SV - Montagne Sainte-Victoire.

Stade III (88 à 70 Ma). Après la transgression cénomanienne qui s'effectue sur un substrat de plus en plus vieux en allant vers l'Est, les bassins rétrécissent et les derniers dépôts du Crétacé supérieur, sur l'ensemble des unités, sont d'origine continentale. Les dépôts silicoclastiques (cf. *supra* dscription des terrains crétacés dans § « Descriptions des terrains ») déposés sur le rivage sud du bassin du Beausset impliquent ainsi l'existence d'un continent méridional émergé (et probablement en partie charrié) sur le bassin du Beausset. Selon nous, il pourrait s'agir du « Bombement Crustal Lion–Sud Provence » (BCLP) de G. Guieu et P. Arlhac (1986) qui aurait progressé vers le Nord au cours du temps.

Stade IV (65 à 40 Ma). Le bassin du Beausset est emergé et chevauche en partie le massif de la Sainte-Baume. Les massifs de la Nerthe, de l'Étoile et de l'Aurélien surplombent le bassin de l'Arc. Des brèches (brèches bégudiennes) arrachées à ces massifs se retrouvent dans le bassin de l'Arc.

Stade V (40 à 29 Ma). Le bassin de l'Arc achève de se combler avec les dépôts lacustres du Lutétien. Puis, au cours du Bartonien (38 Ma) et du Priabonien (38 à 34 Ma), la phase tectonique pyrénéo-provençale atteint son paroxysme et les bandes triasiques se mettent en place. Les massifs sud et nord du bassin de l'Arc chevauchent d'une manière centripète ce bassin. Vers 33 Ma, les fossés orientés N40° et N70° s'ouvrent à l'emplacement de la vallée de l'Huveaune actuelle. Ils sont comblés au cours du *Rupélien* par des sédiments venant en partie du « Continent Méridional », lequel devait se trouver à proximité.

Stade VI (27-23 Ma). Les sédiments du *Rupélien* qui ont comblé les bassins sont déformés à leur tour, mais en plis ouverts, ce qui temoigne d'un événement tectonique de faible intensité. Le massif des Calanques chevauche le bassin oligocène inférieur. À l'Oligocène supèrieur (*Chattien*), des sediments se déposent en discordance au-dessus des sédiments rupéliens déformés et l'abondance des galets métamorphiques dans ces depôts s'accorde, là encore, avec la proximité du Continent Méridional.

Stade VI (23 Ma à actuel). De l'Oligocène à l'actuel, on trouve surtout des brèches imprécisément datées et des sables jaunes datés du Pléistocène basal. Ces sables jaunes à intercalations de brèches sont surmontés de travertins témoins d'une période où les lacs, disposés en cascades, étaient nombreux. Ces travertins sont recouverts par de nouvelles passées bréchiques dont certaines appartiennent aux cycles glaciaires du Quaternaire récent.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

INTRODUCTION (M. Villeneuve)

Nous considerons cette section de la notice comme relevant d'une intégration du secteur de la carte Aubagne-Marseille dans son cadre régional, c'est-à-dire le grand Sud-Est.

En effet, ce secteur provencal se situe au carrefour des grands ensembles géologiques constitués par la chaîne pyrénéo-provençale, le bassin de la Méditerranée occidentale et la chaîne alpine. C'est donc dans ce cadre que se situe son histoire, laquelle s'étend de 430 Ma à nos jours.

Pour une meilleure compréhension de certains traits de la géologie provençale, il est important de replacer ces objets géologiques dans leur contexte de l'époque. Ce contexte étant élargi à l'ensemble du domaine Téthysien, nous avons utilisé les cartes paleogeographiques générales notamment celles de G. Stampfli (2011), afin de resituer notre zone d'étude dans son contexte global.

LES PRINCIPAUX ÉVÉNEMENTS (R. Monteau)

Carbonifère supérieur, début du Permien (vers -330 à -270 millions d'années) : fin de l'édification de la chaîne hercynienne, apparition de grandes failles (à mouvement normal ou décrochant). En Provence, parmi ces grandes failles, il s'agit notamment, de la faille de la Durance, de la faille de Salon-Cavaillon (et au-delà vers l'Ouest, des failles de Nîmes et des Cévennes).

Fin du Permien, début du Crétacé supérieur (entre -270 Ma et -80 Ma) : ouverture et fermeture de la Téthys ; période de sédimentation en Provence ; jeu normal des grandes failles tardi-hercyniennes.

À partir du crétacé supérieur (vers -80 Ma) mais surtout à l'Éocène inférieur et supérieur (-53 à -34 Ma) : collision continentale Europe-Afrique. En Provence occidentale, c'est la tectogénèse pyrénéo-provençale. Pendant le Paléocène et l'Éocène (entre -65 et -35 Ma), la formation de la chaîne pyrénéenne sous l'action d'une compression N-S s'accompagne de plis, de failles inverses et de chevauchements de direction sensiblement E-W, tandis que les anciennes failles NE-SW rejouent en décrochements. La couverture sédimentaire, décollée au niveau du Trias, est plissée et faillée. Les structures chevauchantes de l'Étoile, la Sainte-Baume, l'Olympe-Aurélien, la Sainte-Victoire, Eguilles et la Nerthe se mettent en place à cette époque.

Éocène terminal – Oligocène inférieur (-35 à -30 Ma) : une phase de distension intracontinentale affecte le pourtour de la Méditerranée (tandis que la compression est généralisée dans la chaîne alpine).

Oligocène supérieur – Miocène inférieur (-30 à -16 Ma environ) : ouverture du bassin Ligure, accompagnée de la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde de 25 à 30° vers l'Est. Les bassins apparus durant l'Oligocène inférieur (bassins de Marseille, d'Aix, de Salon, de Manosque) continuent de fonctionner.

Mio-Pliocène (-25 à -2 Ma) : la compression alpine qui affectait jusque-là uniquement les Alpes internes, migre vers les Alpes du Sud et la Provence (mise en place des arcs de Digne, de Castellane et de Nice). Certaines structures E-W (failles et plis) héritées de la tectonique pyrénéenne sont réactivées (Lubéron, Costes, Alpilles). Au Sud, la Provence méridionale, est moins affectée par les déformations alpines si l'on excepte quelques réactivations de failles d'ampleur limitée (rejeu de la faille de la Sainte-Victoire, faille de la Trévaresse). À l'Ouest, dans la vallée du Rhône et la Camargue, le régime extensif apparu à l'Oligocène semble se poursuivre.

Fin du Pliocène – Quaternaire (de -2 Ma à aujourd'hui) : uniformisation de l'état de contrainte compressif.

LES GRANDS ENSEMBLES ET ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES RÉGIONAUX (M. Villeneuve)

La chaîne Varisque (430-300 Ma)

La chaîne varisque occidentale (dite aussi hercynienne) est un vaste ensemble séparant les super-continents Gondwanien, au Sud et Laurussien, au Nord.

L'« orogenèse » varisque, qui succède au cycle Panafricain-Cadomien (750 à 500 Ma) et à l'orogénèse Calédonienne (500 à 440 Ma), se termine avec la formation de la Pangée au Permien (entre 330 et 250 Ma).

Les chaînes varisques occupent une grande partie de l'Europe et de la France. En Provence, ces chaînes sont representées par les massifs côtiers de l'Esterel, des Maures, des îles de Porquerolles et du Levant, de Giens et du Cap Sicié, au Sud de Toulon.

Ils n'affleurent pas dans l'emprise de la carte, mais ont été mis en évidence par les dragages effectués au large de Cassis. Les témoins du Paléozoïque dans l'emprise de la carte d'Aubagne-Marseille proviennent principalement de l'érosion de ces massifs qui ont alimenté la plupart des bassins, depuis le Permien jusqu'à la fin de l'Oligocène. L'âge des zircons hérités inclus dans les sediments oligocènes du bassin de Marseille-Aubagne a révelé des anomalies par rapport à ceux de leurs provinces d'origine supposées, généralement situées en Afrique du Nord. Nous avons entrepris des recherches pour dater les zircons inclus dans les roches métamorphiques des massifs hercyniens de la Provence aux Pyrénées, afin de déterminer la patrie de ces différents massifs.

Les bassins du Trias à l'Éocène

Toute la paléogéographie du domaine Afrique du Nord/Europe de l'Ouest est guidée par les déplacements des plaques issues de la Pangée (Amérique du Nord, Afrique et Europe). Ces déplacements, bien contraints dans le cadre de la tectonique des plaques, sont, dans cette période de temps, essentiellement ceux de la plaque africaine d'abord vers l'Est-SE, du Jurassique au Crétacé inférieur (ce qui a entraîné l'ouverture de l'Océan Atlantique), puis vers le Nord (ce qui a entraîné les collisions de l'Afrique du Nord avec le continent européen). Parmi les nombreuses reconstitutions paléogeographiques concernant ce domaine, nous avons choisi celles de G. Stampfli (2011).

Au Trias, la paléo-Tethys transgresse sur une plateforme européenne où les reliefs varisques sont déjà fortement érodés. Cependant certains d'entre eux émergent comme indiqué sur la fig. 88. Cette plate-forme peu profonde s'étend de la Provence jusqu'en Allemagne avec des facies épicontinentaux variant peu. C'est le faciès germanique qui domine et c'est pourquoi les formations provençales du Trias portent des noms germaniques.

Fig. 88 - Paléogéographie de l'Europe au Trias supérieur (Rhetien) d'après P. De Wever (1999) et P.O. Yilmaz *et al*. (1996)

Au Jurassique supérieur, le continent européen se fragmente suite à l'ouverture de l'océan Atlantique et correlativement les fossés ligure, piémontais et pennique s'ouvrent (fig. 89). Sur les marges des bassins internes se développent des plates-formes carbonatées, notamment en Provence.

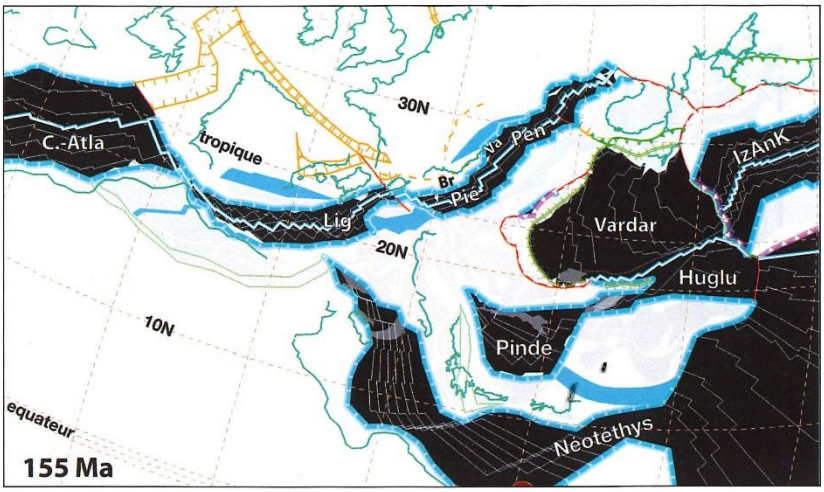


Fig. 89 - Reconstruction du domaine alpin au Jurassique supérieur (Stampfli, 2011)

Br - Brianconnais ; Tethys alpine : lig - Ligurien ; Penn - Pennique ; Pie - Piémontais ; Va - Valaisan. En bleu : bassins issus des rifts principaux.

Au Crétacé inférieur, Le rift « pyrénéen » s'élargit et le fossé pennique communique avec l'Atlantique par le sillon pyrénéen (fig. 90). La Provence, située sur la marge septentrionale de ce sillon pyrénéen, est différente du domaine valaisan, qui la prolonge vers le NE. Les apports détritriques, essentiellement carbonatés, viennent donc du Nord.

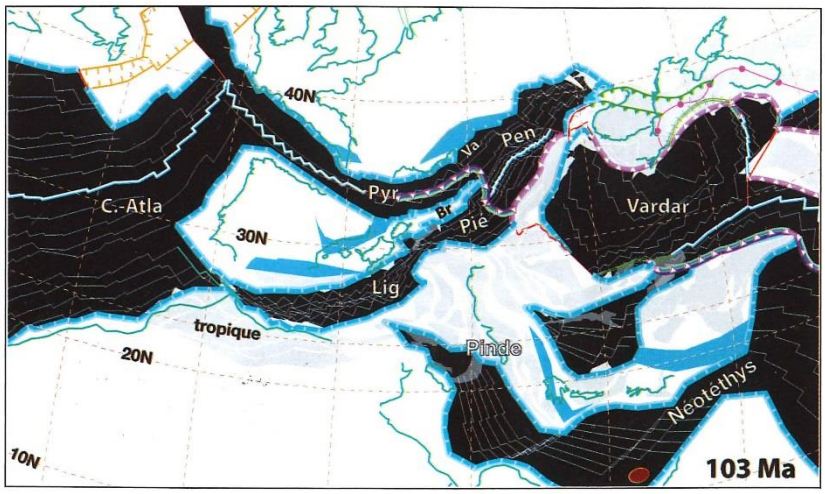


Fig. 90 - Reconstruction du domaine alpin au Crétacé inférieur (Stampfli, 2011)

Au Crétacé supérieur et à l'Éocène, l'Afrique amorce une remontée vers le Nord en poussant devant elle les blocs ibérien et apulien qui résorbent ainsi certains bassins dont, en particulier, les bassins pyrénéens et provençaux (fig. 91). En Provence le Bombement Durancien sépare les bassins sud-provençaux du domaine alpin. Ces bassins (Beausset et Arc) sont comblés par du matériel détritique en provenance du bloc méridional Corso-Sarde.

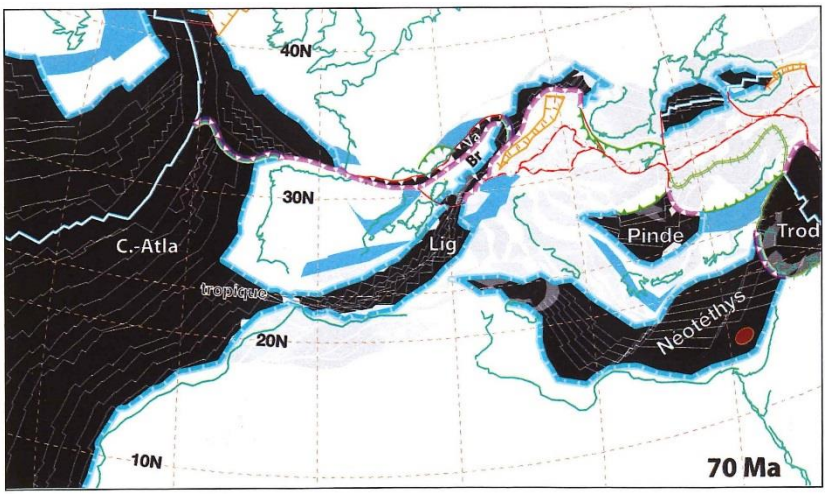


Fig. 91 - Reconstruction du domaine alpin au Crétacé supérieur (Stampfli, 2011)

La chaîne pyrénéo-provençale

G. Guieu et J. Roussel (1990) distinguent deux domaines bien délimités (fig. 92) : 1) un domaine « pyrénéo-provençal » au Sud et 2) un domaine « alpin » au Nord. En réalité ces domaines sont moins bien séparés sur le terrain et certaines structures de la chaîne pyrénéenne ont été réactivées lors de la surrection, plus tardive, de la chaîne alpine.

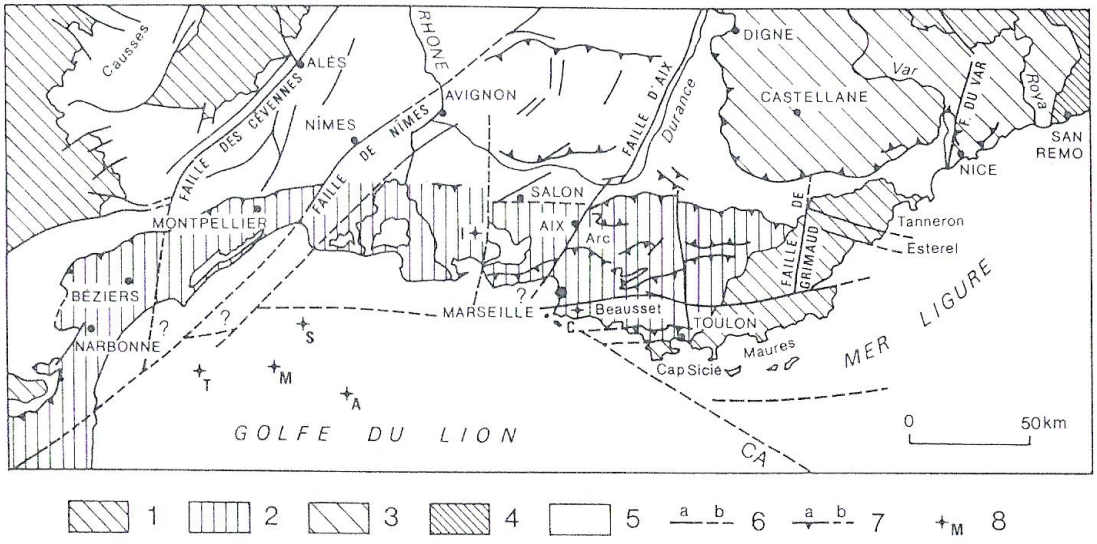


Fig. 92 - Les domaines orogéniques de la marge méditerranéenne, en France (Guieu et Roussel, 1990)

1 - Substratum paléozoïque ; 2 - Chaînes du Mésozoïque et du Paléogène (pyrénéo-provençale) ; 3 - Chaînes subalpines ; 4 - Alpes internes ; 5 - Couverture indifferenciée ; 6 - Failles principales ; 7 - Chevauchements ; 8 - Forages off-shore.

De fait, le schéma proposé par G. Stampfli *et al*. (2002) montre que ces deux chaînes seraient connectées au NE de la Corse, dès le milieu de l'Oligocène (fig. 93).

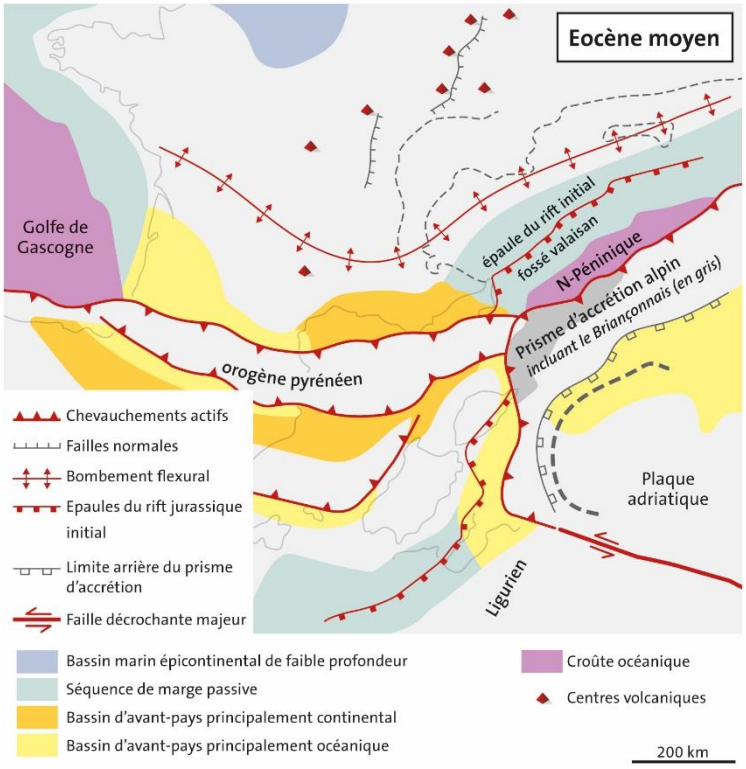


Fig. 93 - Les orogènes pyrénéens et alpins à l'Éocène moyen (Stampfli *et al*., 2002)

C'est ce que O. Lacombe et L. Jolivet (2005) traduisent dans une coupe schématique orientée SE-NW (fig. 94) entre le NE de la Corse (Bastia) et la Provence (Toulon). Notons que pour tous ces auteurs, la subduction du plancher océanique adriatique est orientée vers le NW.

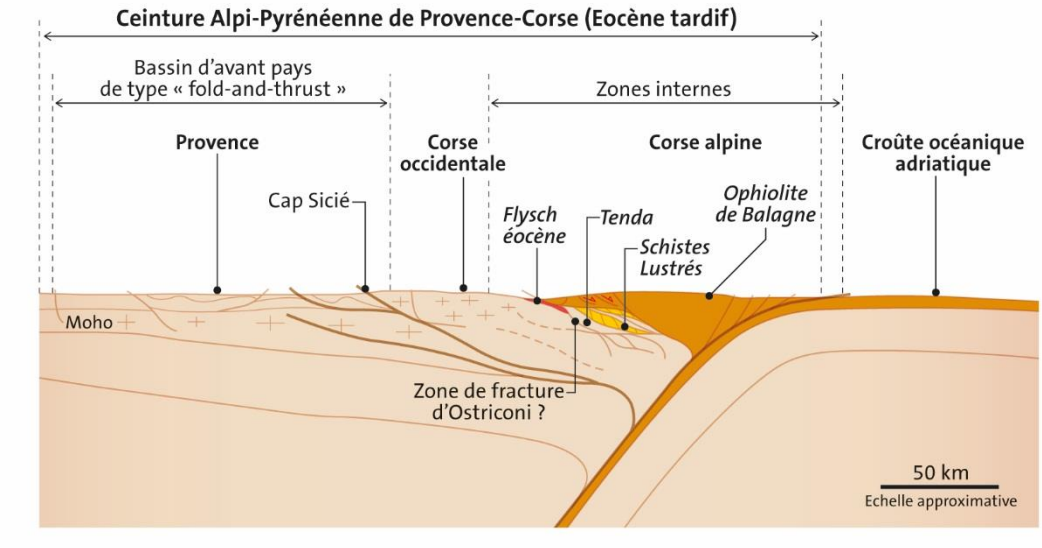


Fig. 94 - Coupe schématique du domaine Corse et provençal, à l'Éocène supérieur (Lacombe et Jolivet, 2005)

Les bassins oligocènes

À la fin de l'orogénèse pyrénéo-provençale, la dérive continue vers le Nord, du continent africain, exerce sur le continent européen une contrainte méridienne qui, du fait du peu d'espaces libres entre les divers blocs, entraîne une fracturation ouvrant des grabens dont l'emprise s'étend de l'Espagne à la Mer du Nord ; c'est ce que F. Bergerat (1987) nomme le « Rift Ouest Européen ».

Les plus connus de ces fossés sont ceux d'Alés, de Limagne, du bas Dauphiné, de la Saône, ainsi que le fossé molassique suisse, le fossé du Rhin, le fossé de Hollande et le fossé de Sokolov, en Bohème (Spiegel *et al*., 2007). La fig. 95 montre leurs connections avec des bassins ou des mers.

Les dépôts les plus anciens ont eu lieu dès le *Priabonien* (dans le bassin d'Alès), mais la plupart ont commencé au *Rupélien inférieur*. Certains ont eu leur maximum de subsidence au *Rupélien inférieur* tandis que d'autres ont eu leur maximum de remplissage au *Chattien*.

De fait, il n'y a pas une seule période d'extension de la fin de l'Éocène à la fin de l'Oligocène, mais plusieurs décalées géographiquement et dans le temps. Pour E. Carminati *et al.* (2012) ces fossés seraient liés au fonctionnement de l'arc volcanique alpin sous la marge Corso-Sarde (fig. 96).

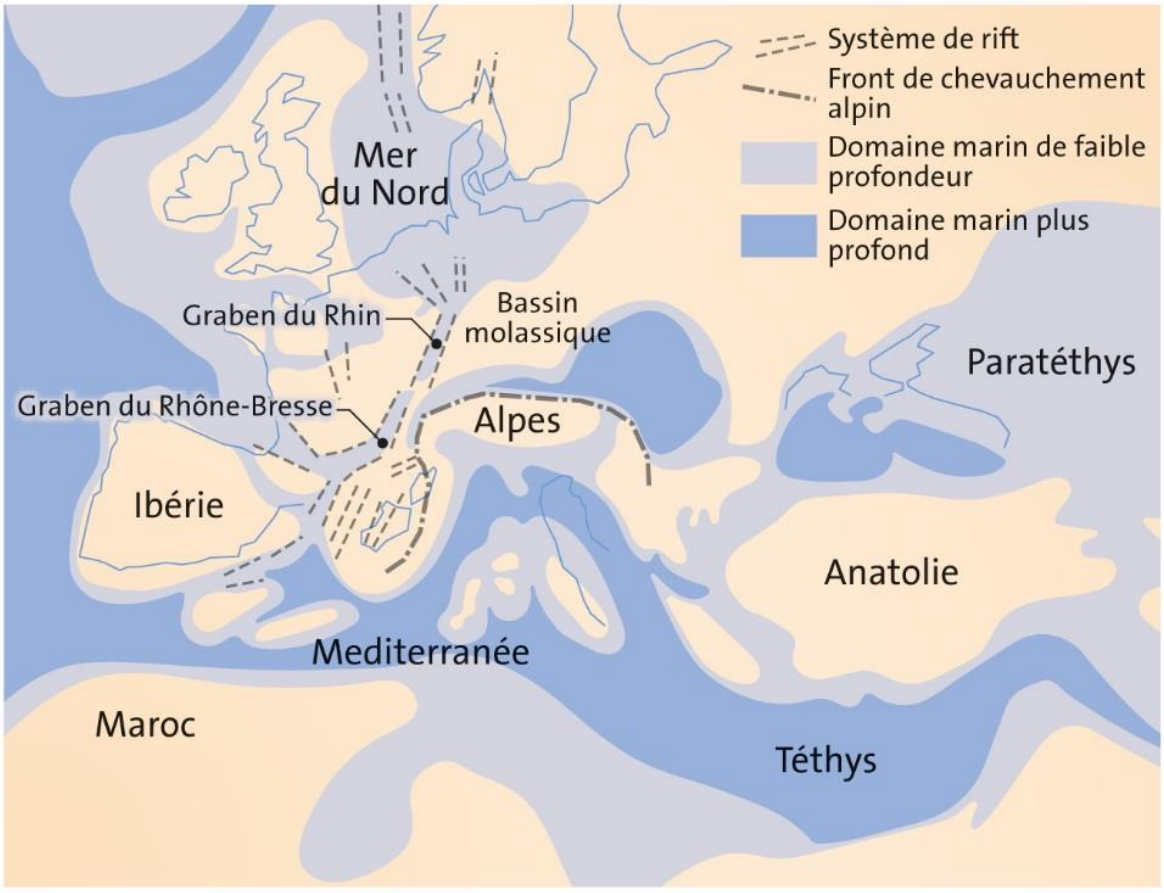


Fig. 95 - Le « Rift Ouest Européen » au *Rupélien* (d'après C. Spiegel *et al.*, 2007)

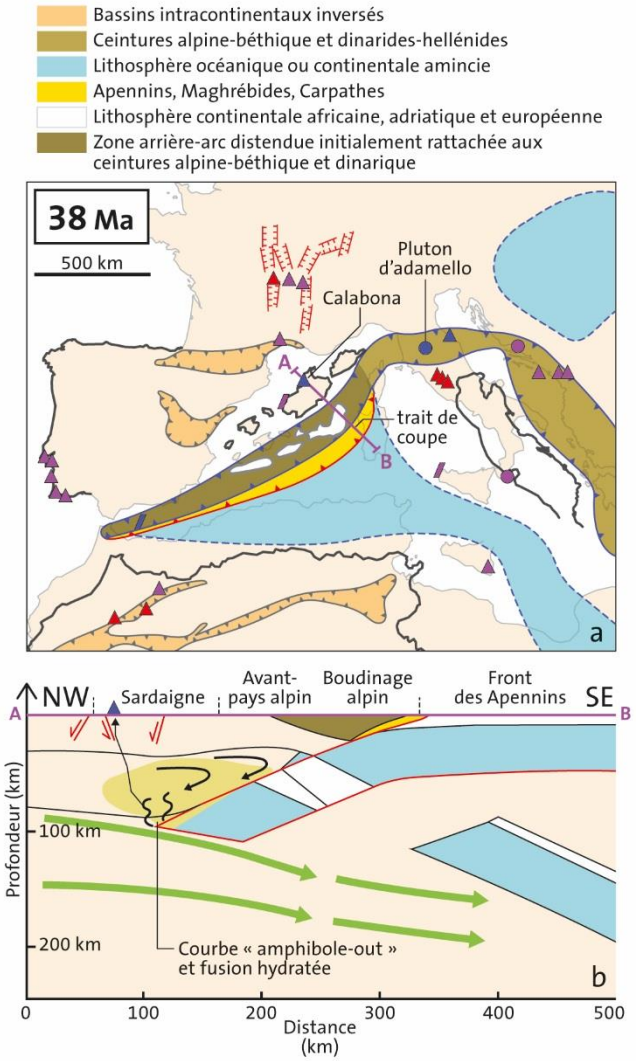


Fig. 96 - Schéma géodynamique à l'Oligocène (Carminati *et al.*, 2012)

Nous avons choisi de faire débuter la « géodynamique récente » au Miocène, car c'est la période où la Provence bascule d'un sytème géomorphologique penté vers le NW (Pyrénéen) à un système penté vers le SW (alpin), qui est celui qui persiste encore aujourd'hui.

Les événements tectoniques miocènes

Outre le rattachement du régime tectonique de la Provence au système alpin, le Miocène est l'époque où s'individualise le bassin océanique de la Méditerranée occidentale.

Le rifting liguro-provençal et l'évolution de la Méditerranée occidentale

L'histoire du rifting liguro-provencal est maintenant bien contrainte par les données sédimentologiques, paleomagnétiques, géochronologiques et structurales.
Pour F. Bache *et al*. (2010) le rift central, qui va ensuite donner naissance à la Méditerranée occidentale, est localisé entre la Corse et la Côte-d'Azur, puis emprunte un sillon creusé entre le plateau de Sardaigne et le golfe du Lion, pour se raccorder au détroit des Baléares (fig. 97). Après l'océanisation du rift central,

sa marge sud, constituant le bloc Corso-sarde, a dérivé vers le Sud entre 30 et 14 Ma, avec un paroxysme entre 21 et 18 Ma (Gattacecca, 2014).

Les bassins de Marseille nord (bassin du Jarret) ou de Carry-le-Rouet, ouverts au Rupélien, seraient donc des « grabens » avortés, adjacents au rift central.

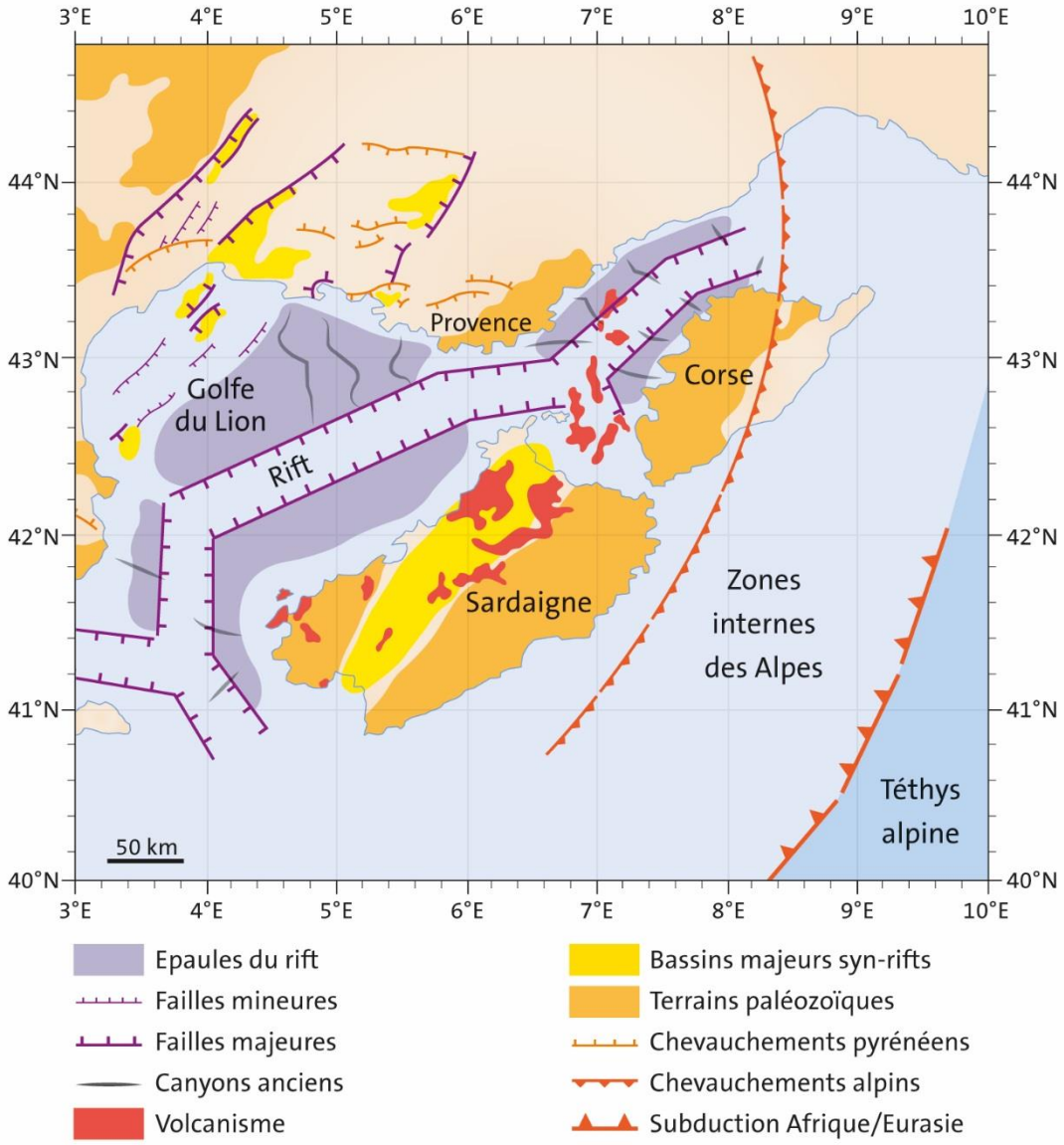


Fig. 97 - Schéma paléogéographique du rift liguro-provençal (Bache *et al*., 2010)

Le bloc Corso-Sarde s'est stabilisé vers -14 Ma mais, le plan de subduction (« slab »), en continuant à migrer vers l'Est, a créé un nouveau bassin arrière-arc : la mer Tyrrhénienne.

Sur la marge provençale et plus au Nord, la ligne de rivage a fortement varié au cours du Miocène (fig. 98) :

– à l'Aquitanien, la mer se situe assez au Sud (fig. 98A) et n'atteint pas le territoire de la feuille Aubagne-Marseille ;

– au Burdigalien (fig. 98B), la mer envahit la vallée du Rhône, recouvrant le massif de la Nerthe, et remonte jusqu'au bassin de Valensole ;

– au Langhien-Tortonien (communément désigné « Vindobonien » en Provence) (fig. 98C-D), la mer se serait cantonnée aux vallées du Rhône et de la Durance, cependant certains auteurs (Cornet, 1965 ; Rousset 1967) reportent du Vindobonien jusqu'au plateau du Camp et la plaine de Saint-Maximin, et M.F. Coppolani *et al*. (1973) en signalent sur les massifs de l'Aurélien et de la Sainte-Baume ;

– au Messinien, la mer se retire au-delà du plateau continental, et on ne trouve plus trace de dépôts sauf dans quelques têtes de canyons de cet âge.

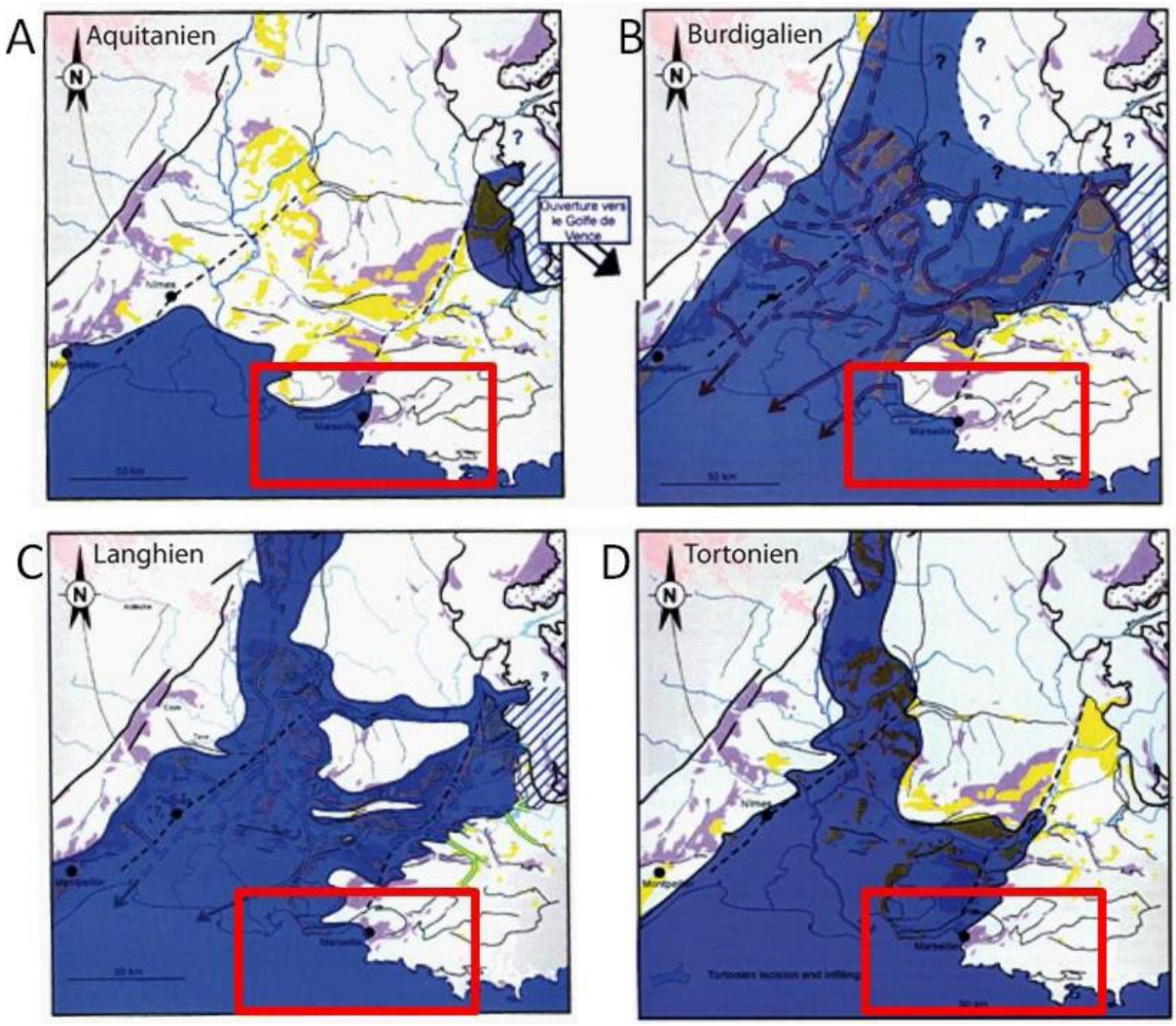


Fig. 98 - Cartes paléogéographiques montrant l'extension de la mer miocène dans le SE de la France (Besson, 2005)

La crise de salinité messinienne (MSC)

L'événement connu sous le nom de « crise de salinité messinienne » est un événement majeur de l'histoire géologique du bassin méditerranéen, et notamment de la Provence. Elle s'est déroulée à la fin du Miocène (donnant son nom à l'étage « Messinien ») et s'est accompagnée de profonds changements des paysages, et particulièrement des morphologies.

C'est la découverte d'une épaisse couche (de 1 500 à 2 000 m) de sels et d'évaporites, faite lors des grandes campagnes de forages scientifiques des années 1970 (programme DSDP), qui, en 1971, a conduit K.J. Hsü M.B. Ryan, W.B.F. Cita à proposer le concept de « crise de salinité », qui s'est finalement imposé plus d'un trentaine d'années plus tard.

De quoi s'agit-il ? Pour rendre compte de l'ampleur de la sédimentation évaporitique trouvée dans les sondages, K.J. Hsü *et al*. (1973) ont fait l'hypothèse que la Méditerranée se serait progressivement asséchée à partir de -7,1 Ma, suite à la fermeture partielle du détroit de Gibraltar. À la culmination de la crise, entre 5,6 et 5,3 Ma, la baisse du niveau marin en Méditerranée aurait été d'environ 1 500 m. Cette diminution brutale serait à l'origine d'une accélération considérable du processus d'érosion, marquée par le creusement de canyons en bordure de la zone asséchée, et notamment dans le bassin du Rhône, les Alpes et la Provence, ainsi qu'en bordure du plateau continental actuel (fig. 99).

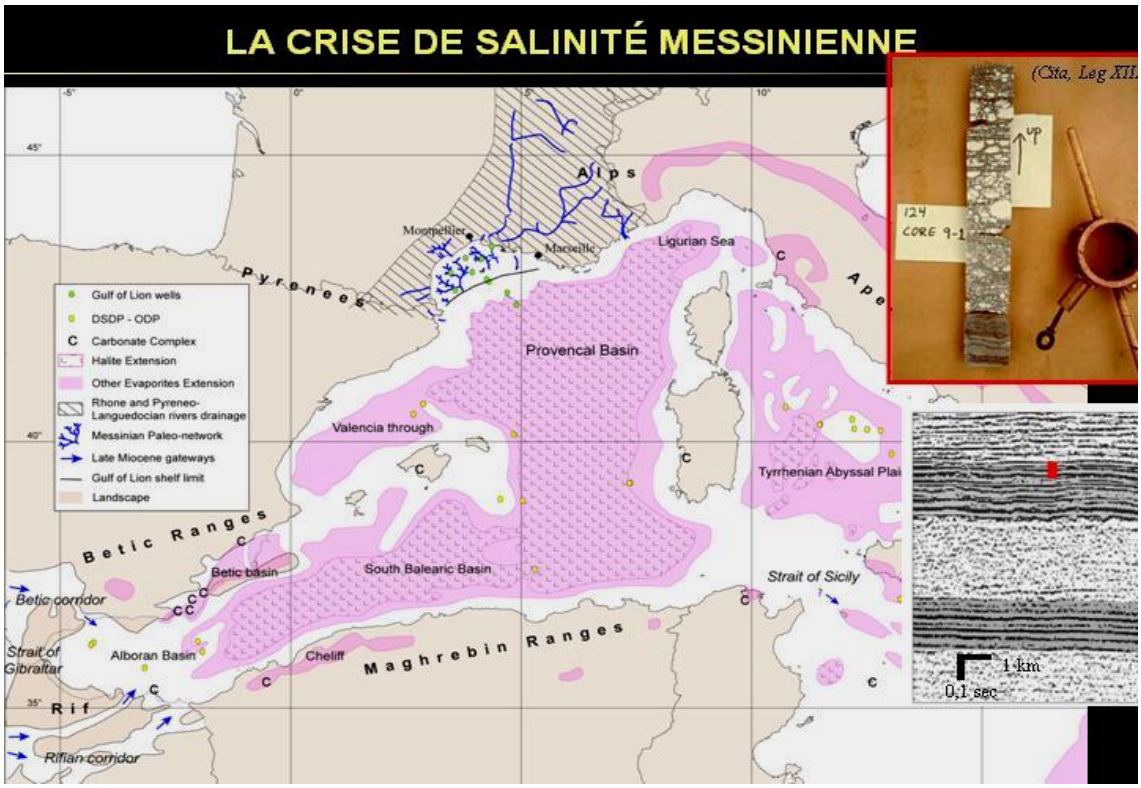


Fig. 99 - Les depôts d'évaporites du Messinien en Méditerranée occidentale (montage M. Villeneuve, 2008)

Cette érosion s'est également manifestée par une karstification intense des formations carbonatées (Blanc, 1999).

À partir du Zanclien (Pliocène inférieur) la réouverture du détroit de Gibraltar aurait permis une remontée plus ou moins progressive du niveau marin, entraînant un remplissage des canyons marins (Rias) par du matériel détritique, d'abord marin puis continental.

Les phénomènes associés à la Crise de Salinité Messinienne ont été étudiés en détail dans le golfe du Lion (Gorini *et al*., 2005) et la vallée du Rhône (Clauzon *et al*., 1996)

Les événements tectoniques au Pliocène

Au Pliocène, le retour de la mer à un haut niveau permet le remplissage des vallées précédemment creusées à l'air libre et devenues des rias. Ces rias sont localisées au débouché de fleuves côtiers et se trouvent jusqu'à la bordure du plateau continental. À son maximum, la transgression pliocène atteint le bassin de Valensole en empruntant le lit de la Durance (fig. 100).

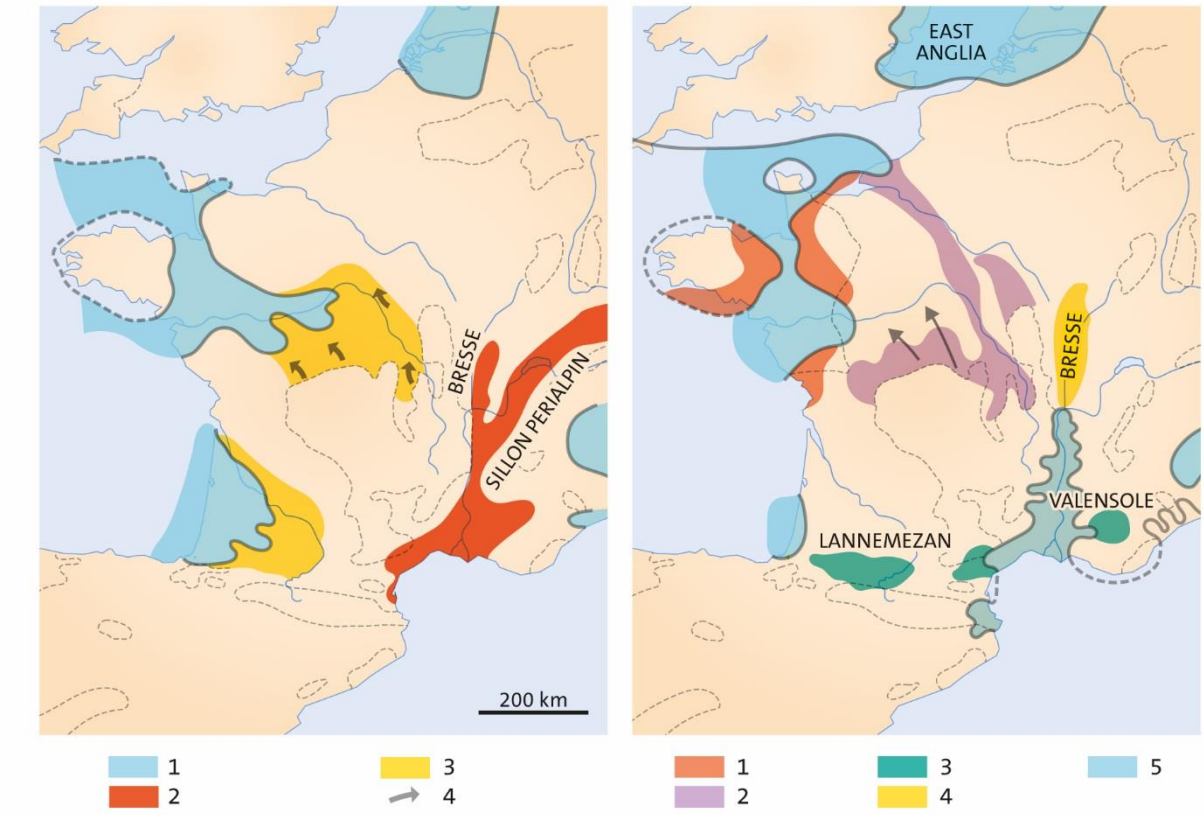


Fig. 100 - Schéma paléogéographique de la France au Miocène (figure de gauche) et Pliocène (figure de droite) (d'après J. Debelmas, 1974)

Gauche : 1 - Formations marines ; 2 - Fosse molassique périalpine ; 3 - Formations continentales ; 4 - Direction des courants.
Droite : 1 - Extension des sables rouges de Bretagne ; 2 - Sables granitiques du massif central ; 3 - Conglomérats de piémont ; 4 - Formations lacustres ; 5 - Formations marines.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

ÉVOLUTION TECTONIQUE AU QUATERNAIRE (coord. J.-J. Blanc et J. Collina-Girard avec la collaboration M. Dubar, P. Arlhac, E. Bonifay, D. Nury, M. Villeneuve, F. Fournier, R. Monteau)

Les dépôts quaternaires sont généralement mal datés (absolues ou paléontologiques). Les seuls niveaux datés sont les travertins et notamment ceux du Pleistocène ancien. C'est pour cette raison qu'ils servent de niveau repère temporel.

Phénomènes anté-travertins

Les travertins (datés de 1,7 Ma à 1 Ma) forment souvent des auvents, c'est-à-dire des cascades pétrifiées le long d'escarpements dont certaines peuvent être interprétrés comme des murs de faille. Les « regards » de ces escarpements étant tournés vers le SSW à la Viste, et vers l'Ouest à Saint-Julien, nous en déduisons des affaissements vers l'Ouest, c'est à dire vers l'actuelle baie de Marseille.

De fait, les bassins de l'Oligocène de Marseille et ceux du Miocène de Carry-le-Rouet sont séparés par une flexure NW-SE mise en évidence par L. Pantaine (2010). Cette flexure est vraisemblablement anté-quaternaire puisqu'elle limite vers l'Est les unités sismiques attribuées en mer au Miocène post-rift

(Burdigalien à Tortonien) (Oudet, 2008 ; Tassy *et al*., 2012). D'autre part, on remarque qu'il n'y a pas, à l'affleurement sur les rivages émergés de la baie de Marseille, de dépôts du Pliocène alors que ceux-ci existent à l'affleurement à l'Ouest, dans le delta du Rhône, ainsi qu'à l'Est, entre La Ciotat et Nice. Par ailleurs, le Pliocène a été observé à Marseille en bordure du plateau continental (Froget, 1966) et dans les canyons de Bandol et Cassidaigne (Tassy, 2012)

Phénomènes syn- et post-travertins

Au Pléistocène, des failles syn- (Dubar, comm. pers.) et post-sédimentaires (D. Nury, comm. pers.) affectent les travertins. Certains auteurs leur attribuent l'étagement du travertin de la Viste, qui atteint 191 m d'altitude à Fontaigneu et seulement 40 m au Cap Janet. En revanche, certains auteurs attribuent ces différences d'altitude au mode de dépôt des travertins. Il est probable que les deux effets ont pu se conjuguer.

Au Gunz-Mindel (1,4 à 200 000 ans) aucun indice tectonique significatif ne peut être détecté faute de dépôts.

Au Riss (200 000 ans), la grotte des « trémies » (massif des Calanques) contenant des éclats de silex préhistoriques, et aujourd'hui immergée sous 10 m d'eau, indique un affaissement relatif du littoral (régression).

À l'Éemien (~125-130 000 ans), un niveau de plage situé a +5 m est bien identifié sur tout le pourtour méditerranéen, mais n'a jamais été observé dans la région de Marseille. E. Bonifay, J.-J. Blanc, M. Dubar et J. Collina-Girard (com. pers.) attribuent cette absence à un effondrement de la zone littorale du massif des Calanques qui serait donc intervenu postérieurement à ~125 000 ans.

Au Wurm (~100 000 à 12 000 ans BP), la glaciation (dite « wurmienne ») débute vers 100 000 ans et c'est vers la fin de cette glaciation que la grotte Cosquer est fréquentée : une première fois vers 27 000 ans BP et une seconde vers 18 000 ans BP. La phase ancienne (Gravettien) est caractérisée par des mains dessinées au pochoir. La phase récente, contemporaine du dernier maximum glaciaire (18 000 ans BP), par de nombreuses figurations animales (chevaux, bouquetins etc.). Entre ces deux périodes, le cisaillement des piliers stalagmitiques provoque un glissement du plafond de la grotte vers le SE. Cet événement aurait-il pu être initié par un séisme (cf. *infra* la section sur la grotte Cosquer pour plus de détails) ?

De 14 000 ans à l'époque préhistorique se déroule une période de stabilité tectonique. Selon J. Collina-Girard (1992) les encoches liées aux remontées du niveau de la mer dans la période interglaciaire sont au même niveau en Provence, en Corse, à l'île d'Elbe et ailleurs dans le monde (ex. Guadeloupe). Cela suggèrerait qu'il n'y a pas eu de mouvements verticaux significatifs pendant cette période sur de vastes zones. Ceci est difficilement compatible avec l'existence d'un « rebond post-glaciaire » lié à l'isostatie commun à l'ensemble des zones précédemment englacées, ainsi qu'à l'occurrence d'une tectonique alpine active sur une large partie du littoral méditerranéen.

Au Sub Boréal (Holocène, 8 000-3 500 ans) des éboulis littoraux à Cassis et dans la grotte de Riaux (Estaque) sont peut être liés à des mouvements tectoniques le long de failles.

À l'époque hellénistique et romaine, des effondrements de la falaise du Soubeyran pourraient être lies à d'anciennes failles E-W qui, de normales au moment de l'ouverture de la mer Ligure seraient devenues inverses à une époque non determinée (fig. 101), mais probablement en liaison avec la mise en compression de marge nord-ligure (Chaumillon *et al.*, 1994).

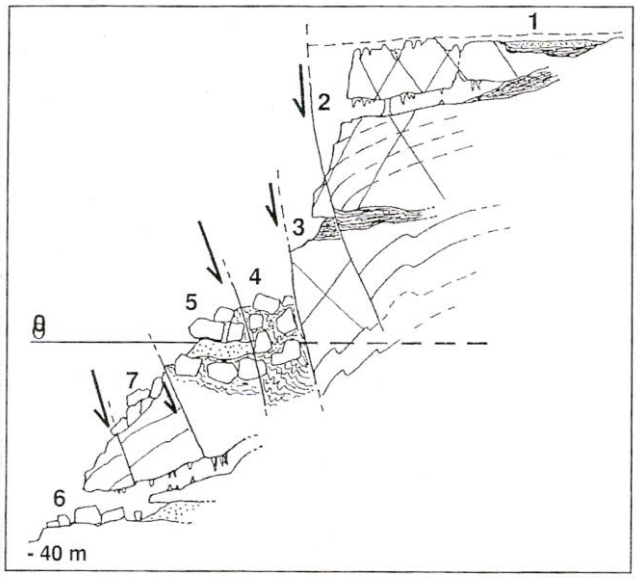


Fig. 101 - Failles inverses sur le flanc sud du massif des Calanques, d'après J.-J. Blanc (2012)

0 - Niveau actuel de la mer ; 1 - Surface d'érosion du Miocène inférieur ; 2 et 3 - Hauts réseaux colmatés, spéléothèmes et argiles, silts rouges ; 4 - Zones effondrées les plus anciennes ; 5 - Écroulement pléistocène S.L ; 6 - Réseaux sous-marins pénétrables ; 7 - Prolongements d'éboulements sous la mer.

Ces failles inverses pourraient induire des surélévations du massif des Calanques et, corrélativement, des abaissements dans les parties marines. D'autre part, les vestiges du port grec du Lacydon sont à une altitude de 1 m alors que le niveau de la mer est monté de 10 m depuis cette époque. Il y aurait donc eu une élévation locale dans ce secteur.

À l'époque moderne, la carte de l'aléa sismique classe le territoire de la feuille Aubagne-Marseille comme une zone à séismicité très faible mais non nulle. La plupart des séismes recensés se sont produits dans la partie nord (Gardanne, Mimet, Gémenos, Sainte-Baume), mais leurs magnitudes sont très faibles (1 à 2,4).

Suite à la mise en évidence, par P. Weydert et D. Nury (1973), de failles ayant affecté les alluvions de l'Huveaune, des observations de M. Villeneuve et D. Nury, effectuées dans vasières datant de l'époque romaine (Magnin, comm. pers.) situées non loin de Dromel, ont révélé l'existence de décrochements dextres sur des fractures orientées à N20° (photo 6).

Contrairement à la région située à l'Ouest de la faille de la Durance, où la sismicité est très active, les indices d'activité néotectonique dans le secteur de la feuille Marseille-Aubagne sont très rares : soit que l'activité ait été nulle depuis le Pléistocène moyen, soit que les études sur la cinématique des failles postérieures aux travertins fassent défaut.

D'après les données disponibles, le schéma des contraintes que l'on peut construire, bien qu'évidemment incomplet, montre une contrainte dominante orientée NNE, et par conséquent plus alpine que durancienne (Philip, 1987).

De fait, il y a trop peu d'informations sur la cinématique (absence de stries, de sens des mouvements, etc.) des failles rapportées au « Quaternaire » pour que l'on puisse tirer des conclusions valables. Une étude microtectonique plus poussée serait donc nécessaire.

Photo 6 - Marnes déformées du stade Vélodrome (environ 2 000 BP) (photo M. Villeneuve)

SISMICITÉ ET NÉOTECTONIQUE EN PROVENCE (M. Villeneuve)

Les risques tectonique et sismique entrent dans la catégorie des « risques géologiques majeurs ». La région PACA étant trés peuplée et réputée sismogène, les recherches dans ce domaine ont été importantes.

Pour évaluer ces risques, différents outils ont été développés : 1) la **sismicité** qui enregistre les secousses, 2) la **sismotectonique** qui détermine les contraintes exercées lors d'un séisme, 3) la **microtectonique** qui, couplée aux mesures de GPS, définit l'état des contraintes à l'échelle de la région. L'ensemble de ces données permet d'évaluer « l'aléa sismique » propre à une région.

La sismicité

On distingue plusieurs types de sismicité : une sismicité instrumentale, une sismicité historique et une paléosismicité, qui consiste à chercher la trace des séismes anciens par l'étude de terrain.

Plusieurs types de capteurs sont utilisés en sismicité instrumentale : sismomètres courte période, sismomètres large bande ou accéléromètres.
Plusieurs réseaux de sismomètres sont implantés dans la Région PACA :

– SISMALP est un réseau très dense de sismomètres courte période installés dans les Alpes ;

– ASTER (départements 06 et 13) ou « SISMO des écoles », est géré par Géosciences Azur pour le réseau des Alpes Maritimes et par le CEREGE pour le réseau des Bouches-du-Rhône ;

– RAP (Réseau Accélérométrique Permanent) est une opération de la Délégation aux Risques Majeurs ;

– BRGM. Le Service d'Aménagement et des Risques Naturels du BRGM de Marseille, gère également 3 stations accélérométriques en Provence (vallée du Rhône et Baronnies) ;

– OBS regroupe des stations d'observation en mer implantées en 1994 par l'observatoire océanologique de Villefranche-sur-Mer. Celles-ci sont au nombre de 5 depuis 1998.

– Réseau Durance de l**'IPSN** (Cadarache) comprend : 17 stations « courte période » installées autour de la faille de la Moyenne Durance entre 1992 et 1996.

La fig. 102 montre la répartition des stations sismiques en Provence.

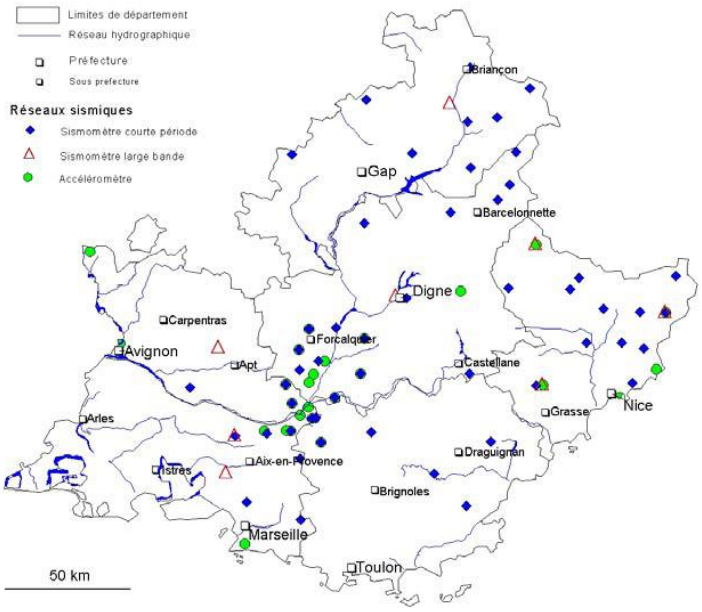


Fig. 102 - Réseau des stations sismique en PACA (Source BRGM)

Les données obtenues montrent que la sismicité (fig. 103 et 104) se concentre : 1) sur les Alpes, 2) sur la faille de la Durance, 3) sur la partie de la Provence située à l'Ouest de cette faille, 4) sur la zone du Verdon et l'arc de Nice.

Selon ces données, le périmètre de la carte Marseille-Aubagne n'est sismiquement actif qu'au niveau du plateau continental.

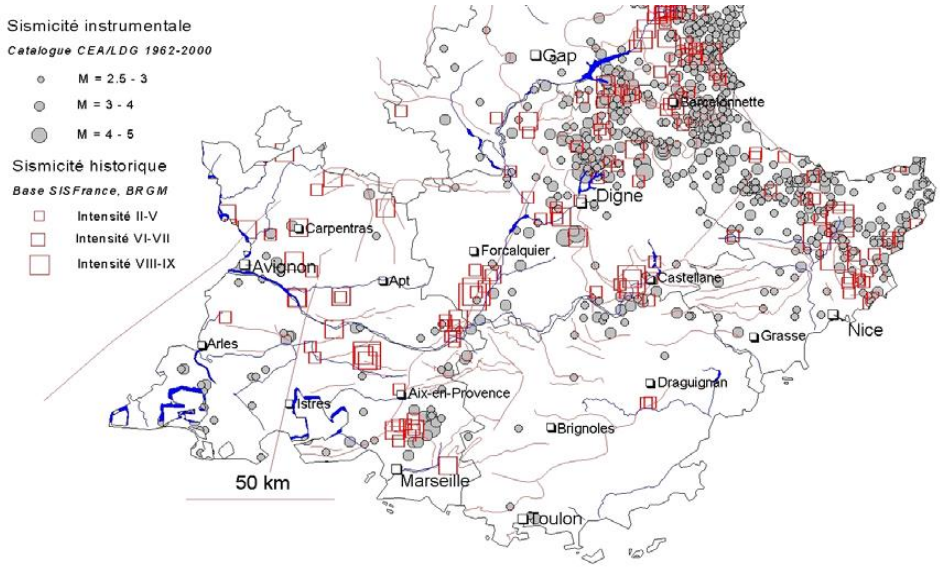


Fig. 103 - Les principaux séismes en PACA (Source BRGM)

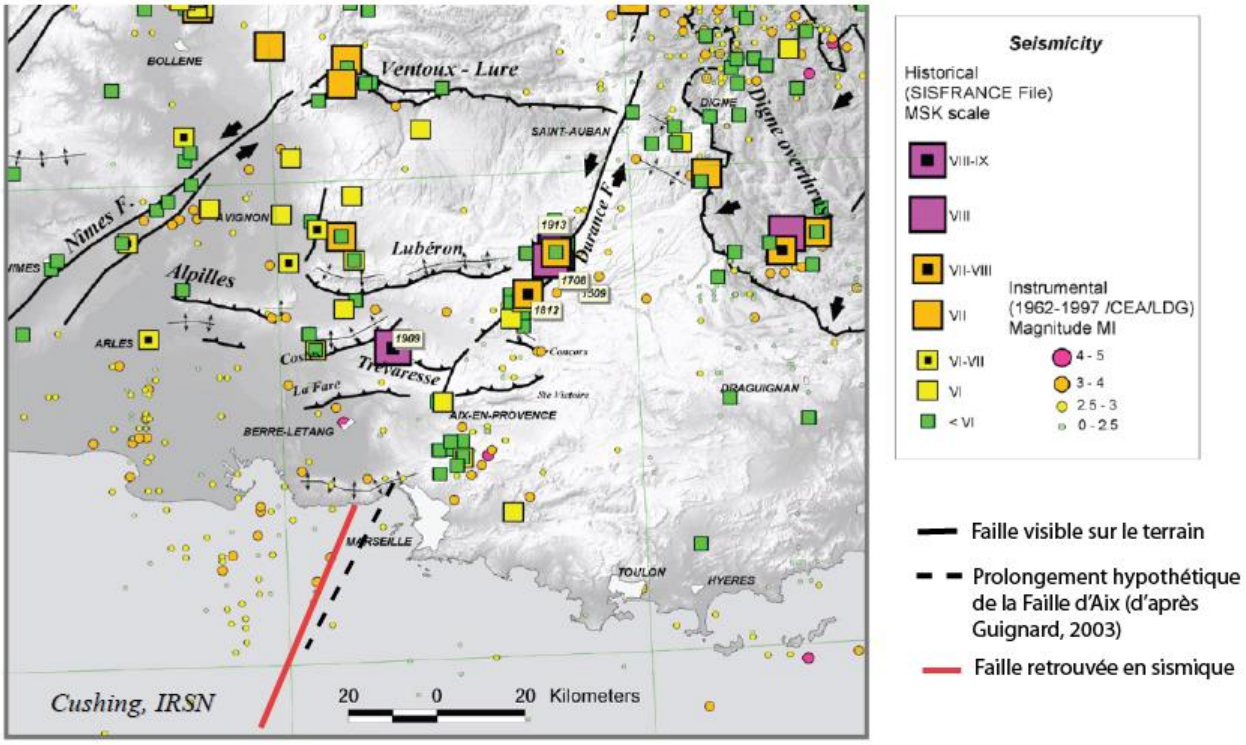


Fig. 104 - Faille de la Moyenne Durance et faille d'Aix et leur hypothétique prolongement (modifié d'après M. Cushing *et al.*, 2004)

Des informations complémentaires sur la sismicité locale sont données dans le chapitre « Géologie de l'Environnement ».

Les contraintes tectoniques et géodésiques

La contrainte déterminée *in situ* sur la faille d'Aix, au Nord de Marseille (Grellet *et al.*, 1993), est globalement orientée N-S (NNW-SSE), ce qui est en accord avec la trajectoire des contraintes déterminée par H. Philip (1987), en Méditerranée, et par P. Arlhac *et al.* (1987) en Basse Durance.

Depuis les années 1990, l'emploi du GPS bi-fréquence pour mesurer des mouvements de l'ordre du centimètre, voire du millimètre/an, s'est généralisé. Un réseau de mesure a été installé dans le grand Sud-Est (fig. 105) dont les premiers résultats obtenus aux niveaux de la Provence ne sont pas cohérents.

En définitive on peut retenir que la sismicité et la néotectonique sont plus actives dans l'arc alpin ou dans l'Ouest de la Provence que dans la zone comprise entre la faille de la Durance et les gorges du Verdon. L'explication pourrait être que les contraintes agissent plus facilement là ou la « couche savon » du Trias est la plus épaisse et la plus régulière. Au contraire, dans la zone à l'Est des Bouches-du-Rhône ou du Var, la couche triasique originellement peu épaisse et ultérieurement broyée et déchiquetée par les événements tectoniques pyrénéo-provençaux a moins facilité le déplacement de la couverture sédimentaire post-triasique. Notons toutefois que l'absence de manifestation sismique dans cette zone ne signifie pas qu'elle ne soit soumise à aucune contrainte tectonique.

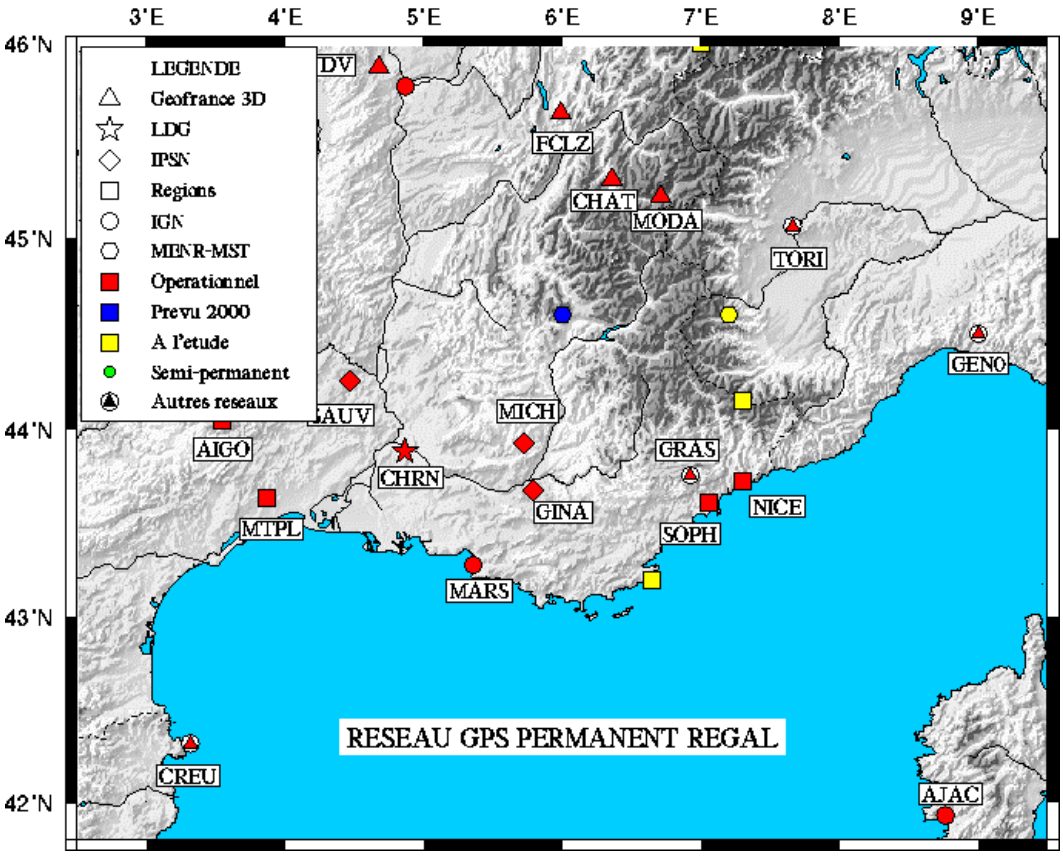


Fig. 105 - Réseau de stations GPS permanentes dans le Sud-Est (Calais *et al.*, 2000)

GÉOLOGIE DE l'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DES SOLS (C. Arnal)

Identité administrative

Superficie. Le périmètre de la carte Aubagne-Marseille couvre une superficie d'environ 695,3 km².

Cadre administratif. Il s'étend sur 16 communes des Bouches-du-Rhône et 3 communes du Var (Saint-Zacharie, Riboux, Plan d'Aups).
Population. En 2009 la population était de 1 036 450 personnes, avec une densité moyenne de 741,3 habitants/km². L'agglomération marseillaise occupe 35 % du périmètre et accueille 82 % des habitants pour une densité moyenne de 3 535 hab/km². La population est donc très majoritairement urbaine.

Remarque : la densité de population nationale noyenne est de 600 hab/km² et pour Paris intra muros de 21 196 hab/km².

Un périmètre majoritairement occupé par Marseille Provence Métropole (MPM). Le périmètre de la carte comprend 10 communes faisant partie intégrante de Marseille-Provence Métropole (MPM), soit les bassins de vie Centre et Est. « À l'échelle internationale, européenne comme nationale, ce territoire est à la croisée des grands axes de circulation nord-sud et est-ouest. Son aéroport de rang international et la « Ligne

à Grande Vitesse Méditerranée » en sont des éléments clefs. L'accessibilité reste au cœur des dynamiques territoriales (MPM, SCOT).

Urbanisation

Marseille : un fort étalement urbain

L'agglomération (continuité du bâti) comptait 1 560 343 habitants en 2008. Marseille connaît une croissance démographique soutenue depuis les années 2000, et s'affirme comme la deuxième commune de France après Paris et devant Lyon. Elle absorbe depuis peu la commune de Saint-Zacharie (Var), alors que La Ciotat est rattrapée par l'agglomération de Toulon. L'aire urbaine de Marseille-Aix-en-Provence s'illustre par une expansion significative de son pôle vers l'Ouest, lequel entoure désormais l'étang de Berre. L'Aire urbaine concentre 35 % de la population régionale (2008) contre 33 % en 1999.

Répartition sectorielle des activités

L'agglomération Marseillaise accueille la majorité des activités industrielles et commerciales du périmètre. Le Port de Marseille accueille des activités industrielles et commerciales (transports, commerce, transit, conteneurs, services divers etc.) qui se localisent à proximité des infrastructures portuaires et le long des axes routiers et ferroviaires structurants. Les transactions industrielles se font sur l'extension du « port autonome de Marseille » à Fos-sur- mer, tandis que le port de Marseille lui-même se spécialise dans les croisières et le transport de passagers (en 2011, Marseille a accueilli plus de 800 000 passagers, 36 opérateurs et 62 navires, dont 17 escales inaugurales).

Infrastructures routières

Le transit de marchandises se fait très majoritairement par la route, sur les axes desservant la ZIP de Fos-sur-Mer (D268, N568, N544), le chemin de fer représentant 13% du transit et le transport fluvial 6 %, (GPMM1, 2006). Cependant, elles demeurent encore insuffisantes au développement à l'échelle européenne et internationale de la région. De nombreux projets sont actuellement en cours.

Activités

Activités portuaires

Le Grand Port Maritime de Marseille (GPPM) est le premier port français, cependant il n'est que le 5e port européen en tonnage. Le déplacement des activités portuaires vers Fos-sur-Mer a demarré en 1968 par la création de la ZIP de Fos-sur-Mer, les activités industrialo-portuaires se sont déplacées vers l'Ouest au fur et à mesure de l'accroissement du nombre et du gabarit des navires et du besoin d'espace pour les activités logistiques. L'augmentation des capacités d'accueil du Port de Marseille a donc provoqué une extension particulièrement importante de la zone portuaire, et un glissement des activités de traitement de marchandises et d'hydrocarbures hors de Marseille.

L'essentiel des activités industrialo-portuaires se concentre aujourd'hui sur le golfe de Fos (ZIP de Fos-sur-Mer) et les nouveaux bassins dits « Ouest ». Le GPMM s'étend sur une surface et une longueur littorale très importante. Cependant, il est très peu densément occupé. L'activité principale des anciens bassins du port de Marseille est aujourd'hui la croisière, avec la construction d'une nouvelle gare maritime. Ce déplacement des activités génère une spécialisation fonctionnelle des bassins du Port de Marseille-Fos.

Construction. Le Projet urbain Euro-méditerranéen

Le projet Euroméditerranée, lancé en 1995, engage la réhabilitation d'un périmètre de 480 hectares dans le centre de Marseille, entre le port de commerce, le Vieux-Port et l'actuelle gare TGV. Ce qui en fait la plus grande opération de rénovation urbaine d'Europe.

Extraction de matériaux

En 1999, on décomptait 17 sites d'extraction de matériaux sur les communes de Marseille (11 sites), Cassis (2 sites : La carrière de Comte pour cimenterie et la carrière de Port Miou pour pierres de construction), La Ciotat (2 sites), Aubagne (1 site) et Roquefort-la-Bédoule (1 site). À Roquefort-la-Bédoule, sur la route de Cassis, le lieu-dit les Fourniers comprend une ancienne carrière qui semble servir actuellement de décharge, à proximité d'une station d'épuration et d'anciennes activités de cimenterie et d'usine à chaux.

Agriculture

Espaces agricoles en dangers.

Pendant de trop longues décennies, les terrains agricoles sont de fait restés l'espace privilégié du développement des besoins d'urbanisation, comme en témoigne la progression vertigineuse de « l'artificialisation des sols » (AGAM, 2013). Les surfaces artificialisées représentent 19,1 % à 48,3 % des sols du périmètre, et de 48,3 % à 80 % sur les deux agglomérations de Marseille et Aubagne. L'étalement urbain s'est fait majoritairement dans les plaines au détriment des espaces agricoles et la très grande majorité des terres arables a disparu. Le maintien, voire le développement, des espaces agricoles est aujourd'hui un enjeu central des politiques d'aménagement du territoire en termes économiques, sociaux et paysagers.

Surface Agricole utile (SAU). La part de la SAU est relativement faible, et ne représente que moins de 6 % de la superficie des cantons du territoire. Seuls les cantons du Nord-Ouest disposent de 6 % à 14,1 % de SAU.

Répartition sectorielle de la SAU

La Provence est le berceau antique de la viticulture. Le vignoble, et les vergers occupent les surfaces les plus importantes de la SAU, jusqu'à 10 % des SAU des cantons. Les vignobles d'appellation Provence sont Cassis, Côtes-de-Provence Sainte-Victoire et Palette. L'horticulture, les oliveraies, des cultures industrielles et céréalières occupent respectivement moins de 5 % de la SAU des cantons du périmètre.

Les exploitations agricoles sont de petite taille et ne dépassent pas les 25 hectares. Les sols sont majoritairement occupés par du vignoble et des terres arables (autres que serres, zones à forte densité de serres et rizières). Les oliveraies, les territoires principalement occupés par l'agriculture avec présence de végétation naturelle et les zones à forte densité de serres, sont présents mais ne représentent qu'une faible part de l'occupation des sols.

Espaces naturels

Surfaces naturelles

Les surfaces naturelles représentent la surface la plus importante du périmètre, soit globalement 71,8 % à 88,3% de l'occupation des sols des cantons du périmètre. Seules les deux grandes agglomérations ne comprennent qu'une faible part de surfaces naturelles (31,2 %).

Typologie des espaces naturels

Les forêts de conifères représentent la majorité des forêts du territoire. Les forêts de feuillus sont très présentes également et les forêts mélangées existent en moindre quantité. Les maquis et garrigues occupent

une part importante des surfaces naturelles, ainsi que les forêts et végétation arbustive en mutation et les pelouses et pâturages naturels. À proximité des centres urbains se localisent de nombreuses zones de végétation clairsemée. Le littoral naturel comprend des plages et des dunes de sables et des roches nues.

Environnements remarquables. Le massif de la Sainte-Baume, la vallée de l'Huveaune, le Massif des Calanques, le bassin de Marseille disposent d'espaces naturels remarquables.

Le Parc National des Calanques. Il se situe aux environs immédiats de l'agglomération marseillaise, il en est le principal espace vert, dans une ville qui en compte très peu. D'une superficie globale de 152 400 ha (dont 93 % de mer), il est le seul parc national à la fois continental, marin et périurbain d'Europe, et également le 10e parc national français. Érigé le 18 avril 2012 en Parc National, l'ancien Groupement d'Intérêt Public (GIP) des Calanques accueillait, en 2011, 1,3 millions de visiteurs par an. Des activités multiples s'y déroulent, activités sportives et touristiques qui impliquent des aménagements de type logement et accès routiers.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE ET SITES POLLUÉS (M. Villeneuve)

Éléments de géotechnique

La géotechnique est la « Techno-science » consacrée à l'étude pratique de la surface terrestre sur laquelle notre action directe est possible pour son aménagement et/ou son exploitation, lors d'opérations de BTP (génie civil, bâtiments, carrières), d'eaux souterraines (exploitations, drainage) et de prévention des risques naturels (source Wikipedia).

Les disciplines scientifiques sur lesquelles est fondée la géotechnique sont la géologie et la géomécanique, tandis que les disciplines pratiques sont les techniques du BTP et l'informatique.

Si la géomécanique peut être appréhendée par des essais en laboratoire, la connaissance géologique du sous-sol dépend beaucoup des interprétations faites à partir des données de surface, des forages et des investigations sismiques.

Cette partie ne portera que sur les aspects strictement géologiques de la géotechnique. On distingue ainsi deux grands ensembles : la partie « montagne » et la partie « bassin », qui se partagent à parts à peu près égales le territoire de la carte.

Qualité du substrat

La partie montagneuse est relativement bien connue, du point de vue de la composition des roches comme de celui de leur structure.

Les risques sont donc bien maîtrisés, sauf en ce qui concerne la fracturation qui peut induire des faiblesses mécaniques, comme c'est le cas à Carnoux ou une partie des habitations est perchée sur une faille bordière susceptible de s'ébouler. Les autres risques géotechniques sont les cavités karstiques, qui peuvent s'effondrer (comme à l'Essaidon), ou les falaises argileuses de la bordure du bassin du Beausset (La Bédoule, Cassis). Mais les risques majeurs sont les effondrements lies aux cavités issues de la dissolution des gypses et des évaporites du Keuper (Trias). Ce risque se localise dans les bandes triasiques de L'Huveaune, de la Salette et de Pichauris. Ces zones sont donc à surveiller plus particulièrement.

En règle générale, les parties montagneuses, solidement armées par des barres calcaires, présentent peu de dangers et de surprises pour les constructions, si l'on tient compte des failles, des pendages de couches et des glissements banc sur banc qu'ils peuvent induire. De plus ces zones montagneuses sont relativement

peu peuplées et on y trouve très peu de grands ouvrages, hormis les autoroutes, les carrières, les tunnels ferroviaires ou les décharges.

La partie bassin est plus complexe et beaucoup moins connue. Or, c'est là que se concentre la population et c'est là que l'on trouve les grands ouvrages, et notamment les « émissaires » ou le réseau du métro.

Par ailleurs, la connaissance strictement géotechnique du bassin oligocène souffre de deux manques :

– un déficit de forages. Ceux-ci sont nombreux dans la bande superficielle (20 à 50 m), mais sont beaucoup moins fréquents dans les zones de plus de 100 m. Ainsi, aucun forage effectué dans l'agglomération de Marseille n'a atteint le substratum calcaire du Secondaire ;

– l'absence de profil sismique, hormis ceux effectués en mer dans la baie de Marseille (Pantaine, 2010).

La carte géologique de 1969 reste la référence actuelle des bureaux d'étude et reprend en grande partie l'édition de 1935 pour sa partie « Oligocène ». Or des avancées très significatives ont été réalisées depuis dans la connaissance des bassins, en particulier grace aux travaux de D. Nury (1988) et autres données que la présente édition permettra de mettre à disposition des professionnels et du public.

Données géologiques

Sédimentologiquement ces bassins sont remplis par du matériel continental lacustre ou fluvio-lacustre dont les faciès varient rapidement. La quadrilogie « calcaires, poudingues, grés, argiles » n'est pas une séquence unique sur 1000 m de puissance recouvrant l'ensemble des bassins, mais une suite de plusieurs dizaines de séquences de base se répétant comme dans un « mille feuilles ». Cette disposition est due à l'emboitement des cônes alluviaux qui allimentaient les parties méridionales des fossés. Les poudingues et les brèches constituent des lentilles de faible étendue latérale.

De plus, il y a dissymétrie totale de la sédimentation entre des remplissages nord, principalement calcaires, et des remplissages sud, principalement détritiques.

Structuralement, les trois bassins définis (Jarret, Prado et Aubagne) présentent des remplissages et évolution différents. La partie inférieure (*Rupélien inférieur à supérieur*) est déformée en anticlinaux et synclinaux, avec parfois des stratifications verticales, tandis que la partie supérieure (*Rupélien terminal à Chattien terminal*) est subhorizontale et donc discordante sur la partie inférieure.

D'un point de vue géotechnique, il faut donc tenir compte de quatre facteurs principaux :

– la nature des roches encaissantes qui détermine la qualité du le substrat ;

– l'environnement sédimentaire qui indique les zones à fort ou faible écoulement d'eau ;

– les pendages stratigraphiques et la fracturation qui induisent des faiblesses dans le substrat ;

– les reliefs qui accentuent les risques de glissements de terrain ou d'éboulements.

Caractéristiques mécaniques des roches du bassin

Le tableau 3 tiré de l'ouvrage B. Dellery et B. Gaudin (1977) montre les caractéristiques mécaniques des differentes roches de l'Oligocène. Il s'agit des valeurs moyennes obtenues par essais de cisaillement direct sur une soixantaine d'echantillons.

NATURE	Type	Pds specifique apparent sec g/cm³. moyenne / écart type	Teneur en eau W %. moyenne / écart type	Résistance en compression simple Rc. bar moyenne / écart type	CISAILLEMENT bar C à court terme	CISAILLEMENT degré Ø à court terme	CISAILLEMENT bar C' à court terme	CISAILLEMENT degré Ø' à court terme	Oedomètre Indice de compressibilité.	Module bar	
Poudingues Grès	1	2,30 0,12	7,4 1,8	140 84						50.000 à 400.000	
Grès marneux Marnes gréseuses	2a	2,15 0,12	9,8 2,9	35 18						3.000 à 6.000	
Marnes sableuses et silteuses compactes	2b à 2c	1,92 0,09	15,5 2,4	21 10,5						1.000 à 3.000	
Marnes argileuses Marnes argileuses à passées ligniteuses Marnes sableuses.	3b à 3c	1,80 0,09	18,9 3	7,2 3,6	1 à 2,5	0°	0	30°	3b : 0,03 à 0,06	500 à 1.000	
Sables marneux	4a	1,80 0,1	18,8 2,40	cohésion Scis. 0,5 à 1,5	0,4	20°	0	30°	0,040 à 0,080	200 à 500	
Sables crus parfois légèrement grésifiés Graviers sableux	5b 5a	1,76 0,11	18 3,40				0	35°	0,030 à 0,040	700 à 3.000	
Remblai : vase, limon argileux ou sableux	4b	1,00 à 1,60	20 à 50	< 1 bar	< 0,5	0°	0	30°	0,20 à 0,50	< 30	Terrain rencontré au S 325 (vieux Port).

Tabl. 5 - Tableau synthétique des caractéristiques moyennes des différents terrains (Dellery et Gaudin, 1977)

Zonage pétrographique

En fonction de cette nouvelle édition de la carte Aubagne-Marseille, nous avons defini huit zones aux caractéristiques géotechniques différentes au sein des aires de bassin :

– ***la zone des calcaires de la bordure nord du bassin du Jarret*** qui est relativement stable pour les constructions, mais perméable pour la circulation d'eau. Ces formations sont de bons réservoirs pour l'eau, mais également pour les pollutions. Il en est de même pour la zone des Camoins et les bordures du bassin d'Aubagne ;

– ***la zone des marnes et calcaires*** de Piedrauty, sorte de « cul de sac » du bassin du Jarret, en direction du logis Neuf. C'est une zone à terrains instables, mais aussi une zone inondable ;

– ***les zones à dominante de marnes et argiles à pendages inclinés***. C'est le cas du bassin du Prado, jusqu'à Saint-Marcel. Ce sont des zones faciles à creuser, mais qui retiennent l'humidité et sont donc facilement inondables. Dans les secteurs plats (parc du centenaire et quartier du Prado), il y a peu de risques de glissement de terrain, mais lorsqu'apparaissent des reliefs et en période pluvieuse, les argiles à fort pendage peuvent induire des glissements de terrain. Tel fut le cas au lotissement de La Valentelle, en 2001. Ces argiles provoquent également des phénomènes de retrait-gonflement dont il faut tenir compte lors de la construction. Elles nécessitent ainsi d'être stabilisées par des bétons projetés ;

– ***les zones argileuses à pendages horizontaux***. Elles constituent des zones inondables qui peuvent provoquer des glissements de terrain le long des falaises et dans les zones très découpées. C'est le cas dans les carrières de Saint-André – Saint-Henri, à Saint-Antoine et à la porte d'Aix. Ailleurs (Joliette, Barbusse, etc.), les reliefs sont trop faibles pour générer des glissements. Dans ces zones argileuses, les risques de gonflement sont également importants ;

– ***les zones des poudingues à fort pendage***. Comme pour les argiles de la zone précédente, le risque de glissement de terrain dépend du relief. Les secteurs de la Valentine, des Comtes, de la grande Bastide Cazeaux ou de la Blancarde sont les plus exposés. Lorsqu'ils sont enterrés ces terrains détritiques (argiles,

grés, poudingues) présentent un faible risque de glissement. Les risques d'inondations sont locaux, circonscrits aux zones où les poudingues sont enrobés dans des niveaux argileux. Mais globalement, comme l'ont signalé B. Dellery et B. Gaudin (1977), la probabilité de présence d'aquifères importants est limitée ;

– ***les zones à Poudingues horizontaux***. En général ils drainent bien la circulation des eaux et sont peu susceptibles de glissements. Par contre, les éboulements liés à l'érosion le long de falaises bordant des tracés (voie ferrée, tranchés de l'autoroute nord, tranchées du centre commercial du Merlan, etc.) peuvent provoquer des interruptions du trafic ;

– ***les travertins***. Ils forment de hauts plateaux très solides aux Aygalades, à la Viste, à Saint-Julien et à Saint-Barnabé. Ils forment des socles rigides et bien drainés. Les seuls risques sont le minage du substratum argileux ou sableux par les pluies (c'est le cas aux Borels), ou bien la fragmentation induite par le creusement des caves d'immeubles qui en entament la cohésion. C'est actuellement le cas à la Viste ;

– ***les brèches et vasières du Quaternaire***. Les sédiments quaternaires sont généralement meubles et peuvent se déliter facilement. Parmi ces sédiments, se trouvent les marnes et sables des anciennes vasières et marécages, qui rendent les terrains facilement inondables.

Sites pollués

Nous ne parlerons ici pas des trop nombreuses décharges sauvages qui longent les clôtures des ensembles immobiliers, des voies de communication ou des artères privées abandonnées.

La plupart des secteurs durablement pollués sont liés aux anciens sites industriels ou carrières, notamment les nombreux fours à chaux exploités au XX^{e} siècle.

Quelques sites ont été récemment restaurés ou sont en cours de restauration :

– ***à Aubagne,*** Couleurs Paris (pigments et peintures) et Softal (aluminium et huiles) ;

– ***à La Penne sur Huveaune***, Total Cofidep (chimie) ;

– ***à Marseille***, aux Aygalades, Alusuisse Lonza (décharge de boues rouges), à l'Estaque, Arkema Retia (produits chimiques) et Metaleurop (minerais), dans la vallée de l'Huveaune, Blanc de zinc (pigments de zinc), Marseille Aménagement (fonderies), à l'Escalette, SMPI (Plomb), Conseil General (Crassier, fonderie), à Samena-Montredon , Legree Mante (Chimie), Conseil General (fours à chaux), à Mourepiane, DPM (ancien dépôt de carburant visé par les attentats du FLN), à Marseille Nord, AF2M NHR (Huileries), à Marseille centre, Joseph Lassailly (distillation), Gaz de France (Gaz), Française des Naphtes (huiles, graisses, hydrocarbures), JEFCO (peintures, solvants), VALGO (peintures, métaux).

Au cours de nos recherches sur le terrain, nous avons relevé d'anciens sites de stockages de produits chimiques non répertoriés, comme par exemple le « vallon des Baumettes » (résidus d'hydrocarbures et de potasse en provenance des savonneries) ou le vallon du Fangas, au Redon (résidus des fours chaux).

L'inventaire, dans ce domaine, est loin d'être exhaustif.

Mouvements de terrain (N. Marçot)

Le mouvement de terrain est un déplacement plus ou moins brutal du sol ou du sous-sol. Il est principalement dû à des processus lents de dissolution ou d'érosion, favorisés par l'action de l'eau, du vent et de l'homme (carrières, mines etc.).

Ce risque peut être classé en 4 familles :

– affaissement, effondrement, tassement par retrait (carrière souterraine de gypse, de soufre…) ;

– éboulement, écroulement, chute de blocs, érosion (front de falaise…) ;

– glissement, fluage, coulée de boue (carrière d'argile…) ;

– ravinement.

On recense, sur le territoire de la présente carte, une centaine d'événements historiques (tous types de phénomènes confondus).

En ce qui concerne les chutes de blocs et les éboulements, ils se trouvent principalement au sein des grands massifs calcaires comme les Calanques, la Sainte-Baume et l'extrémité sud du massif de l'Étoile. Il faut également ajouter les instabilités de falaises côtières, notamment dans les Calanques (Marseille, Cassis) et au Cap Canaille, ainsi que sur le littoral de Marseille Sud, entre les quartiers de la Pointe Rouge et les Goudes. Un éboulement de plusieurs tonnes a eu lieu le 5 février 2006 dans la Calanque des Pierres Tombées à Marseille, faisant une victime (photo 7).

Photo 7 - Éboulement du 5 février 2006 dans la Calanque des « Pierres Tombées » (Marseille) (photo N. Marçot)

Les effondrements de terrain, notamment ceux liés à l'effondrement d'une cavité souterraine, correspondent à des mouvements gravitaires à composante essentiellement verticale. Ils résultent d'une rupture de la voûte et/ou d'un pilier d'une cavité souterraine, naturelle ou artificielle, sans que le foisonnement des terrains sus-jacents soit suffisant à stopper la « montée de voûte ». Le phénomène d'affaissement peut constituer un

mouvement annonciateur d'un effondrement. On dénombre environ 450 cavités naturelles sur le territoire de la carte.

Des formations susceptibles d'avoir été exploitées en carrières souterraines sont identifiées sur le territoire de la carte. Sont notamment concernés des quartiers de Marseille : Corbière, Fondacle, les Caillols, la Valentine, les Trois Lucs et les Camoins, ainsi que la commune de Roquevaire. La présence et/ou l'exploitation du gypse, qui se dissout en présence d'eau pour former des fontis, est une des causes féquentes des effondrements.

Par ailleurs, les massifs calcaires précédemment cités pour le risque d'éboulement se composent de formations calcaires susceptibles d'abriter des karsts formés par dissolution calcaire.

Le phénomène de glissement de terrain est également présent, au Nord et à l'Est de la ville de Marseille (Estaque, Camoins, vallée de l'Huveaune), ainsi qu'à Cassis, Roquefort-la-Bédoule et Plan d'Aups. On peut notamment citer le glissement de terrain de la Valentelle, en janvier 2001, qui a affecté un lotissement en occasionnant de sérieux dommages aux bâtiments.

Le phénomène de retrait gonflement des sols argileux affecte également le territoire de la carte, du fait de la présence d'argiles gonflantes. On citera notamment, comme ayant été qualifié avec un aléa fort, le Sud du quartier de Saint-Antoine à Marseille, ainsi que la Penne-sur-Huveaune et Roquefort la Bedoule, et, avec un aléa moyen, le centre-ville de Marseille et la Vallée de l'Huveaune. Près de 900 sinistres liés au phénomène de retrait-gonflement ont été répertoriés dans les secteurs précités.

Inondations (N. Marçot)

Une inondation est une montée des eaux, plus ou moins rapide, dans une zone habituellement hors d'eau. Le risque inondation est la conséquence de deux facteurs : 1) l'eau qui peut sortir de son lit habituel d'écoulement ou remonter en surface et 2) l'installation de l'homme dans une zone inondable où il édifie toutes sortes de constructions, d'équipements et d'activités. Toutes les communes situées sur la carte sont concernées par le risque d'inondation. Qu'il s'agisse d'inondations lentes ou de crues torrentielles. Marseille dispose d'un réseau hydrographique dense avec 3 rivières : l'Huveaune, le Jarret et les Aygalades, ainsi que d'autres ruisseaux annexes.

Il faut rajouter sur Marseille, le risque lié au ruissellement urbain dû à l'imperméabilisation des sols. Le centre-ville est le principal secteur concerné,

L'inondation majeure de l'Huveaune en 1978, et l'orage torrentiel du 19 septembre 2000, qui a provoqué l'inondation d'une partie de Marseille, a montré la vulnérabilité de la ville à ce type de risque.

Sismique (N. Marçot)

Un séisme provient d'une rupture brutale des roches. Il se traduit en surface par une vibration du sol. La faille active est la zone où se génère la rupture. Cette rupture peut se propager jusqu'à la surface du sol, on parle alors de « rupture en surface ».

Depuis le 22 octobre 2010, la France dispose d'un nouveau zonage sismique divisant le territoire national en cinq zones de sismicité croissante en fonction de la probabilité d'occurrence des séismes (articles R563-1 à R563-8 du Code de l'Environnement modifiés par les décrets n° 2010-1254 du 22 octobre 2010 et n° 2010-1255 du 22 octobre 2010, ainsi que par l'Arrêté du 22 octobre 2010). Le nouveau zonage sismique de la France est entré en vigueur le 1er mai 2011.

Aujourd'hui, le territoire de la carte de Marseille est situé en zone 2 (aléa faible, anciennement zone 1b). Seulement deux secteurs (extrémité sud des communes des Pennes-Mirabeau et de Septèmes-les-Vallons)

sont en zone 3 (aléa modéré). Le tremblement de terre de Provence du 11 juin 1909 à fait 46 morts et 250 blessés, et occasionné la destruction partielle de certains villages et d'une partie de la ville de Salon-de-Provence. C'est le séisme le plus catastrophique qu'ait connu la France depuis un siècle. L'épicentre du séisme était situé à 20 km au Nord de Marseille, entre Rognes, Lambesc et Saint-Cannat. Son intensité a atteint VIII-IX sur l'échelle MSK.

D'autres secousses ont frappé la région : les 28 mai 1985 (Io V) et 19 février 1984 (Io VI, magnitude 4,2) à Mimet, le 23 décembre 1934 à Vernègues et Salon-de-Provence (Io IV-V), le 12 décembre 1846 à Gémenos (Io VI), le 25 mars 1783 à Mallemort (Io VI).

Si Marseille et la zone couverte par la carte n'ont pas été à l'épicentre de seismes importants, il n'en reste pas moins que les secousses des seismes environnants ont été ressenties dans cette zone. Le seisme de magnitude 5,4 qui a eu lieu au large de la Corse le 7 juillet 2011 a été ressenti sur le littoral marseillais.

Tsunamis (M. Villeneuve)

Bien que la prévention des tsunamis ne soit pas une priorité sur la côte provençale, ce risque existe cependant. En effet, si la plupart des tsunamis ont lieu dans le Pacifique en relation avec les zones de subduction qui le ceinturent, entre 5 et 10 % des tsunamis mondiaux enregistrés depuis 1515 se sont produits en Mediterranée.

La plupart ont eu lieu en Méditerranée orientale, où ils sont la conséquence de la subduction de la plaque africaine sous l'arc Egéen.

Cependant, certains sont générés en Méditerranée occidentale par l'activite tectonique de failles actives en Afrique du Nord ou par des séismes dans la mer Ligure. D'autres enfin sont généres par des éboulements sous-marins.

Certains ont été meurtriers, comme, par exemple :

– le 21 mai 2003, à Boummerdes (Algérie), lié à un séisme et ayant engendré une vague de 1,50 m à l'origine de 2217 décès ;

– le 28 désembre 1908, à Messine et Reggio, lié à un séisme et à l'origine de 86 000 ou 110 000 morts ;

– en 1783, en Calabre, également lié à un séisme et à l'origine de 50 000 morts.

Ces Tsunamis sont liés à l'activité de la faille d'Alger qui fait face au littoral provençal. On a calculé qu'un tsunami issu de la cote algérienne atteindrait la Provence en 1h30. De tels tsunamis, qui pourraient être destructeurs entre Nice et l'île Maire, ont peu de probabilité de l'être dans la baie de Marseille, en partie protégée par le massif des Calanques.

Cependant des témoignages de tsunamis ont été enregistrés à Marseille et dans les environs mais leurs intensités étaient tres modestes :

– en 2004 (24 août), Marseille (Pointe rouge), retrait de la mer sur 20 m ;

– en 1986, Beauduc (Camargue), séisme, (vague = 1m) ;

– en 1843 (27 février), port de Marseille, (I = 3) ;

– en 1841 (14 juillet), port de Marseille, (I = 2) ;

– en 1829 (8 juillet), port de Marseille, (I = 3) ;

– en 1817 (5 juillet), port de Marseille ;

– en 1812 (27 juin), port de Marseille, (I = 4) ;

– en 1725 (29 juin), port de Marseille, (I = 3) ;

– entre 0 et 100 ans après JC, effondrement probable de la falaise du Cap Canaille (pour lequel un lien possible avec la destruction de Tauroentum a parfois été évoqué).

RESSOURCES EN EAU (B. Arfib)

L'écoulement de l'eau de surface et de l'eau souterraine, sur le territoire de la feuille Aubagne-Marseille est typique des zones calcaires périméditerranéennes en climat tempéré. L'eau de surface est rare, les écoulements souterrains sont fortement influencés par les vides karstiques, et la répartition des pluies est très hétérogène au cours de l'année, avec des averses de très fortes intensités. Le territoire est formé de collines principalement calcaires, entaillées par des vallons aux écoulements temporaires qui se terminent en mer, ou dans des dépressions karstiques. Seul un fleuve pérenne existe, l'Huveaune, trouvant sa source sur le flanc nord de la Sainte-Baume, et se jetant en mer à Marseille. Une particularité réside dans le drainage souterrain qui donne naissance à des sources sous-marines de fort débit dans la baie de Cassis. L'hydrologie et l'hydrogéologie du territoire sont dictées d'une part par la nature des roches et leur fracturation, et d'autre part par la présence des niveaux de base formés par l'Huveaune et la mer qui ont varié au cours du temps.

Hydrologie

Les cours d'eau pérennes

L'Huveaune est le cours d'eau pérenne principal. C'est un fleuve qui prend sa source dans le vallon de la Cartelette, sur le flanc nord de la Sainte-Baume, et dont le cours naturel arrive en mer aux plages du Prado à Marseille. Depuis 1986, la majeure partie du cours d'eau ne s'écoule plus vers son exutoire naturel. Il est dévié au niveau du barrage de la Pugette à Marseille (Sainte-Marguerite, à l'aval de la confluence avec le Jarret) par un tunnel et se rejette dans la calanque de Cortiou. En cas de fortes précipitations, le trop-plein est évacué par l'ancien lit naturel (SIH, 2013).

Les sources de l'Huveaune sont en limite NE de la carte, sur la commune de Nans-les-Pins. Ce sont des sources temporaires, taries durant l'été, qui émergent dans la reculée karstique du vallon de la Castelette qui entaille le Plan d'Aups. À 470 m d'altitude s'écoulent les sources les plus basses, appelées communément Sources de l'Huveaune, tandis que les sources supérieures sont celles de la Grotte des Moulins (altitude 500 m) et de la Grotte de la Castelette (590 m). Le bassin versant réel de la Haute-Huveaune s'étend au-delà de ses limites topographiques et inclut une partie du poljé du Plan d'Aups drainé par infiltration sur la surface lapiazée et dans les tournes. Le cours de l'Huveaune, entre les sources et Auriol, est caractérisé par des formations travertineuses (travertins ou tufs calcaires) qui tapissent son lit, formant une succession de gours fragiles. L'Huveaune pérenne commence généralement à l'étiage, au niveau de la Sambuc, par l'écoulement des sources de Brise et de Lazare (Martin, 1991).

Au niveau de Pont-de-Joux, l'Huveaune est alimentée en rive droite par le Merlançon, un cours d'eau dont le bassin d'alimentation remonte jusqu'à Saint-Savournin et la Bouilladisse (Montagne de Régagnas). À partir d'Aubagne, l'axe de l'Huveaune devient E-W, le cours d'eau s'écoule jusqu'à son embouchure sur les conglomérats oligocènes et des dépôts quaternaires, à travers une zone urbaine continue. La qualité et la quantité d'eau s'en trouvent impactées, avec des rejets urbains et industriels multiples. Le lit du cours d'eau est entièrement remodelé par les aménagements sur ce tronçon. À Aubagne, quartier le Charrel, la station de mesure de la banque Hydro (station n° Y4424040) a mesuré un débit moyen interannuel de l'ordre de 1 m^3/s (sur 16 ans, entre 1997 et 2012), avec un minimum l'été de quelques centaines de litres par secondes, et un maximum sur la période de mesure enregistré le 14 décembre 2008, avec 64 m^3/s de débit instantané maximal (30 m^3/s de débit moyen journalier).

Deux autres cours d'eau pérennes majeurs affluents de l'Huveaune existent : le Fauge et le Jarret. Ils sont aujourd'hui fortement perturbés par les activités humaines. Le Fauge prend sa source à Gémenos, au Sud

du Pic de Bertagne. La partie supérieure du cours est temporaire, mais l'eau s'écoule toute l'année à partir du Domaine de Saint-Pons, alimentée par des sources à proximité de l'abbaye éponyme. Plus en aval, l'eau se perd dans la plaine d'Aubagne-Gémenos et elle est canalisée pour traverser la zone des Paluds jusqu'à l'Huveaune.

Le second cours d'eau important à signaler est le Jarret. Il se forme sur les versants sud de l'Étoile et d'Allauch. Il est canalisé sur la quasi-totalité de son écoulement entre Plan de Cuques et sa confluence avec l'Huveaune au niveau du quartier Sainte-Marguerite - Dromel (Palais des Sports, Stade Vélodrome). Il traverse le centre ville de Marseille (fig. 106), entièrement couvert depuis 1954 sous l'axe routier des boulevards Maréchal Juin, Françoise Duparc, Sakakini, et Jean Moulin.

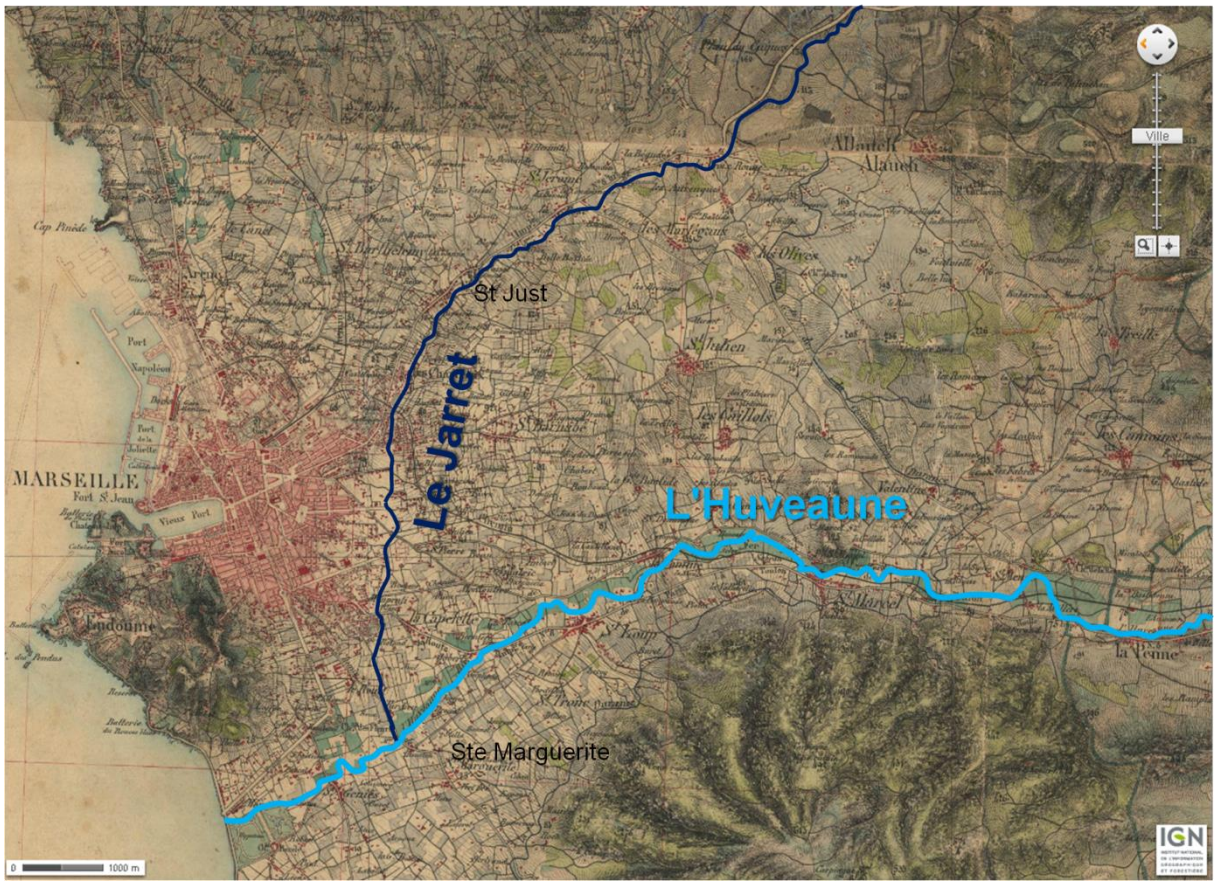


Fig. 106 - Carte d'état major de la fin du XIX^{e} siècle. La ville s'étend principalement autour du Vieux-Port. Le Jarret et l'Huveaune traversent des zones agricoles et naturelles non urbanisées (Fond de carte IGN, Geoportail.fr, consulté le 07/12/12).

Les cours d'eau temporaires

Le territoire escarpé de la feuille Marseille-Aubagne est entaillé par de nombreux vallons secs. Ces vallons sont empruntés par des écoulements de surface temporaires. Deux types d'écoulements sont distingués : 1) les écoulements alimentés par des sources temporaires, qui perdurent après la pluie et 2) les écoulements provenant principalement du ruissellement de surface durant la pluie.

Cours d'eau temporaire en lien avec une source

Cet écoulement de surface a une alimentation mixte provenant du ruissellement de surface et du fonctionnement temporaire d'une source drainant les eaux souterraines. Le cours d'eau s'écoule sur une

période de quelques jours à plusieurs mois, en relation avec le fonctionnement de la source. Deux vallons présentent cette caractéristique : le vallon de la Serre et le ruisseau de Vède.

Le Vallon de la Serre se trouve sur le flanc sud de la Sainte-Baume. Il débouche sur la pointe NE du poljé de Cuges les Pins. Il est parcouru par un écoulement alimenté par une source qui se met en eau plusieurs jours après des pluies de forte intensité (aucune étude détaillée n'existe, mais des observations ponctuelles montrent un décalage de deux jours minimum après des pluies entre 20 et 50 mm/jour). Ce cours d'eau est resté sec durant les années de déficit pluviométrique (en 2007-08 par exemple). À l'inverse, en 2011, il a coulé en permanence durant près de trois mois, pour s'interrompre en avril (observations T. Lamarque et B. Arfib – Projet Karsteau.fr). Son débit peut dépasser plusieurs centaines de litres par seconde. L'eau est ensuite dirigée dans le poljé vers les bordures où elle s'infiltre dans des zones de perte (nommées localement « embuts »).

Le ruisseau de la Vède draine le flanc NW de la Sainte-Baume, et forme un affluent rive gauche de l'Huveaune, à l'entrée est du village d'Auriol. Ce ruisseau est la confluence de trois vallons : le ravin des Infernets, encadré par les ravins de Daurengue et des Encanaux. Ces deux derniers sont le lieu de drainage de l'eau souterraine au niveau, respectivement, de la source de trop-plein des Brayes et des sources des Encanaux. Un fort ruissellement de surface durant les pluies complète cette alimentation d'origine souterraine.

Le ruissellement de surface lors des fortes pluies

Les pluies méditerranéennes de forte intensité, et les pentes fortes du relief accidenté, favorisent le ruissellement de surface. Certes, l'eau de pluie dans les domaines carbonatés karstiques s'infiltre vers la profondeur à travers les discontinuités qui percent les calcaires ou dolomies. Toutefois, l'observation de terrain montre que tous les vallons marqués dans la topographie sont le lieu d'un écoulement de surface temporaire lors des pluies, par ruissellement direct sur les roches compactes ou par ressuyage du sol (ou écoulement hypodermique). Les zones marneuses, moins perméables, participent également activement au ruissellement. Il n'est pas question ici de citer tous les vallons du territoire étudié. Seuls quelques-uns aux caractéristiques particulières sont rappelés. On peut donc citer, d'Est en Ouest :

– les vallons qui convergent vers le poljé de Cuges. Cette vaste dépression endoréique récolte les eaux de tous les vallons alentours, et constitue ainsi le point d'absorption de tous ces écoulements de surface vers la profondeur ;

– à partir de la surface du Camp, les hauts de Ceyreste (le Grand Caunet) et les hauts de La Ciotat (Pas d'Ouillier, Pas de Belle Fille, Route des Crêtes), les vallons entaillent le Crétacé supérieur affleurant et s'organisent en quelques ruisseaux principaux qui rejoignent la mer en traversant La Ciotat. L'eau de surface est drainée dans son bassin versant hydrologique, tandis qu'une partie s'infiltre et peut être transférée vers les bassins versants voisins, comme par exemple l'eau de la perte de Mauregard drainée en direction des sources sous-marines de la baie de Cassis (Arfib et Lamarque, 2001, 2012) ;

– la dépression de Roquefort-La-Bédoule, dans les marnes (ou calcaire marneux) aptiennes, est drainée dans deux directions opposées : 1) vers le Nord, le long de la percée formée par l'Autoroute jusqu'à Aubagne et rejointe par le ruissellement urbain de Carnoux en Provence et 2) vers le Sud jusqu'à la plaine de la ferme Blanche en amont du village de Cassis, puis jusqu'à la mer par le vallon des Brayes ;

– le haut du vallon du Fauge (Gémenos) récolte des eaux du Sud du Pic de Bertagne et l'écoulement de la source temporaire de la Tourne de Saint-Pons ;

– sur le flanc nord du Plan d'Aups, entre le ruisseau de Vède et l'Huveaune amont (vallon de la Castelette), deux vallons drainent le massif de la Lare par le ruisseau de la Gastaude et le ruisseau de Peyruis, alimentant l'Huveaune en rive gauche ;

– dans le massif d'Allauch, le vallon des Escaouprés est propice au ruissellement sur les dalles calcaires massives, drainant également de nombreuses sources au faible débit (quelques litres par minute, source du Chien par exemple).

Hydrogéologie

Les aquifères, aquitards, aquicludes, les sources

D'un point de vue géologique, les écoulements sont contraints par la nature lithologique des formations rencontrées à l'affleurement et en profondeur, ainsi que par le canevas structural qui les découpe. Cinq grands types de roches sont rencontrés : 1) les roches évaporitiques du Trias, 2) les roches carbonatées fissurées et karstiques, principalement du Trias, Jurassique et Crétacé, 3) les roches carbonatées marneuses intercalées entre les roches du type précédent, 4) les roches mixtes carbonatées-silicoclastiques du Crétacé supérieur, 5) les roches conglomératiques et alluvions d'âge oligocène à quaternaire. L'ensemble de ces terrains présente des propriétés de porosité et de perméabilité susceptibles de permettre un stockage de l'eau souterraine ou de la laisser circuler. Au Nord de l'Huveaune, et dans la Sainte-Baume, l'événement médio-crétacé lié au Bombement Durancien a provoqué l'érosion des terrains du Crétacé inférieur, et localement le dépôt de bauxite dans d'anciennes dépressions karstiques (massif d'Allauch, hors carte : Mazaugues, le Revest). La série sédimentaire est alors incomplète. L'histoire karstique de la région commence dès cette période.

Les aquifères

Deux grands types de formations sont aquifères : 1) d'une part les alluvions et colluvions, et 2) d'autre part les roches carbonatées. Les alluvions et colluvions quaternaires sont concentrées dans les plaines d'Aubagne et de Cuges-les-Pins au sein de vastes dépressions. Le long de l'Huveaune, le Quaternaire est peu épais et repose sur les poudingues oligocènes. Les aquifères de la carte Marseille-Aubagne sont donc représentés principalement par les roches carbonatées : calcaires, dolomies, marnes, et calcarénites quartzeuses (cf. fig. 107 illustrant le Sud de la carte Marseille-Aubagne). Ces roches forment un milieu hétérogène vis-à-vis de l'écoulement de l'eau souterraine. Elles sont affectées par une intense fracturation, repris par la karstification verticale et horizontale qui traverse sans discernement tous les âges et tous les types de roches. Des cavités karstiques s'observent partout, par exemple dans le Crétacé supérieur calcarénitique : l'Aven de Mauregard dans les calcaires turoniens de plate-forme, le Colombarium dans l'Urgonien, l'aven des Marseillais ou la rivière de Port-Miou. Cette karstification se développe profondément sous le niveau de la mer actuel. Elle a été observée en spéléo-plongée dans la rivière de Port-Miou jusqu'à 223 m de profondeur. Elle est liée à la baisse drastique du niveau de la mer Méditerranée lors de la crise de salinité Messinienne, et à l'adaptation du karst lors des variations du niveau de base (Audra *et al*., 2004).

Bien que tous les terrains carbonatés soient aquifères, les propriétés pétrophysiques des terrains sont contrastées. Les terrains dolomitiques présentent une porosité de pore et une perméabilité matricielle non négligeables. Les dolomies (principalement jurassiques) jouent le rôle de réservoir régional. Les calcaires compacts à faciès urgonien (barrémien principalement) présentent une propriété réservoir liée à leur fracturation et leur karstification. Leur rôle réservoir est moindre, mais ils jouent un rôle majeur pour le transfert des fluides (descendants ou ascendants) vers leur résurgence au niveau de base marin. Le Crétacé supérieur carbonaté-gréseux montre, comme la dolomie, une double porosité/perméabilité liée à la matrice et aux fractures.

Les aquitards

Les roches carbonatées marneuses et les poudingues oligocènes forment localement des aquitards. Les propriétés des poudingues sont peu connues. Les marnes, par leur variation d'épaisseur et leur fracturation, ne représentent pas un écran imperméable, bien qu'elles créent un frein à l'écoulement lorsqu'elles sont présentes. Elles peuvent être traversées par des circulations karstiques (exemple du karst de l'embut des Enfers-Riboux dans le Bajocien-Bathonien, ou le résultat du traçage artificiel de 2011 à travers l'Aptien entre la perte de Mauregard (Crétacé supérieur) et Port-Miou (Barrémien)).

Les aquicludes

Les formations strictement imperméables sont rares sur le territoire étudié, limitées à quelques niveaux argileux dans les dépôts oligocènes ou quaternaires. La bauxite, bien qu'elle soit peu ou pas perméable, n'est déposée qu'en poches dans les paléo-dépressions karstiques, et forme donc un écran discontinu (fig. 107).

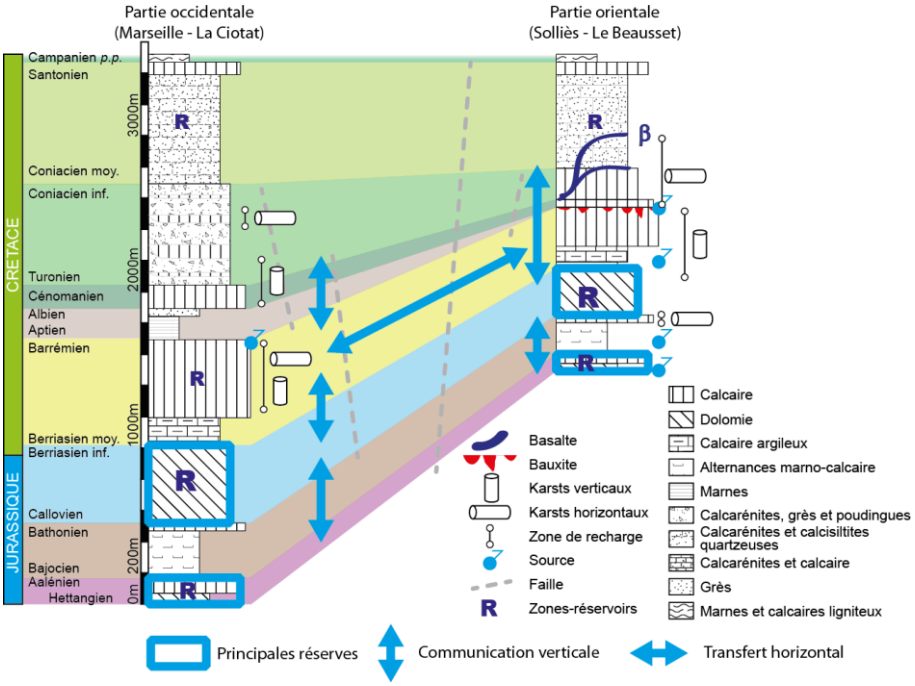


Fig. 107 - **Synthèse stratigraphique, hydrogéologique et karstologique de l'Unité du Beausset** (Fournillon, 2012). Le log de gauche (partie occidentale) intéresse la carte géologique de Marseille-Aubagne, tandis que le log de droite montre la continuité de l'Unité sur la feuille Toulon.

Les sources

En zone carbonatée karstique, les sources constituent les exutoires des nappes d'eau souterraines. Sur le territoire de la feuille Aubagne-Marseille, les sources pérennes au débit conséquent (> 100 l/s) sont rares. L'eau souterraine est drainée tout au long de l'année par trois exutoires principaux : 1) les sources du vallon de Saint-Pons (qui donnent naissance au Fauge), 2) les sources sous-marines de Sugiton, 3) les sources sous-marines de la baie de Cassis (Port-Miou et Bestouan). Parmi celles-ci, les sources de Port-Miou et Bestouan sont les exutoires majeurs de la Basse-Provence calcaire, avec un débit d'étiage de plusieurs mètres-cubes par seconde (fig. 108).

Le massif d'Allauch et Garlaban

L'eau de la source des Camoins est captée par un établissement thermal. Cette source avait un débit de 300 à 500 m^3/jour. Elle sourd au SW du massif du Ruissatel, dans les dépôts de l'Oligocène, s'écoulant entre des laminites gypseuses et carbonatées contenant des lits et nodules de soufre (Rousset *et al*., 1996). L'eau est froide (environ 14°C) et minéralisée : sulfurée et sulfatée-calcique. Sa minéralisation est issue du soufre natif préservé dans les dépôts d'une cuvette lacustre ou lagunaire de l'Oligocène, en lien avec une activité bactérienne.

Les autres sources du massif d'Allauch et du Garlaban ne présentent que de faibles débits, et sont le plus souvent temporaires, voire sec l'été (la source du Chien, dans le Vallon des Escaouprés, et la source de Barquieu, au Nord du Garlaban, sont parmi les plus facilement visibles).

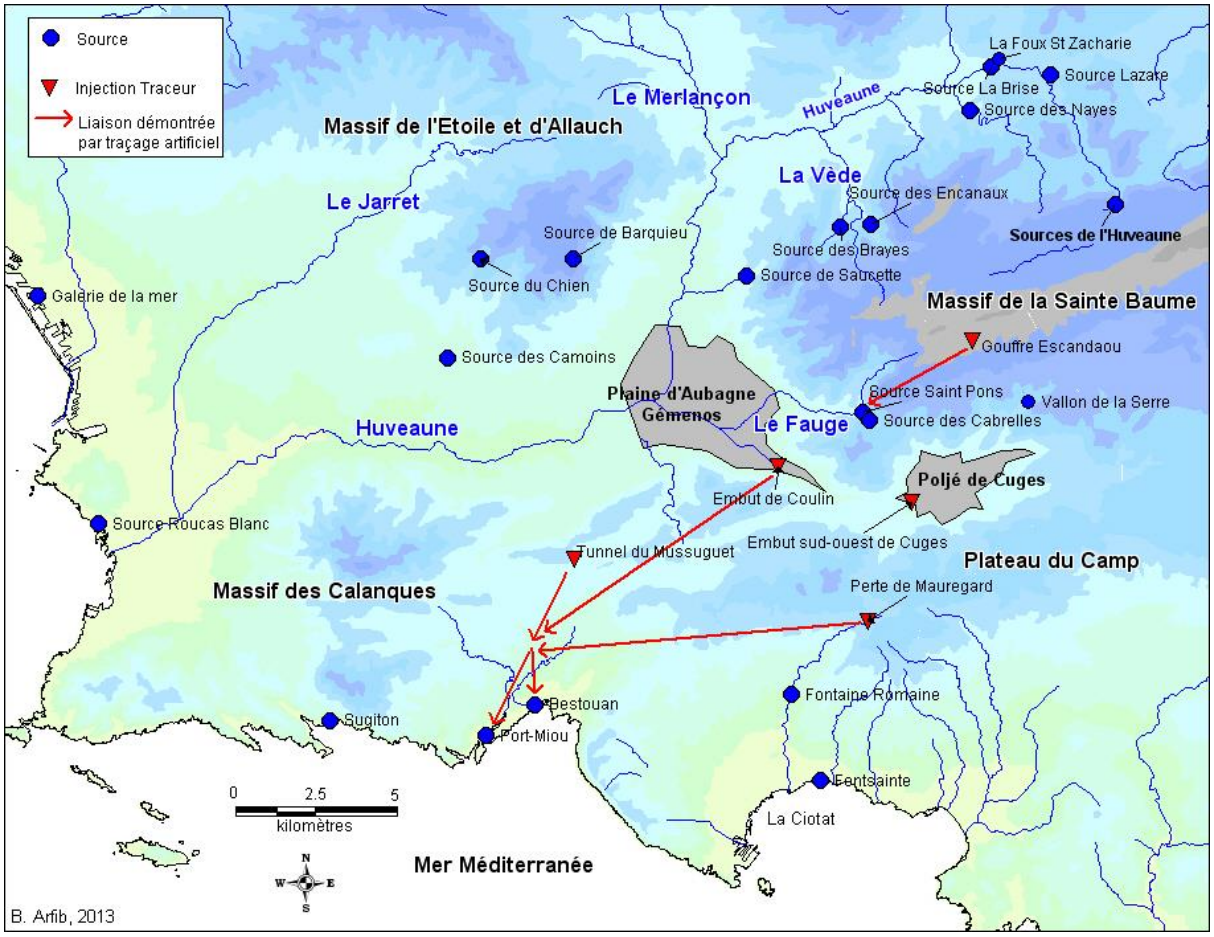


Fig. 108 - Localisation des principaux cours d'eau et principales sources de la carte Aubagne-Marseille (B. Arfib, inédit)

Le massif de la Sainte-Baume

L'Huveaune prend sa source dans le vallon de la Castelette, au niveau de plusieurs exsurgences étagées dans le vallon. Les sources karstiques de la Grotte de la Castelette (les plus hautes), ainsi que la Grotte du Moulin, fonctionnent en trop-plein de débordement durant les crues. Sous l'altitude 450 m, des dépôts travertineux tapissent le fond du cours d'eau, développés par la précipitation du carbonate calcium contenu dans l'eau de la source principale, l'Huveaune ayant une forte pression partielle de CO_2. À l'étiage toutes les sources tarissent et le vallon est sec. Le cours de l'Huveaune devient pérenne à partir des sources Lazare et de la Brise et la Foux, à l'amont de Saint-Zacharie. Les affluents rive gauche de l'Huveaune sont soutenus par des sources karstiques au débit très variable, fort en crue, faible ou nul durant l'étiage : source des Nayes, sources des Encanaux, source temporaire des Brayes, source de Saucette. L'ensemble de ces sources a un bassin d'alimentation local, de faible extension (Coulier, 1985). Les sources sont toutes positionnées autour du massif de la Sainte-Baume, au niveau de base imposé par la vallée de l'Huveaune.

La source de Saint-Pons est la source pérenne principale du massif de la Sainte-Baume. Elle draine la terminaison ouest de la chaîne (Coulier, 1985). Elle appartient au réseau de suivi de la Banque Hydro (n° Y4425010). Son débit varie entre 10 l/s et plus de 500 l/s, avec une moyenne proche de 100 l/s. La source des Cabrelles est un exutoire de trop-plein.

Sur le flanc sud de la Sainte-Baume (sur le territoire de la carte géologique), seul le vallon de la Serre est alimenté par une source temporaire. Cette source est restée sèche durant les périodes de déficit pluviométrique (2007-08 par exemple), mais elle coule habituellement durant plusieurs mois en hiver. Le

cours d'eau arrive dans la plaine de Cuges-les-Pins, où il est dévié vers une zone de perte pour s'infiltrer (jusqu'à plusieurs centaines de litres par seconde). Le débit est décalé de plusieurs jours suite aux précipitations.

Le Crétacé supérieur de l'Unité du Beausset (du plateau du Camp à la baie de La Ciotat)

Le secteur qui s'étend au Sud de Cuges-les-Pins jusqu'à la baie de La Ciotat correspond à la zone d'affleurement du Crétacé supérieur de l'Unité du Beausset. Quelques sources temporaires d'un faible débit se trouvent sur les versants (source de Fontblanche, source de la Glacière, Fontaine Romaine). Sur le littoral, la Fontsainte sourd en inter-bancs dans les calcarénites, sous la plage, formant un bouillonnement à la surface de la mer durant les crues, et à sec durant l'étiage estival. Le traçage réalisé en 2011 sur l'aven-perte de Mauregard (Arfib et Lamarque, 2011, 2012) montre qu'une partie de l'eau souterraine infiltrée sous la surface du Camp est drainée en direction de la baie de Cassis. Des mesures de salinité en mer (Fournillon, 2012), dans la baie de La Ciotat et Cassis, montrent que des venues d'eau souterraine en mer existent de manière diffuse dans toute la baie de La Ciotat, dans l'aquifère multicouche des calcarénites quartzeuses.

Le massif des Calanques de Marseille à Cassis

Le massif des Calanques se caractérise par sa forte aridité. Aucune source ne coule à la surface de ce territoire calcaire et dolomitique. Seules des sources côtières et sous-marines existent. Deux zones préférentielles d'arrivée d'eau sous-marine sont connues au droit des Calanques de Sugiton et de Port-Miou et Bestouan (Cassis). L'eau souterraine forme des sources sous-marines qui impactent la salinité et la température de l'eau (l'eau est froide en été pour les baigneurs). Seule la source principale de Port-Miou a fait l'objet d'un suivi scientifique continu et d'une estimation de ses débits (Cavalera, 2007 ; Lismonde *et al.*, 2011). Son débit d'étiage est supérieur à 2 m^3/s en moyenne (soit plus de 10 fois le débit de l'Huveaune). Le débit maximum sur la période 2003-2012 (Arfib, comm. pers.) a été enregistré aux mêmes dates que la crue de l'Huveaune de décembre 2008, avec un débit proche de 50 m^3/s pendant plusieurs jours. Les sources de la baie de Cassis sont l'exutoire d'un vaste bassin d'alimentation de plusieurs centaines de km^2 (T. Cavalera, 2007, donne une valeur supérieure à 400 km^2) qui draine au moins la partie occidentale de l'Unité du Beausset et la Sainte-Baume. La continuité hydraulique de la Sainte-Baume à la mer a été relevée par les auteurs successifs qui ont étudié ce domaine (Coulier, 1985 ; Martin, 1991 ; Cavalera, 2007 ; Fournillon, 2012). Les plongées profondes des spéléo-plongeurs (parmi entre-autres Touloumdjian, Douchet, Meynier, Meniscus) ont atteint 223 m de profondeur sous le niveau de la mer dans le puits terminal de la galerie karstique noyée de Port-Miou (Méniscus, 2012). Port-Miou et Bestouan se trouvent être les exutoires actuels du réservoir régional jurassique, connecté jusqu'au niveau de la mer à travers les calcaires urgoniens sus-jacents.

La baie de Marseille

La source du Roucas Blanc émerge sur la pointe nord des plages du Prado (Marseille), au pied de la butte du Roucas Blanc. Cette source est thermo-minérale, sortant d'une fissure du calcaire à plus d'un mètre au-dessus du niveau de hautes-eaux de la mer (Michel, 1875). Sa température est de 20,5 à 22 °C, et sa minéralisation est chlorurée sodique. Son débit était de 3 litres par minute. Elle a fait l'objet d'une exploitation dans un établissement thermal ouvert en 1875 pendant quelques années (Bonillo *et al*., 1992). Elle est aujourd'hui située dans l'hôtel du Palm-Beach.

La galerie de la mer

La galerie de la mer permet le transfert d'eau souterraine du Nord du territoire de la carte géologique, vers Marseille. La galerie de la mer est un tunnel de 14,68 km de long, creusé entre 1890 et 1905, qui servit à évacuer les eaux d'exhaure des mines de Gardanne (puits Gérard) et pour acheminer le charbon vers Marseille sur des rails. La galerie est un ouvrage linéaire reliant les anciennes mines, de l'altitude 18 m jusqu'à la mer, dans le port industriel de Marseille. Cette galerie souterraine est toujours entretenue (BRGM, mission après-mine) et utilisée pour le drainage des mines abandonnées depuis 2003. L'eau minière transite dans une canalisation PEHD, avec un débit d'environ 1 200 m^3/h, et est rejetée en mer à 830 m de la côte.

Environ 2000 m^3/h supplémentaires d'eau souterraine sont captés par la galerie sur son linéaire et transitent, dans une cunette à surface libre, jusqu'au bassin portuaire Pinède. Les venues d'eau souterraine constituent une ressource en eau de secours pour la métropole marseillaise.

Les traçages artificiels

Le territoire de la carte Aubagne-Marseille étant principalement caractérisé par des roches carbonatées et potentiellement karstifiées, le traçage artificiel est une méthode particulièrement bien adaptée pour l'étude des circulations d'eau souterraine. Il renseigne sur les limites de bassins d'alimentation des sources et les vitesses d'écoulement. Le tableau 6 inventorie les traçages connus.

Lieu d'injection	Date d'injection	Traceur et quantité utilisés	Lieu de restitution	Référence bibliographique
Grand aven des Encanaux (rivière souterraine)	02/07/1983	238 g. fluorescéine	Source supérieure des Encanaux	Coulier, 1985
Gouffre de l'Escandaou	14/01/1984	810 g. fluorescéine	Source Saint Pons, Galerie Saint Pons	Coulier, 1985
Embut de Coulin (Gémenos)	10/12/1964	25 kg fluorescéine	Non détecté aux sources sous-marines de Cassis	Durozoy et Paloc, 1969 (BRGM)
Embut de Coulin (Gémenos)	06/12/1965	50 kg fluorescéine	Port-Miou et Bestouan (Cassis)	Durozoy et Paloc, 1969 (BRGM)
Tunnel du Mussuguet (Cassis)	01/12/1966	50 kg fluorescéine	Port-Miou et Bestouan (Cassis)	Durozoy et Paloc, 1969 (BRGM)
Embut de Caranquet (sud-ouest Cuges les Pins)	1970	1,5 kg fluorescéine	Non détecté	Monteau, 1971
Embut sud-ouest de Cuges-les-Pins	18/01/2011	50 kg acide amino G	Non détecté	Arfib et Lamarque, 2011, 2012
Aven de Mauregard (Ceyreste)	13/02/2011	30 kg sulforhodamine B	Port-Miou et Bestouan (Cassis)	Arfib et Lamarque, 2011, 2012

Tableau 6 - Synthèse des traçages artificiels réalisés sur le territoire de la carte géologique

Les traçages de C. Coulier (en 1983 et 1984) portent sur la partie occidentale de la chaîne de la Sainte-Baume, drainée en direction du vallon du Fauge (source de Saint Pons) et du vallon des Encanaux. C. Martin (1991) cite un autre traçage réalisé le 08/04/1984 sur le plan d'Aups, mais les résultats sont douteux, et ne sont donc pas repris dans cette synthèse.

Les autres traçages inventoriés s'intéressent au bassin versant des sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan (Cassis). Trois traçages ont été détectés, montrant une connexion hydraulique des sources : 1) avec la plaine de Gémenos-Aubagne drainée vers le Sud, 2) avec les calcaires urgoniens affleurant à Cassis au Mussuguet, 3) avec le Crétacé supérieur de Ceyreste, dans le secteur du Grand Caunet au Sud du plateau du Camp. Les traçages réalisés dans l'embut SW du poljé de Cuges-les-Pins n'ont pas été détectés. Ce dernier résultat est probablement lié aux conditions de réalisation de l'essai de traçage (traceur, quantité, adsorption, dilution etc.), car le contexte géologique et hydrogéologique régional permet de conclure par ailleurs que le poljé de Cuges-les-Pins ne peut être drainé qu'au niveau des sources sous-marines de Cassis.

Les entités hydrogéologiques et les grandes directions d'écoulement

Le schéma hydrogéologique de la carte Aubagne-Marseille est caractérisé par l'empilement des terrains sédimentaires du Trias au Crétacé supérieur qui forment un vaste aquifère multicouche de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, découpé en surface par la vallée de l'Huveaune, et limité au Sud par la mer. La dépression d'axe E-W du bassin oligocène de Marseille marque une limite dont le rôle hydrogéologique est encore peu connu ; elle sépare deux zones géographiques : le massif d'Allauch, de l'Etoile et du Garlaban

au Nord, et au Sud et à l'Est, le massif des Calanques, l'unité du Beausset et la Sainte-Baume. La nappe d'eau souterraine se trouve généralement en équilibre avec le niveau de base imposé par la vallée de l'Huveaune et la mer. Les massifs carbonatés, en grande partie karstiques, de par leur perméabilité en grand et la position du niveau de base, présentent une zone non saturée de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Deux axes de drainage peuvent être individualisés : 1) le fleuve Huveaune alimenté par des cours d'eau affluents temporaires drainant des sources karstiques, 2) des sources sous-marines du littoral des Calanques et de la baie de La Ciotat qui constituent les points de drainage majeurs.

Les massifs d'Allauch et Garlaban ne présentent pas de source majeure à leur base. L'eau infiltrée est drainée vers la mer dans une direction non connue avec précision.

Les Calanques de Marseille à Cassis forment un massif calcaire drainé intégralement par des sources sous-marines, dont les principales sont Sugiton, Port-Miou et Bestouan. Les sources de Port-Miou et Bestouan sont les exutoires principaux des massifs environnants, avec une continuité hydraulique de la Sainte-Baume jusqu'à la mer. Le drainage profond de l'eau souterraine entraîne une salinisation de l'eau souterraine par l'intrusion saline, qui affecte la qualité des sources durant toute l'année (Cavalera, 2007).

La plaine de Gémenos-Aubagne, située à l'Est de l'Huveaune, forme un territoire au faible dénivelé composé d'un ensemble hétérogène de terrains oligocènes à quaternaires. Une nappe libre s'écoule, étudiée entre 1950 et 1970 avant les aménagements urbains. La carte piézométrique (Naud, 1969) montre que l'eau souterraine est drainée en partie en direction des massifs calcaires du Douard au Sud. Cette eau, étudiée par traçage artificiel (Durozoy et Paloc, 1969), participe au débit des sources sous-marines de Cassis.

Les terrains du Crétacé supérieur de l'unité du Beausset s'étendent du plateau du Camp à la baie de La Ciotat. Ils sont séparés du massif des Calanques par les calcaires argileux de l'Aptien. Cet écran est considéré comme une limite régionale, mais peut être localement non étanche, comme l'a montré le traçage de l'aven de Mauregard (2011). Les calcarénites quartzeuses forment un aquifère multicouche drainé dans la baie de La Ciotat par des venues d'eau diffuses en mer (Fournillon, 2012).

Le poljé de Cuges les Pins reçoit l'eau de surface provenant des vallons alentours. Il est drainé par trois pertes principales (les « embuts »), au contact entre les calcaires et la plaine. Les pertes au Sud sont partiellement colmatées et la plaine peut s'inonder dans sa partie basse au SW. L'embut NE reçoit les eaux détournées du vallon de la Serre.

Le versant sud de la Sainte-Baume constitue une vaste surface d'infiltration de l'eau de pluie. L'eau souterraine émerge localement au niveau de la source du vallon de la Serre. La majeure partie de l'eau infiltrée circule en profondeur pour ressortir à la mer à Cassis.

Le versant nord de la Sainte-Baume est drainé par les sources temporaires alimentant l'Huveaune (vallon de la Castelette) et ses affluents. Une partie de l'eau d'infiltration est susceptible d'être drainée en profondeur jusqu'aux exutoires régionaux sous-marins de Port-Miou et Bestouan. La dépression (ou poljé) du Plan d'Aups s'ennoie temporairement ; elle est drainée par deux pertes, appelées tournes, et une troisième un peu plus à l'Ouest.

Les sources karstiques côtières de Port-Miou et Bestouan (baie de Cassis) se déchargent en mer dans les Calanques éponymes de la baie de Cassis. Elles constituent une particularité hydrogéologique régionale de premier ordre à plusieurs titres : 1) les sources émergent de galeries karstiques noyées explorées sur plusieurs kilomètres, 2) un barrage souterrain construit vers 1970 à Port-Miou donne accès à un laboratoire expérimental unique, 3) le bassin versant des sources est gigantesque, de plusieurs centaines de km², 4) l'eau est saumâtre, mélange à grande profondeur entre l'eau douce des pluies infiltrées et l'eau de mer entrant dans l'aquifère.

Les galeries karstiques noyées. Les sources sous-marines donnent accès à des galeries karstiques noyées (Arfib et Douchet, 2011 ; Asso CRM, 2013) qui se développent en direction du Nord, explorées et topographiées depuis les années 1950 par des spéléo-plongeurs (par exemple C. Touloumdjian, B. Léger, F. Leguen, M. Douchet, J. Meynié, X. Meniscus). Les conduits sont de larges dimensions : plusieurs mètres à dizaines de mètres de diamètre, et sur un développement de 2 000 m à Port-Miou et 3 000 m à Bestouan (fig. 110). Le réseau karstique de la source de Port-Miou se développe sous le niveau de la mer, à plus de 223 m de profondeur, soit bien plus bas que le niveau atteint par les régressions quaternaires. Ces sources sont l'exutoire d'un réseau de drainage profond, probablement mis en place lors de la crise de salinité messinienne.

Le site expérimental du barrage souterrain de Port-Miou. La source de Port-Miou a fait l'objet d'aménagements dans les années 1970 par le groupement de la SEM, le BRGM et Coyne et Bellier (Asso CRM, 2013). Un barrage souterrain a été construit à 500 m de la mer dans les terres, barrant la galerie karstique naturelle. L'objectif était de faire diminuer la salinité de la source. L'eau est restée saumâtre, montrant que l'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère est profonde et située très en amont du barrage. Ce site constitue aujourd'hui un laboratoire souterrain expérimental unique pour l'étude du karst côtier et des ressources en eau en zone côtière méditerranéenne.

Le bassin versant d'alimentation des sources. Les sources de Bestouan et Port-Miou drainent un vaste bassin d'alimentation principalement calcaire et dolomitique qui s'étend jusqu'à la Sainte-Baume et peut-être au-delà (Cavalera *et al.*, 2010). Elles sont les exutoires de l'aquifère multicouche régional formé par l'empilement des roches carbonatées et silicoclastiques du Trias au Crétacé. Elles drainent également une partie des eaux des alluvions oligocènes et quaternaires de la plaine d'Aubagne. La superficie du bassin d'alimentation n'est toujours pas connue avec exactitude en 2013, T. Cavalera (2007) propose une superficie minimale de 400 km². Le débit des sources est supérieur à celui de l'Huveaune à l'aval d'Aubagne, aussi bien à l'étiage qu'en crue. À Port-Miou, les mesures au barrage souterrain donnent un débit moyen annuel entre 5 et 7,2 m^3/s (Tableau 7). Bien qu'une part de l'eau soit salée, les sources de Port-Miou et Bestouan représentent les exutoires principaux de la Basse Provence calcaire, formant les deuxièmes plus importantes sources de la Région PACA après la Fontaine de Vaucluse (débit moyen 21 m^3/s).

Période de mesures	Débit moyen (m^3/s)	Salinité moyenne (g/l)	Proportion d'eau de mer (%)	Origine des données
01/09/2005 au 31/08/2006	5 m^3/s	11,7 g/l	31 %	Thèse T. Cavalera (Direction E. Gilli, C. Rousset) - correction des données Arfib & Lismonde 2013
01/01/2011 au 31/12/2011	7,2 m^3/s	8,7 g/l	23%	Arfib – projet KarstEAU

Tabl. 7 - Mesures sur la source sous-marine de Port-Miou sur le site du barrage souterrain

L'intrusion saline et la qualité de l'eau des sources sous-marines. Les sources de Bestouan et de Port-Miou sont saumâtres, salées par de l'eau de mer qui entre dans l'aquifère à grande profondeur par le phénomène naturel d'intrusion saline (fig. 109). Elles drainent l'eau douce continentale et l'eau de mer entrée dans l'aquifère en amont des points explorés par les spéléo-plongeurs, c'est-à-dire à plusieurs kilomètres de la côte. Ce n'est donc pas à leur débouché en mer que les sources sont salées, même si une langue d'eau salée rentre dans les galeries karstiques sur quelques centaines de mètres. Lors des crues, l'eau devient plus douce, mais elle garde toujours une salinité résiduelle qui la rend impropre à la consommation, y compris lors des crues exceptionnelles (comme celle de décembre 2008 avec un débit de 50 m^3/s). Bestouan et Port-Miou se distinguent tout de même car Bestouan présente une salinité environ deux fois moins élevée que celle de Port-Miou à l'étiage. Le mécanisme de salinisation de l'eau reste encore un mystère car les données physico-chimiques enregistrées sur les sources en continu ne permettent pas encore de discriminer si l'intrusion

saline a lieu principalement par la matrice fissurée des calcaires ou par un paléo-drain profond qui se serait creusé lors de l'abaissement du niveau de la mer.

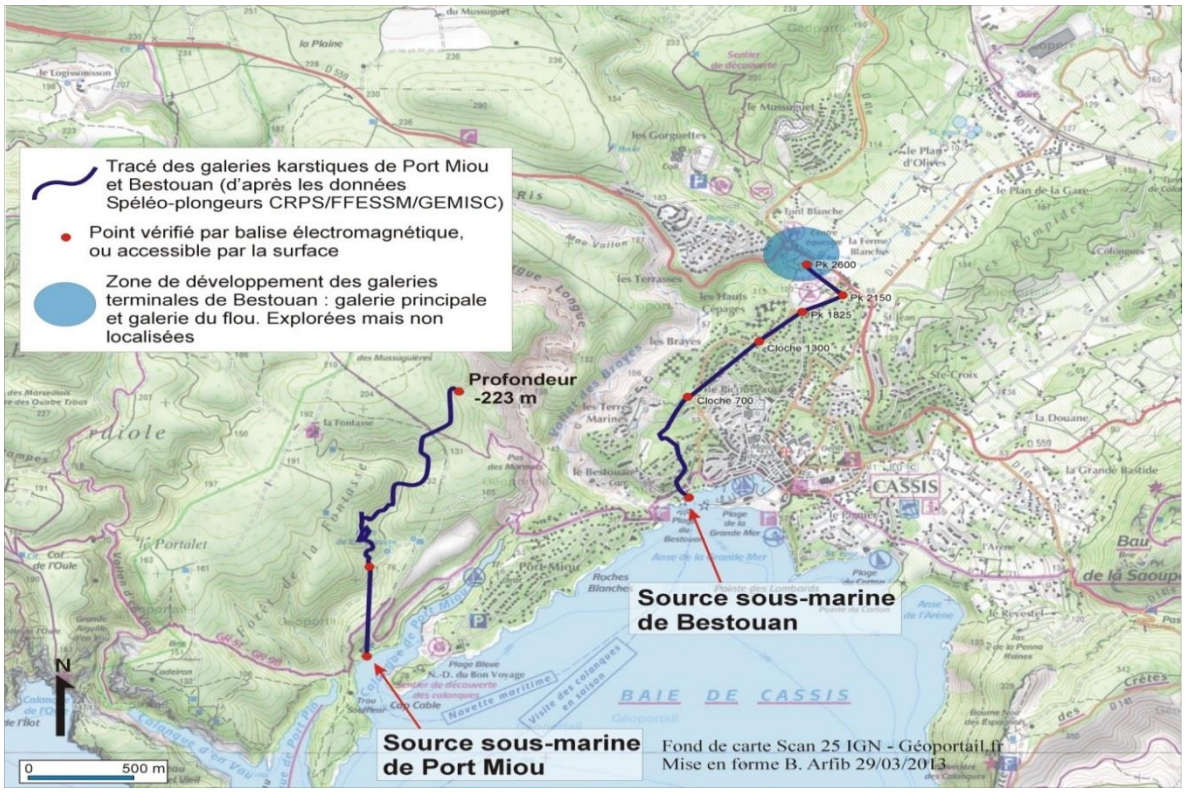


Fig. 109 - Tracé schématique des galeries karstiques noyées des sources de Bestouan et Port-Miou dans la baie de Cassis, d'après les données topographiques des spéléo-plongeurs CRPS/FFESSM/GEMISC. Modifié d'après B. Arfib et M. Douchet (2011)

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Altérites (P. Laville)

Témoins des émersions, les altérites sont des matériaux continentaux. Elles représentent une accumulation de résidus insolubles provenant du lessivage et de la dissolution des roches. En Basse Provence, de telles émersions se sont produites à plusieurs reprises durant la période crétacée. Le plus souvent, les résidus altéritiques sont ferrifères et argileux (kaolinite), rarement alumineux (hydrates d'alumine). Ils gisent parfois à l'aplomb de leurs roches mères, mais présentent souvent les traces d'une courte migration latérale (fluage, collapse, etc.) et, exceptionnellement, des remaniements aquatiques (granoclassements). Ainsi, leur substrat n'est que très rarement leur roche mère effective. Parmi ces altérites, les **bauxites** (altérites de la région des Baux dénommée en 1837 par A. Dufrénoy et renommée Bauxite en 1961 par H. Sainte-Claire Deville) sont les plus fréquemment représentées sur la feuille Aubagne-Marseille. Elles s'inscrivent dans une vaste période d'émersion crétacée allant, selon les secteurs, du Cénomanien au Santonien inclus. Les roches altérées durant cette période sont principalement carbonatées, ce qui suppose une « fonte » considérable pour obtenir une concentration de résidus de quelques mètres d'altérites plus ou moins alumineuses. Cependant, d'autres altérites parsèment les diverses surfaces continentales de cette zone provençale. Parmi ces dernières, il faut distinguer **les aramonites** (Marcelin, 1923), anciens soutirages karstiques des gisements bauxitiques précédents et des concentrations carbonatées plus récentes dans les conduits et cavités karstiques (croûtes calcitiques, accumulations argileuses imprégnées de calcite, etc.). Seules les bauxites et les aramonites sont figurées sur la feuille Aubagne-Marseille à 1/50 000.

Les bauxites ayant diverses significations, allant d'une simple roche à un minerai, il est préférable d'évoquer un ensemble d'altérites alumineuses, plus ou moins évoluées, sachant que le terme de bauxite ne devrait être réservé qu'au minerai d'aluminium, c'est-à-dire à une roche principalement formée d'hydrates d'alumine (boehmite, gibbsite).

Quand elle est bien conservée (non remaniée/remobilisée), la zone d'altération est généralement structurée en trois niveaux (fig. 110 et tabl. 8) : 1) **un horizon basal**, argileux, majoritairement kaolinique et reflet de la dernière roche mère incorporée, 2) **un horizon médian**, boehmitique et ferrifère, riche en structures pédologiques (oolithes, pisolithes, croûtes), témoins de l'intensité maximale du lessivage, 3) **un horizon sommital**, essentiellement kaolinique, reflet de la dégradation des hydrates sous-jacents par des eaux chargées de silice. Cet horizon supérieur est fréquemment tronqué par les sédiments transgressifs qui coiffent l'altérite. Il apparaît plus justifié de désigner cet ensemble sous le vocable de « formations bauxitiques » (Lajoinie et Laville, 1979). Selon leur emplacement dans la paléotopographie (amont *vs*. aval), l'épaisseur de ces trois horizons varie fortement (fig. 111). En Provence, les formations bauxitiques s'inscrivent dans un intervalle allant de la fin de l'Albien à celle du Campanien et couvrant un vaste domaine compris entre le flanc nord du Lubéron, les collines nord-toulonnaises et les méridiens de Draguignan et des Baux.

Identifié précocement, ce paysage continental a connu diverses appellations : « Isthme durancien » entre Massif central et Massif des Maures (Collot, 1890, 1891 ; Gignoux, 1926), « Bombement Varois » (Rousset, 1969), « Bombement Durancien » (Masse et Philip, 1976), qui révèlent une découverte progressive de sa complexité. Après dépliage des structures issues de la tectonique post-crétacée (Lajoinie et Laville, 1979, fig.6 ; Laville, 1981, fig. 5 et 6), le continent crétacé supérieur qui peut être aujourd'hui reconstitué, évoque une série de rides et sillons subparallèles et obliques par rapport à l'Isthme durancien initial (Laville, 1981). Vers l'Ouest, il se prolonge jusqu'au département de l'Aude (Boutenac). Au-delà, l'émersion est plus précoce et concerne le Crétacé inférieur (Berriasien à Albien).

Dans l'emprise de la feuille Aubagne-Marseille, les formations bauxitiques sont principalement représentées dans le SW du massif d'Allauch (Tête ronde, Cante Perdrix) et, exceptionnellement, dans celui de la Lare. Elles se poursuivent dans son voisinage immédiat (Massif de Regagnas au NE, synclinal de Rougier-Mazaugues vers l'Est). Dans cette emprise, seul le massif d'Allauch a connu une exploitation de ce niveau d'altérite intercalé entre un « mur » hauterivien (Masse *et al*., 2003) et un « toit » cénomanien moyen (Guyonnet-Benaize, 2006). Avec une discordance maximale de 15°, le Cénomanien et le Turonien supérieur ravinent cette succession et parfois, ce dernier repose directement sur la bauxite. Cette discordance entre Cénomanien et Turonien, témoigne de l'alternance entre transgressions et régressions en bordure du Bombement Durancien. Ainsi, en quelques millions d'années, deux périodes d'émersion, entrecoupées d'une transgression, permettent l'altération et la concentration des altérites dans des dépressions d'un substrat carbonaté. Celles-ci se présentent sous forme d'une couche lenticulaire dont seules les parties les plus épaisses ont été exploitées.

La fracturation anté-turonienne, active durant la période d'émersion, semble contrôler l'accumulation de la formation bauxitique au pied des pentes les plus abruptes (Guyonnet-Benaize, 2006). À l'Est, dans le massif de la Lare, la formation bauxitique est discontinue et disséminée en poches verticales (aramonite) incluses dans les calcaires jurassiques (Tithonien) ou lenticulaires sur le Crétacé inférieur (Berriasien). Dans l'emprise de la feuille Aubagne-Marseille, ce dispositif montre que, de part et d'autre de la vallée actuelle de l'Huveaune, le relief engendré au Crétacé était contrasté avec une tendance à l'élévation plus marquée dans le massif de la Lare que dans le massif d'Allauch, permettant une accumulation et une meilleure protection des altérites dans ce dernier. À l'échelle des gisements, des failles précoces ont engendré le modelage du substrat crétacé. En favorisant le drainage superficiel et la fracturation des roches, elles ont permis l'altération des sédiments argileux du Crétacé inférieur dans les parties en élévation, puis la concentration et la maturation de ces altérites dans les parties déprimées, tandis que sur les parties en élévation, elles étaient décapées (fig. 110).

Faciès	Passe	Moyenne des teneurs en % de SiO_2			
		La Brasque (Var)	Les Canonettes (Bouches-du-Rhône)	La Rouquette (Hérault)	Discontinuités
Siliceux supérieur	L'ensemble	31,2	26,3	38,7	
	Basale	23,7	18,4	23,3	15,5
Bauxitique médian	Sommitale	10,8	7,6	9,3	
	L'ensemble	8,0	6,1	5,6	
	Basale	9,1	11,3	6,5	14,6
Siliceux inférieur	Sommitale	22,5	21,1	17,0	
	L'ensemble	26,5	26,3	20,0	

Tabl. 8 - Les faciès chimiques des formations bauxitiques et leurs discontinuités en fonction des teneurs en silice de quelques gisements de Provence et du Languedoc (Lajoinie et Laville, 1979).

Les exploitations de bauxite du massif d'Allauch ont surtout marqué la fin du XIX^{e} siècle et le début du XX^{e}. Extrait par galeries depuis les affleurements, le tonnage est estimé à 297 000 tonnes (Lajoinie et Laville, 1979), ce qui est modeste comparé aux millions de tonnes extraites des gisements plus orientaux de Tourves ou Mazaugues. La bauxite exploitée correspond à l'horizon médian de la formation bauxitique. Avec une teneur en silice inférieure à 5 %, ces minerais étaient adaptés au procédé d'extraction de l'alumine (Bayer) qui par fusion, permet ensuite celle de l'aluminium. Cependant, l'épaisseur restreinte (< 2 m) de ce minerai, n'a pas permis de mécanisation et les reconnaissances par sondage à la périphérie de la Grande Tête Rouge se sont avérées infructueuses.

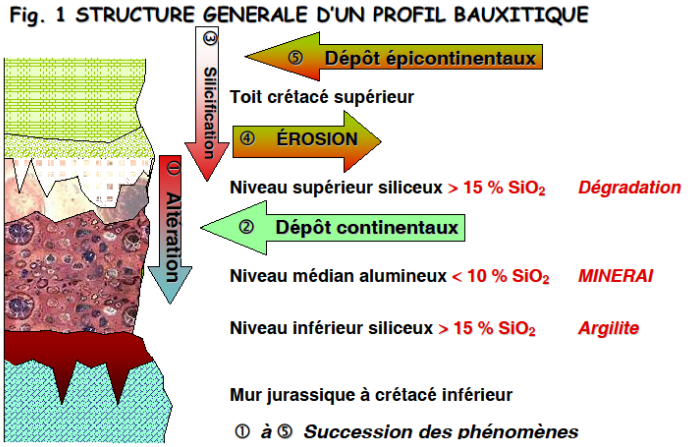


Fig. 110 - Structure générale d'un profil bauxitique (P. Laville, inédit)

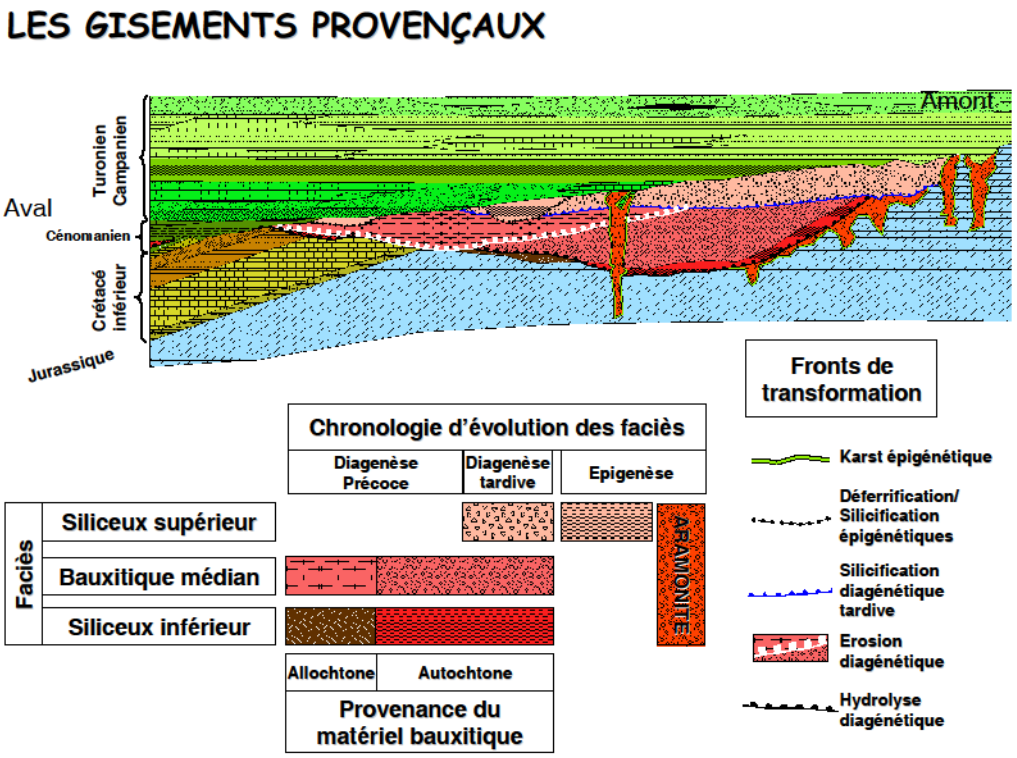


Fig. 111 - Principales combinaisons des faciès chimiques de la formation bauxitique provençale (d'après P. Laville, 1981)

Notons qu'une usine, située à Gardanne, est la seule en France à produire de l'alumine à partir de bauxites, mais celles-ci sont maintenant importées. Le traitement s'effectue par électrolyse et le résidu (boues rouges) est envoyé par pompage par une conduite de 47 km qui a été édifiée entre Gardanne et Cassis, où les boues sont ainsi déversées en mer, à 320 m de profondeur, dans la fosse de Cassidaigne.

Autres roches (J. Ricour)

Calcaires

Les roches calcaires sont majoritaires sur le territoire. Elles ont de multiples usages. Elles représentent la principale ressource du sous-sol de la région.

Pierres à chaux**.** Obtenue des calcaires par cuisson entre 600 et 800°, la chaux a été utilisée comme liant en maçonnerie depuis la plus haute antiquité. Les vestiges de fours à chaux sont abondants dans la région. Des calcaires purs, extraits en vue de la préparation de la castine pour la fabrication de la chaux grasse, ont existé à l'Ouest de la Bédoule, au lieu-dit les Fourniers, le long de la route de Cassis. Aujourd'hui l'utilisation ancestrale de la chaux est des plus réduite, par contre les industries, et notamment la sidérurgie, en est grosse consommatrice et d'importantes usines situées à proximité de la région, à la Mède et Châteauneuf-les-Martigues, utilisent les calcaires de la Nerthe. Du carbonate de calcium très pur est extrait de la chaux par la société Solvey à Port-Saint-Louis-du-Rhône. Antérieurement, cette société extrayait sa matière première dans les carrières de la calanque de Port-Miou et la transportait par bateau.

Pierres pour ciment. Certains calcaires marneux de la région renferment les proportions idéales d'argile et de calcaire pour la fabrication de ciment. Telles sont les formations de l'Aptien inférieur, ou Bédoulien, qui ont été activement exploitées dans d'immenses carrières aux environs de la gare de Cassis et à Roquefort-la-Bédoule. D'autres cimenteries de moindre importance ont existé à la Valentine. Actuellement une seule cimenterie importante, mais située à Septèmes-les-Vallons immédiatement au Nord de la limite de la feuille,

exploite des niveaux calcaréo-marneux. Les ciments représentent une part importante des exportations du port de Marseille.

Pierre de taille et d'ornement. Parmi les calcaires qui fournissent des pierres de taille et d'ornement on distingue deux groupes : 1) les pierres dures du Jurassique et du Crétacé et 2) les pierres tendres de la base du Tertiaire.

Pierres dures. Seule la pierre dure est exploitée sur le territoire de la feuille Aubagne-Marseille. C'est le faciès Urgonien du Barrémien qui fournit un matériau de grande renommée : **la Pierre de Cassis**. Fraîchement sortie de carrière, cette pierre est gris bleuté mais, après polissage, elle prend l'aspect d'un marbre de couleur chaude, grège. La Pierre de Cassis a été largement utilisée dans la région : dallages, pierre de taille (phares de Cassis et du Planier), et a été largement exploitée jusqu'en 2008 dans la carrière du Bestouan, à Cassis, où étaient été réalisés des travaux d'ornement artisanaux et notamment les fameux éviers de pierre appelés « piles » à Marseille. Les rudistes abondants donnent à la pierre polie un cachet remarquable.

Pierres tendres. Il n'y a pas d'exploitation de pierre tendre sur le territoire de la feuille Aubagne-Marseille. Ces pierres se retrouvent néanmoins dans beaucoup de monuments de Marseille : vestiges grecs de la Bourse, Hôtel de Ville, Vieille Charité. Ce sont des molasses qui ont deux origines : la « Pierre de Rognes », utilisée essentiellement en revêtement, et la « Pierre de la Couronne », provenant de la Nerthe.

Pierre d'enrochement, agrégats et graviers. Les calcaires sont activement exploités comme pierre d'enrochement mais surtout, après concassage, comme source d'agrégats et de graviers. C'est essentiellement l'Urgonien qui satisfait à ces besoins. Les anciens lieux d'exploitation sont innombrables. Dans le même secteur une grande carrière est encore en activité au Nord du vallon de la Panouse. Signalons encore la grande carrière située en bordure de la route D43c, au SE d'Aubagne et celle de Cassis, entre la gare et la route de Carnoux, toutes deux très actives à 1'heure actuelle.

Pierres à plâtre et soufre. Le gypse et le soufre ont été exploités dans l'Oligocène de Marseille, aux Camoins et dans de nombreux niveaux triasiques (Beaumont), Allauch, Aubagne (Font de Mai), Gémenos (Saint-Jean de Garguier), Roquevaire et Auriol. À l'Est de la commune de Roquevaire, le lieu-dit « les Plâtrières » est située entre le village et l'autoroute A52. Cette zone comprend un sous-sol constitué en partie de gypse (fabrication du plâtre). Les terrains au-dessus desquels ont eu lieu les travaux d'exploitation sont actuellement occupés par un habitat dispersé. L'extraction de gypse s'est faite sur plusieurs niveaux. Aujourd'hui, les niveaux inférieurs sont en eau. Le site a été exploité de 1800 à 1963, puis abandonné sans surveillance. L'existence même de l'extraction a été « oubliée » en moins d'une génération, ce qui a conduit à une urbanisation de la zone sans précaution. Ce n'est que suite à des affaissements récents (1995) et à l'évacuation de certains immeubles pour raisons de sécurité que des mesures ont été prises en matière de règlement d'urbanisme.

Sables. Au Nord du massif de Marseilleveyre, des sables siliceux ont été exploités en carrière (Anjarre) Ils l'ont été en souterrain à partir des affleurements à Roquevaire et à Roquefort-la-Bédoule pour la construction et quelques emplois en fonderie. Des poches de sables de désagrégation des dolomies du Jurassique ont été localement exploitées de façon artisanale. Dans la région, les sables actuellement utilisés dans le bâtiment proviennent du concassage en carrière.

Les argiles. Les argiles, comme les calcaires, sont abondantes en Provence et leur importance économique est grande. On les exploite essentiellement pour la fabrication de tuiles, de briques, de céramiques et de poteries.

À Saint-André et Saint-Henri, des argiles ont été exploitées en carrières (fronts de taille de 90 m de hauteur) pour la confection des tuiles et briques par les Tuileries de Marseille et de la Méditerranée. À la Valentine

(Saint-Marcel), des argiles à briques ont aussi été exploitées. Dans la région d'Aubagne, pour les tuiles et la poterie, on a exploité les argiles de l'Oligocène mais aussi des formations quaternaires.

Le Port autonome de Marseille exporte annuellement environ 6 000 tonnes d'argile ainsi que 25 000 tonnes de briques et tuiles, 25 000 tonnes de produits réfractaires et 20 000 tonnes de carrelages.

Charbon. Au Nord des limites de la feuille Aubagne-Marseille, un important gisement de charbon a été exploité jusqu'en 2003 dans le bassin synclinal de l'Arc, sur le territoire des communes de Gardanne et de Meyreuil, dans le Fuvélien, faciès lacustre du Crétacé supérieur. Bien que classé comme lignite par l'Administration des mines qui ne donne l'appellation « charbon » qu'aux combustibles issus des terrains du Primaire, le pouvoir calorifique de ce combustible (6 500 calories), l'identifie bien comme charbon. Ce combustible était en majeure partie utilisé par la centrale thermique de Gardanne, qui alimente le réseau EDF. Cette centrale fonctionne actuellement avec du charbon importé d'Afrique du Sud. Sur le territoire de la feuille Aubagne-Marseille, des recherches et petites exploitations ont été tentées. Lignites du Crétacé supérieur, avec les travaux de Védes-Liquette-Bassan (Auriol), entre 1862 et 1908, et Plan d'Aups, entre 1865 et 1886. Niveaux lignitifères situés à la base des couches de l'Oligocène, qui ont été exploités à la Baumone (Aubagne) entre 1887 et 1900 et on fait l'objet de recherches sur la concession du Garlaban (Roquevaire 1850 travaux noyés), ainsi que de quelques grattages à la Bourdonnière. Les travaux du tunnel du Prado ont recoupé plusieurs passées ligniteuses dans l'Oligocène inférieur.

Hydrocarbures. Une recherche de pétrole infructueuse (forage de reconnaissance) a été menée sur le territoire de la feuille, dans le 9e arrondissement de Marseille, au-lieu dit Vaufrèges, en bordure de la route de Cassis. Ce forage, dit « de Carpiagne », a atteint la profondeur de 897 m après avoir traversé des terrains attribués au Permien depuis 700 m. Bien que n'ayant pas révélé d'indices pétroliers, cet ouvrage a fourni d'intéressantes données sur la stratigraphie et la tectonique de la région.

GRANDS TRAVAUX (J. Ricour)

De importants travaux souterrains ont été effectués sur le territoire de la feuille.

Tunnels pour les transports

Le tunnel maritime du Rove. Long de 7 118 m qui relie l'étang de Berre à la mer. Dans l'angle NW de la feuille, son extrémité SE recoupe la chaîne de l'Estaque et aboutit à la pointe de la Lave. Actuellement effondré, ce tunnel fait l'objet de projets de remise en état. Des forages geologiques pour sa rehabilitation viennent de commencer.

Le tunnel ferroviaire de la Nerthe. Long de 4,6 km est situé à environ 2 km à l'Est du précédent.

Le tunnel du T.G.V. Méditerranée. Long de 6 941 m n'a pas fait l'objet d'observations géologiques précises.

L'aménagement du sous-sol de la ville de Marseille a nécessité la réalisation de grands travaux :

– le tunnel centre ville (Prado-Carénage). Long de 2,4 km, il traverse la colline de Notre-Dame-de-la-Garde du SE au NW. Cet ancien tunnel ferroviaire relie le bassin du Carénage (Vieux Port) à la gare du Prado, actuellement « Parc du 25e Centenaire ». Il a été recalibré en tunnel autoroutier et sa section de 50 m² a été portée à 110 m². De nombreux travaux de reconnaissance géologiques et géotechniques ont été réalisés avant et pendant sa réalisation (BRGM-Cemerex, 1973-74 ; Dellery et Gaudin, 1977 ; Dellery et Guieu 1979 ; Guieu, 1973). Depuis 2014, ce tunnel est prolongé de l'entrée de l'autoroute est jusqu'au rond point du Prado ;

– deux lignes de métro, longues de plus de 20 km (Suivi géologique du BRGM, Dellery et Gaudin, 1977). Signalons que les déblais du métro et de la station d'épuration ont été utilisés pour remblayer le littoral du

Prado et créer les « Plages Defferre », agrémentées de pelouses très fréquentées dont la superficie est de 42 ha. La ligne 1 (la Rose – la Timone) vient d'être prolongée jusqu'à Saint-Barnabé (station la Fourragère) ;

– trois tunnels routiers urbains. Pour la description géologique, voir le § consacré au massif de Notre-Dame-de-la-Garde. La voie rapide L2, qui relie les autoroutes est et nord, a creusé des tranchées et des tunnels qui ont mis à nu de nouveaux affleurements dans le bassin de Marseille.

Tunnels d'évacuation

La « galerie à la mer ». Percée de 1890 à 1905, longue de 14,7 km et qui évacue, dans le port de Marseille, à la Madrague, l'exhaure de la mine de Gardanne en traversant le massif de l'Étoile. Cet ouvrage a fourni des données géologiques fondamentales. Elles ont permis, en démontrant le charriage du massif de l'Étoile, de clore une vive controverse entre géologues « nappistes » et « antinappistes ».

Le percement des tunnels du Canal de Provence. Réalisé en 1980 en vue d'alimenter en eau la ville de Marseille a confirmé le charriage du massif de l'Étoile. Il s'agit de la branche « Marseille – Est » du Canal de Provence. Le suivi géologique de ces différentes galeries a été effectué par MM. Guieu, Camoin, Garaud, Mlle Rolland, MM. Sedan et Stouvenot. Ces travaux apportent, pour la partie sud du massif de l'Étoile, des preuves comparables à celles qu'avait fournies au début du siècle le creusement de la « Galerie à la mer ».

Deux stations d'épuration entièrement souterraines, une à Dromel (Geolide), d'où part l'émissaire II, et l'autre dans la calanque de la Cayolle, au Sud de Marseille.

Deux émissaires de 6,5 et 9 km de long rejetant les eaux traitées dans la calanque de Cortiou (coupe géologique décrite à propos du massif de Marseilleveyre).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

On ne connaît pas de gîtes de mineraux de collection dans le périmètre de la feuille Marseille-Aubagne. Les minéraux du métamorphisme que l'on trouve dans le socle paléozoique n'affleurent pas.

Tout au plus trouvera-t-on des cristaux de soufre, de gyspse ou d'alumine dans d'anciennes carrières.

Des cristaux de calcite se trouvent un peu partout dans les veines ou les karsts qui parsèmment les formations mésozoïques, mais on ne signale aucun gisement exceptionnel.

Des quartz hyalins se rencontrent dans les galets qui forment les poudingues de l'Oligocène, mais ils proviennent du socle paléozoïque qui formait le Continent Méridional.

La province méridionale n'est pas le terrain de chasse favori des collectionneurs de minéraux.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

La « grotte Cosquer » (J. Collina-Girard)

C'est en septembre 1992 qu'Henri Cosquer, plongeur cassidain, annonçait à la communauté scientifique sa découverte d'une grotte ornée dans les Calanques. La remontée de 135 mètres de la mer, après la dernière glaciation, a épargné des peintures rupestres realisées par des chasseurs-cueilleurs qui vivaient dans le massif des Calanques il y a -27 000 ans et -18 000 ans.

Le site, accessible en plongée, par un siphon de 120 m ouvert à -37 m de profondeur au pied du Cap Morgiou, comporte deux salles semi-émergées dont la première mesure une soixantaine de mètres de diamètre. Une rapide exploration permet de découvrir les premières gravures et les vestiges au sol : lamelles de silex, traces de torches, boulettes de glaise malaxées, raclage au doigt de la paroi argileuse. Des fragments de charbon de bois parsèment le sol et de petits foyers d'éclairage sont bien conservés. Vingt-sept datations ^{14}C ont réalisées qui se groupent en deux périodes :

– le Gravettien (autour de 27 000 ans BP) ; tracés digitaux couvrant les parois calcaires et « mains négatives ». Ces mains, dessinées par soufflage de charbon ou d'argile autour d'une main posée sur la paroi, sont bien représentées (65). Exécutées au charbon, elles sont typiques de cette période et pour la première fois datées au ^{14}C ;

– le Tardigravettien (autour de 18 000 ans BP) ; le cheval domine suivi des bouquetins et chamois. Il y a aussi des bisons et des aurochs, du cerf élaphe et du grand cerf mégacéros. 9 phoques gravés et 3 pingouins tracés au charbon sont une des originalités du site. Une tête de félin complète le bestiaire.

Au total le nombre de figurations animales est maintenant de 177 appartenant à onze différentes espèces. Les animaux les plus souvent représentés sont les chevaux (63), suivis des bouquetins (28), des bisons et des aurochs (24), puis des cerfs (15). Les autres animaux sont plus rares : 4 chamois, 2 cerfs magaceros, 1 félin, 1 antilope saïga. Les animaux marins sont bien représentés : 9 phoques et 3 pingouins qui représentent une rareté dans l'art préhistorique du Paléolithique supérieur.

La grotte Cosquer apparaît maintenant comme un des sites majeurs pour l'art rupestre européen et comparable à ceux de Lascaux, de la grotte des Trois-Frères, d'Altamira et de la grotte Chauvet.

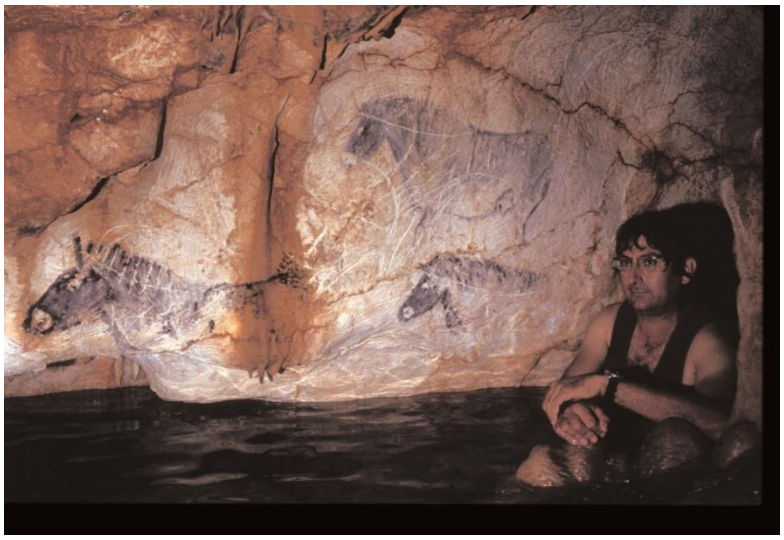


Photo 8 - Vue de la fresque des chevaux dans une partie de la grotte Cosquer (photo J. Collina-Girard)

Les matériaux de construction de l'Antiquité au Moyen-âge (M. Vacca -Goutoulli)

Les matériaux naturels autochtones mis en œuvre dans les édifices élevés sur les territoires de Marseille à La Ciotat, et dans la vallée de l'Huveaune

Le sol de Marseille et de sa région proche, est constitué d'affleurements ayant largement participé à l'approvisionnement en matériaux naturels de construction, qu'il s'agisse de pierres de taille ou de moellons. Les contraintes techniques de construction imposées au matériau par le parti architectural choisi, répondent aux contraintes physiques et mécaniques que devra posséder la roche que l'on intégrera à chaque

niveau de l'élévation. Ces réponses adaptées sont garantes de la durabilité de la construction. À ces contraintes, s'en ajoutent d'autres qui ont pu jouer dans les choix techniques des époques protohistorique, grecque, romaine, médiévale ou moderne, comme des questions politiques, de propriété, d'accessibilité, ou encore des contraintes économiques inhérentes à chaque type de chantier, privé ou public.

Les matériaux sont mis en œuvre, soit taillés, soit bruts d'extraction ou de ramassage. Les pierres de taille sont extraites par la technique du havage, qui consiste à séparer le bloc à extraire du massif rocheux par des tranchées de faible largeur, et ensuite à le détacher du sol de carrière suivant la stratification de la roche à l'aide de coins.

Les hauteurs d'assises définissent le grand appareil (plus de 35 cm), le moyen appareil (de 20 à 35 cm), le petit appareil (moins de 20 cm).

Les pierres de ramassage ou les pierres extraites sans la technique de havage, peuvent être parées pour être intégrées à un mur en pierre sèche, ou liées avec du mortier. Leurs dimensions sont hétérogènes et leurs formes aléatoires.

Dans le cadre d'un projet de sculpture ou de décor architectonique, la roche est choisie en rapport de ses qualités à prendre l'adouci, le poli, et à sa tenue d'arête pour les œuvres en ronde bosse ou en haut-relief.

Les matériaux exploités à Marseille et mis en œuvre dans les édifices depuis l'Antiquité

Calcaire lacustre oligocène. Deux aires géographiques du territoire de Marseille, sur le versant nord de la colline de la Garde et à Saint-Antoine et l'Estaque, au Nord de la ville, ont approvisionné les chantiers de constructions dans l'Antiquité et au Moyen-Âge.

Traditionnellement on appelle le calcaire oligocène mis au jour dans les constructions antiques et médiévales de Marseille, le « calcaire blanc » ou « calcaire de Saint-Victor ». En effet, les seules extractions connues dans cet affleurement sont réoccupées à l'époque médiévale par l'abbaye de Saint-Victor.

Le calcaire de Saint-Victor est utilisé dès l'origine de la cité phocéenne au VI^{e} siècle avant notre ère. Il est reconnu en particulier dans la construction de la fortification de cette époque et dans sa reconstruction au IV^{e} siècle avant notre ère. Présent sur le versant nord de la colline de Notre-Dame de la Garde, l'affleurement domine la rive sud du Lacydon. Des carrières antiques sont reconnues dans la crypte de Saint-Victor et sont encore observables. Plus à l'Est, dans la rue Sainte, les constructions de l'extension de la ville ont probablement fait disparaître d'autres exploitations. Deux faciès de cette roche, le calcaire oligocène en plaquettes et le calcaire oligocène à striatelles, sont reconnus en fouille dans le bâti de la ville, depuis l'Antiquité jusqu'au Moyen-âge où les constructeurs ont largement fait appel à ce matériau disponible à proximité et qui présentait de grandes facilités de taille. En particulier, le faciès à plaquettes (indice de taille estimé à 3 ou 4) se présente en bancs de bonne puissance, puisqu'on a pu extraire des blocs de grand et très grand appareil. Le faciès à striatelles (indice de taille estimé à 4 et parfois 5) ne se présente pas en grand appareil dans les constructions observées. Il est employé en moyen appareil irrégulier dans la fortification du VI^{e} siècle avant notre ère, et en petit appareil pour l'époque romaine et médiévale. Les carrières semblent toujours être hors les murs de la ville antique ou médiévale.

Dans les fortifications du VI^{e} et du IV^{e} siècle avant notre ère, les constructeurs utilisent ces deux faciès indifféremment dans le même niveau architectural, en fondation, en raison de sa faible porosité, sa capillarité pratiquement nulle et sa bonne résistance à l'écrasement quand il est mis en œuvre « dans son lit ». Les élévations sont, quant à elles, construites au VI^{e} siècle en adobes (briques crues) et au IV^{e} siècle en travertins, sous la forme de blocs de grand appareil. Ainsi, le calcaire oligocène empêche les remontées d'eau du milieu humide dans lequel sont installés ces monuments dont les élévations sont vulnérables, leur donnant alors une plus grande durabilité.

L'un de ces faciès, les laminites calcaires « en plaquettes », permet une taille des blocs de grand appareil et se retrouve surtout dans la fortification du IV^e siècle avant notre ère, dans les assises de fondation dont le réglage se doit d'être rigoureux. Portant l'élévation en blocs de grand appareil de travertin, le moindre défaut de planéité présenterait un danger pour les assises supérieures travaillant en tas de charge. Le poinçonnement qui en résulterait provoquerait une cassure du bloc, entraînant des désordres majeurs dans l'édifice. Ces deux faciès présentent chacun des compétences les faisant utiliser par les constructeurs des différentes époques historiques, dans des niveaux architecturaux distincts.

Le faciès « en plaquettes » est mis en œuvre dans des niveaux protégés contre le ruissellement, auquel cette roche est vulnérable. On le trouve pour l'essentiel dans les parements internes des maisons médiévales, telles que celles étudiées dans le cadre de la fouille d'archéologie préventive de la place Villeneuve-Bargemon, au quartier Saint-Jean. Il faut noter que placé en fondation même dans un milieu humide, les circulations d'eau du terrain encaissant n'endommagent pas les blocs en œuvre.

Le faciès « à striatelles » est plus dur et plus résistant au ruissellement et au rejaillissement. On l'observe mis en œuvre dans l'élévation des parements externes des murs en petit appareil d'époque romaine ou médiévale. Une carrière datée du V^e siècle avant notre ère a été découverte en 2017 sur le coté sud du boulevard de la Corderie. La pierre utilisée (un calcaire détritique moyen bien lité) présente un facies unique probablement d'âge oligocène.

Inventaire succinct des vestiges conservés taillés dans ce matériau. La plupart des interventions archéologiques effectuées à Marseille n'ont pas permis la conservation des constructions en élévation, la pression de l'urbanisme étant très forte, nous retiendrons ici les seuls éléments les plus représentatifs de l'utilisation des matériaux locaux au fil du temps :

– fin VI^e siècle avant notre ère ; fortification grecque archaïque, partiellement enterrée, au SW du site de la Bourse, Jardin des vestiges, Musée d'Histoire (photo 9) ;

– la fortification du IV^e siècle avant notre ère (époque grecque classique). On note l'assise de réglage de la fondation surmontée de l'élévation en blocs de grand appareil de travertin ;

– la carrière de Saint-Victor dans l'ancienne sacristie des cryptes. À l'Ouest de la tour d'Isarn, un front d'une hauteur de deux mètres s'enfonce à l'Ouest des fondations. Un sol de carrière se trouve au pied de ce front à 10 m sous le sol de l'église. Les hauteurs de blocs extraits sont comprises entre 40 et 70 cm de hauteur, que l'on peut rapprocher de ce que l'on a observé sur les vestiges de la Fortification du IV^e siècle avant notre ère ;

– au Moyen-Âge, l'exploitation a été élargie sans que l'on connaisse vraiment les limites qu'elle a alors atteintes. Blocs de parement (qui devaient être posés sur chant), dont une des faces est polie. L'un d'eux porte des graffiti représentant des bateaux, identifiés par P. Pomey, CNRS, et des lettres grecques, indices qui ont permis la datation de l'ensemble mis au jour hors contexte chronologique (conservation : Dépôt archéologique municipal, avenue Salengro) ;

Photo 9 - Fin VI^e siècle avant notre ère : fortification grecque archaïque, partiellement enterrée, au SW du site de la Bourse, Jardin des vestiges, Musée d'Histoire (photo M. Vacca-Goutoulli)

– châpiteau d'abord dit de « tradition ionique archaïque » découvert en remploi dans un quai (du Moyen-âge ?), ce chapiteau s'inscrit plutôt dans un style nord-ionien. De dimensions monumentales, il provient sans doute d'un grand temple périptère entièrement construit en pierres, dalles de couverture également, ce qui donnerait alors une date basse vers 500 avant notre ère. Taillé dans le calcaire blanc de Saint-Victor « en plaquettes », il est long de 1,80 m, large de 0,90 m, et haut de 0,55 m, hors volutes. Avec les volutes la hauteur est de 0,69 m, ce qui donne la mesure du bloc dans lequel il a été taillé. La pétrographie demande encore à être précisée (photo 10) ;

Photo 10 - Chapiteau d'abord dit de « tradition ionique archaïque » découvert en remploi dans un quai (du Moyen âge ?) (Photo M. Vacca-Goutoulli)

– Pierre de Saint-Victor ; le bloc de l'assise supérieure formant l'angle, est un poudingue de galets oligocènes, repris dans un ciment également oligocène (d'après H. Ahmadzadeh, École des Mines d'Alès) (photo 11). D'après les documents datant de la fouille de 1974, lors de laquelle cet avant mur a été mis au jour, tous les blocs, dont ce bloc en particulier, et tout le mur, étaient en parfait état de conservation, portant encore les traces d'outils de taille. Vingt ans après, le ruissellement des eaux de pluie et d'arrosage ont provoqué les dissolutions que l'on constate au Jardin des Vestiges, Musée d'Histoire ;

– sarcophage daté du V^e siècle avant notre ère. Mis au jour en 1954 (photo 12), il est taillé dans le calcaire de Saint-Victor « en plaquettes ». Ce sarcophage fait partie d'un ensemble formé de nombreux exemplaires de la même époque et de style similaire que l'on découvre lors de nouvelles études de terrain. Quand ces vestiges sortent de leur gangue d'argile, ils sont en bon état, simplement fragilisés par le milieu humide qui les contenait. Exposés comme ici pendant des dizaines d'années à un air sec, les lits les plus fragiles de la pierre deviennent pulvérulents. C'est ce que l'on constate ici dans cet aspect feuilleté (musée Borely) ;

Photo 11 - Marseille - jardin des Vestiges - avant mur du IIe siècle avant notre ère (Photo H. Tréziny, 1993)

– les stèles votives (naïskoï) de la période grecque archaïque ont été mises au jour dans la rue Négrel, lors du percement de la rue impériale au milieu du XIXe siècle. Le matériau est identifié par E. Colomb. 41 de ces stèles sont conservées au musée Borely. Elles sont datées par A. Hermary de la période grecque archaïque et ont une origine stylistique éolienne ou nord-ionienne. Il s'agit d'édicules à fronton d'une hauteur de 31,5 cm à 66 cm. Des femmes voilées sont assises à l'intérieur, de face, sculptées en bas relief, avec les mains posées sur les genoux. Leur masse permet de les poser sans encastrement. A. Hermary (1999-2000) interprète ces sculptures comme pouvant se rapporter à diverses divinités, puisque datées de l'époque archaïque : Athéna, Artémis, Aphrodite… Le sanctuaire où étaient installées ces sculptures n'est pas identifié.

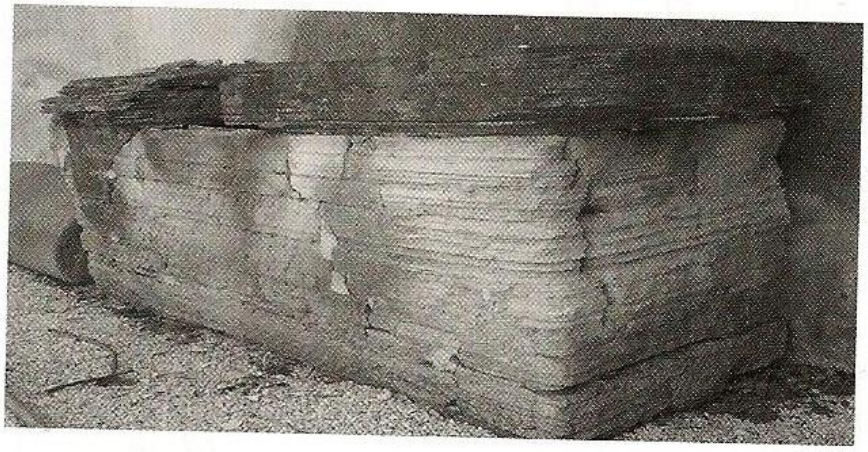


Photo 12 - Sarcophage daté du Ve siècle avant notre ère, mis au jour en 1954 (Photo M. Vacca-Goutoulli)

L'investigation archéologique de la place Villeneuve Bargemon en 1995 a permis l'étude de vestiges de maisons médiévales détruites pendant le sac de Marseille par les Aragonai :

– calcaire oligocène de l'Estaque et de Saint-Antoine. Dans cette aire d'affleurement, aucune exploitation n'est reconnue à ce jour ;

– poudingue. L'affleurement est visible dans le soubassement du fort Saint-Jean, rive nord du Lacydon. Lors d'une fouille préventive avant certains travaux de restauration de parties hautes du Fort Saint-Jean en avril 2012 (photo 13), des traces d'escoude d'un vestige d'exploitation antique (époque romaine) de ce matériau ont été reconnues (Bernard Sillano, Inrap). Le faciès intéressé par ces traces présentait des

éléments plurimillimétriques à centrimétriques, dans un ciment relativement fort de couleur orangée. En aucun autre endroit de cet affleurement, des traces identiques n'ont été reconnues. Il est vrai qu'hormis ce faciès « fin » du poudingue du Fort Saint-Jean, les éléments peuvent être de dimensions pluricentimétriques dans les niveaux inférieurs de cet affleurement. Dans ce cas, le ciment est beaucoup plus fort. Dans les documents du XIX^{e} siècle, les constructeurs parlaient à ce sujet de « pierre de roche ». L'extraction se faisait à l'aiguille, à la poudre noire ou encore au levier, et les blocs extraits étaient placés en fondation. C'est dans ces niveaux que la ville médiévale et antique a largement utilisé ce matériau utilisant ainsi son absence de porosité et sa résistance à l'écrasement (photo 14). En revanche lors d'une fouille archéologique dans un quartier du Moyen-Âge, on a constaté la présence dans le mortier de liaison des murs, un apport de « gravier », dont la structure se présente comme constituée d'éléments plurimillimétriques à centimétriques dégagés du ciment naturel de la roche. Les mêmes documents du XIX^{e} siècle parlent de faciès mal cimentés dont on utilise les galets mélangés au mortier de construction.

Photo 13 - Marseille - Fort Saint-Jean. Seules traces d'un travail de carrier dans ce poudingue sans qu'on puisse parler d'extraction (vestiges exigus) (cliché Bernard Sillano, Inrap, 2012)

Photo 14 - Tour des trinitaires (quartier du Panier). Les pierres d'angle sont en pierre de la Couronne (Martigues), mais le corps de la construction est en poudingue. De nombreux faciès sont utilisés ici, sans suite, marquant peut-être un approvisionnement utilisant des blocs en remploi.

Le Travertin. Le travertin massivement employé dans le bâti de la Cité phocéenne à l'époque grecque classique est le travertin dit « roselière ». Les compétences résultant de sa structure poreuse ont été

largement mises à profit dans différents niveaux architecturaux. On trouve également l'emploi dans l'Antiquité et dans l'Antiquité tardive, d'un travertin correspondant à une formation plus dure, exploitée en carrière jusqu'à une époque récente dans le quartier Saint-Julien. *À l'époque grecque classique,* le travertin apparaît dans la construction en grand appareil de l'élévation de la fortification reconstruite à cette époque, venant remplacer l'élévation en brique crue de la fortification du VI^{e} siècle avant notre ère (photo 15). Ces deux matériaux, en œuvre dans un système défensif, sont chacun posés sur une fondation en calcaire blanc de Saint-Victor et présentent des propriétés mécaniques similaires. Cependant, la brique crue demande à être restaurée souvent, alors que le travertin « roselière », en tant que roche calcaire, possède une structure qui lui permet d'absorber des chocs répétés en gardant une certaine élasticité. De même, il résiste aux intempéries. Marseille possède de nombreuses nappes de travertin, même si certaines ont disparu. Il paraît difficile de reconnaître l'origine des carrières ayant approvisionné ce chantier qui a fait appel à un volume important de blocs de grand appareil. Les époques suivantes, d'après les chantiers de fouille ouverts, n'ont apparemment utilisé ce matériau qu'en remploi. Des essais de compressions et d'élasticité ont été réalisés à l'École des Mines d'Alès pour quantifier les compétences des matériaux et leur pertinence d'utilisation dans les différents niveaux architecturaux. *À l'époque paléochrétienne* se place le sarcophage de la Tradition Legis (fin V^{e} ou première moitié du VI^{e} siècle de notre ère). Il s'agit d'un sarcophage creusé dans un travertin dur que l'on pourrait, sous toute réserve, attribuer à l'affleurement de Saint-Julien. Est également connue une cuve décorée sur une grande face et ces deux petits côtés, avec un couvercle en bâtière décoré sur la pente correspondant à la face décorée. La longueur est de 1,93 m, la largeur de 0,70 m et la hauteur de 0,59 m. Il a été mis au jour dans l'église haute. Il est conservé à Saint-Victor, dans le collatéral sud de l'abbatiale médiévale.

Photo 15 - Jardin des Vestiges, Musée d'Histoire, la Bourse. Fortification du IV^{e} siècle avant notre ère. Vue du parement externe de la fortification, (photo H. Tréziny, 1993)

Les matériaux extraits d'affleurements extérieurs à Marseille et leur emploi

La pierre de Cassis. L'exploitation de cette roche marbrière, d'indice de taille 13 à 14, est effective depuis l'Antiquité, où on l'observe dans le dallage de la voie d'Italie au jardin des vestiges et dans l'abbaye Saint-Victor, où plusieurs sarcophages paléochrétiens en sont constitués.

La pierre de Roquefort-la Bédoule est assez semblable, mais plus fortement chargée en fossiles (rudistes). Située à l'intérieur des terres, il est plus évident de penser que la roche utilisée à Marseille provenait de Cassis, dont les carrières sont littorales. Une pierre similaire se trouve à proximité de l'entrée du port de Marseille. Elle appartient à la même formation géologique, mais elle est fortement fissurée et ne présente pas des bancs suffisamment puissants pour justifier une exploitation en pierre de taille : forte résistance à la compression et à la traction, forte résistance à l'usure, porosité nulle.

L'exploitation de cette pierre que sa qualité de tenue d'arête, d'adouci et de poli faisait apprécier dès l'Antiquité, a généré un commerce important :

– la voie d'Italie ; jardin des vestiges, musée d'histoire de Marseille. Le dallage est formé de dalles de fortes dimensions et d'une épaisseur dépassant 15 cm, la surface est striée, sans doute périodiquement pour une meilleure adhérence au passage des usagers ;

– les sarcophages paléochrétiens ; le Christ en Gloire, V^{e} siècle, conservé à Saint-Victor dans l'ancienne sacristie des cryptes. Sarcophage aux niches rectangulaires, V^{e} siècle, conservé à Saint-Victor dans la chapelle de Saints-Hermès et Adrien. Sarcophage allégorique, V^{e} siècle, fragments d'une grande face et du couvercle, conservé à Saint-Victor, dans l'ancienne sacristie des Cryptes.

Le travertin de la vallée de l'Huveaune. On le trouve à la colline Saint-Clair, avec une occupation du second âge du fer et des vestiges de remparts non datés. Ce site domine le vallon de Saint-Jean-de-Garguier. Le rempart est renforcé par une tour de plan rectangulaire de grand appareil de type hellénistique en travertin, réutilisée ensuite pour la construction de la chapelle.

Le calcaire oligocène. Il est mis en œuvre dans la construction du rempart de l'oppidum des Mayans, un site de hauteur fortifié, situé en limite actuelle de la ville avec Marseille. Le matériau est simplement prélevé sur le substrat ou ramassé. La construction en pierres sèches est marquée par la présence de 8 tours, de forme rectangulaire. Une porte charretière du type « à recouvrement » s'ouvre vers le Sud, réduite ensuite à une simple poterne.

Conclusion. L'histoire s'inscrit dans un contexte géographique et géologique, qui a environné les hommes des différentes époques. Dans cet esprit, l'exemple de Marseille montre tout l'intérêt pour les archéologues de porter un regard attentif sur les disciplines scientifiques comme la géologie. Depuis plus de 20 ans, les recherches archéologiques se sont intéressées à l'origine des matériaux mis en œuvres dans les constructions des différentes époques. Ensuite, cette recherche s'est attachée à étudier le matériau lui-même, ses compétences physiques et techniques pour comprendre la pensée technique de chaque époque. Ainsi, ce sont plusieurs disciplines qui vont concourir à définir le paysage bâti d'un territoire et en comprendre la construction interne qui l'enracine fortement dans ce lieu. Le déséquilibre des données que l'on constate en comparant Marseille aux communes environnantes du point de vue de l'étude des matériaux, ne reflète pas une quelconque pauvreté de leur sol, mais plutôt un manque d'attention à cet aspect de la recherche.

SITES REMARQUABLES (J.-P. Masse, M. Villeneuve)

Sites classés

Malgré la présence de plusieurs sites paléontologiques remarquables, notamment dans les calcaires blancs Urgoniens, un seul site classé est reconnu pour sa valeur de « **stratotype** » : c'est le **« Bédoulien** » (Aptien inférieur) qui se trouve dans les environs de la gare de Cassis et dans la carrière des Contes.

Le Bédoulien est le premier niveau argilo-marneux qui fait suite aux calcaires blancs de l'Urgonien (Barrémien) des Calanques. Il vient de faire l'objet d'un numéro spécial de la revue « Géologie Méditerranéenne ». Son contenu paléontologique est résumé dans le chapitre « Description des terrains ».

D'autres stratotypes du Crétacé supérieur continental (Valdonien, Fuvelien, Bégudien) se trouvent à proximité de la carte mais n'en font pas partie.

Sites classiques

Plusieurs sources permettent de retrouver les sites géologiques principaux en Provence (Bourideys et Rousset, 2010). Plutôt que d'en faire une description dans cette notice, nous renvoyons le lecteur au site

Geotope du Musée de paléontologie de l'Université d'Aix-Marseille qui donne une description des sites principaux de la région de Marseille.

Sites géologiques de la feuille Aubagne-Marseille décrits dans la banque de données Géotope (2009) (A. Arnoux, A. Boyer A., M. Fenerci-Masse, J.-P. Masse, L. Villier)

PAC 0451 : La flexure de Sugiton
PAC 0455 : Calcaires cénomaniens de la Pérussonne
PAC 0456 : Le Jurassique et le Cretacé, du Ravin de Saint Pons
PAC 0457 : Massif d'Allauch
PAC 0459 : Le Crétacé de Cassis et rocher du château
PAC 0460 : Stratotype du Bédoulien de la Bédoule-Cassis
PAC 0461 : Le Cénomanien des Bois de la Marcouline
PAC 0462 : Le Turonien des crêtes et falaises soubeyrannes
PAC 0471 : Le Cénomanien-Turonien de Font-Blanche
PAC 0483 : Canyon de la Cassidaigne
PAC 0485 : Le Cretacé inférieur du Mont Puget
PAC 0486 : Le Jurassique moyen et supérieur du vallon de Vaufrèges
PAC 0488 : Le Jurassique supérieur et le Crétacé basal du Mont Rose
PAC 0492 : L'Oligocène du Vieux Port de Marseille
PAC 0493 : Calanque, presqu'île et source sous-marine de Port-Miou
PAC 0494 : Le Polje de Cuges-les-Pins
PAC 0496 : Les calanques : de Marseille à Cassis.

La documentation de chaque site comprend : une description et une carte de localisation, l'intérêt (paléontologique, stratigraphique, tectonique…) du site, des photographies, une bibliographie. Nombre total de pages : 40.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Les nouvelles notices géologiques proposent aux lecteurs des itinéraires géologiques. Les itinéraires proposés ici concernent principalement les massifs, car les affleurements dans les bassins sont dispersés et de piètre qualité. Ces itinéraires sont localisés sur la fig. 112.

Transversales géologiques (proposées par J. Philip et M. Floquet)

Itinéraire 1 - de Marseille aux Lecques en passant par Cassis et La Ciotat

Cet itinéraire parcourt d'Ouest en Est le Parc National des Calanques (de Marseille à La Ciotat), puis la côte de la baie de La Ciotat jusqu'aux Lecques. Il permet l'étude des terrains : 1) du Jurassique et du Crétacé inférieur des massifs de Marseilleveyre, de Carpiagne et des Calanques, 2) de l'Aptien de la Bédoule, 3) du Crétacé supérieur de la région de Cassis, du Cap Canaille et du synclinal du Beausset.

Au départ du Vieux Port de Marseille par la corniche du Président J.F. Kennedy, ou à partir du rond-point du Prado, rejoindre le parc balnéaire (plage du David). De là, suivre la côte vers le SW par l'avenue Pierre Mendès France jusqu'à la Madrague de Montredon. Prendre à droite le boulevard du Mont Rose jusqu'à une aire de stationnement au bord de mer. La coupe célèbre du Mont Rose (décrite en détails dans le guide Découverte Géologique de Marseille [ci-après noté DGM], p. 64-71, G. Guieu *et al*., 2008) permet d'étudier l'évolution des faciès de la plate-forme carbonatée provençale au passage Jurassique-Crétacé. La coupe s'effectue à pied, en suivant le sentier littoral, jusqu'au chemin des Goudes. Elle permet de recouper, de bas en haut, les dolomies et calcaires blancs à laminations et dômes stromatolitiques et faciès algaires du Tithonien supérieur et Berriasien basal, surmontés par un banc à rudistes (*Hypelasma salevensis*), et des

calcaires à algues (*Solenopora*), gastéropodes, foraminifères du Berriasien inférieur et moyen (calanque de Samena). Ces calcaires sont interrompus à la calanque du Mauvais Pas par une faille normale au pied de laquelle gisent les calcaires et marnes vertes du Berriasien supérieur. Après avoir traversé la calanque de l'Escalette, on arrive sur le chemin des Goudes où affleure le Valanginien inférieur (calcaires à rudistes, madréporaires et stromatopores). *N.B. Si l'on souhaite visiter la calanque de Marseilleveyre (Itinéraire 5), continuer en voiture jusqu'au parking de Callelongue puis suivre le sentier littoral à pied jusqu'à la calanque de Marseilleveyre.*

Retourner par la même route jusqu'à la plage du David, puis rejoindre le rond-point du Prado.

Prendre le boulevard Michelet jusqu'au rond-point de Mazargues (obélisque) et ensuite la D559 qui s'engage dans des brèches à éléments calcaires et ciment rouge (épandages torrentiels würmiens) masquant l'Oligocène de la partie est du bassin de Marseille. Peu après, on traverse le Crétacé inférieur (calcaires urgoniens en tranchée) du flanc occidental de l'anticlinal de Carpiagne que l'on ne quitte plus jusqu'au Redon. Environ 1,4 km après le rond-point de l'avenue de Luminy, la route recoupe la faille de Sainte-Croix, d'un rejet de l'ordre de 600 m, qui affaisse le Crétacé inférieur du flanc ouest de l'anticlinal de Carpiagne contre son cœur jurassique.

Le vallon de Vaufrèges est creusé dans les terrains calcaréo-argileux du Bathonien moyen. Un forage pétrolier, implanté en 1960 dans le vallon du Cerisier, a rencontré entre -715 m et -897 m de profondeur des siltites quartzeux rouges attribuées au Permien. La série du Bathonien moyen et supérieur se développe dans le versant nord du vallon, couronnée par la barre calcaire du Callovien inférieur à moyen (« Muraille de Chine ») surmontée par les dolomies ruiniformes de l'Oxfordien moyen-supérieur. Dans l'axe du premier grand lacet en épingle à cheveux, une faille E-W affaisse les calcaires et dolomies du Tithonien inférieur (agencés en séquences péritidales) du flanc sud de l'anticlinal de Carpiagne (mis en contact avec les dolomies ruiniformes de la formation du Vallon de Toulouse), dans lesquels s'effectue la montée jusqu'au col de la Gineste.

Au col de la Gineste, un très beau panorama s'offre sur la dépression de Luminy (alignée sur le trajet de la faille de Sainte-Croix), le massif des Calanques (Morgiou, Sormiou, Marseilleveyre), le bassin de Marseille et les îles du Frioul. Le Mont Puget détache sa silhouette tabulaire imposante au Sud du col : la succession stratigraphique va du Berriasien supérieur, à la base, jusqu'à l'Hauterivien supérieur, au sommet (détails dans DGM, p. 58-59).

Après le col, traversée du plateau calcaire urgonien de Carpiagne qui surplombe les dépressions tectoniques (Aptien effondré) des Logissons.

Dans la descente sur Cassis, s'arrêter au virage des Terrasses : vue dégagée sur la baie de Cassis, creusée dans les assises de l'Aptien et du Cénomanien, et surplombée par les calcaires turoniens du massif du Cap Canaille. Vers le NE s'ouvre la dépression aptienne de la Bédoule, couronnée par les barres calcaires du Cénomanien (la Marcouline) et du Turonien (Pas d'Ouillier).

Rejoindre la cité balnéaire de Cassis. **Laisser le véhicule dans l'un des parcs de stationnement de la ville**, **puis se rendre à pied à la plage du Grand Large**.

Gagner le phare situé à l'entrée du port pour observer les bancs calcaires de l'Urgonien (Barrémien) du Bestouan plongeant au SE. L'Aptien est en grande partie masqué par les dépôts de plage, mais les marnes du Gargasien affleurent au pied de la falaise du Château à partir de laquelle débute la célèbre coupe du Cénomanien et du Turonien inférieur (DGM, p. 99-104). Les calcaires gréseux du Cénomanien inférieur-moyen, formant une barre dominant la plage jusqu'à la Pointe des Lombards, reposent en discordance sur le Gargasien (l'accès du sentier littoral est cependant interdit en raison du danger de chutes de blocs).

On peut continuer la coupe en contournant la falaise du Château.

Prendre la rue de l'Arène jusqu'au parc de stationnement du chemin du Revestel d'où l'on descend à l'anse Sainte-Madeleine. Au-dessus des grès du Cénomanien inférieur-moyen de la Pointe des Lombards, couronnés par un hard-ground ferrugineux spectaculaire, se développent les marnes et grès du Cénomanien moyen et supérieur. La coupe se poursuit à la Pointe Corton (*slumps* de bancs calcaires) puis dans l'anse de l'Arène creusée dans les marnes du Cénomanien terminal et du Turonien inférieur formant un grand talus couvert d'éboulis dominé par la falaise calcaire du Turonien supérieur du Cap Canaille.

De Cassis, on peut se rendre à pied à la calanque de Port-Miou : rejoindre la plage du Bestouan par l'avenue du Général Ganteaume, puis continuer par l'avenue des Calanques jusqu'à Port Miou (1 km à partir du Bestouan). En suivant le sentier tracé sur le terre-plein de l'ancienne carrière Solvay, ouverte dans l'Urgonien, on atteint, après une courte marche, l'exsurgence sous-marine de la rivière souterraine de Port-Miou (DGM, p. 48-52, et Itinéraire pédestre 5).

Sortant de Cassis en voiture par la D559, prendre la direction de la Bédoule (D1), localité stratotypique du sous-étage Bédoulien (Aptien inférieur). La coupe historique des anciennes carrières de la Bédoule, aujourd'hui comblées, n'est plus visible. Des coupes complémentaires sont toutefois encore accessibles dans le périmètre de la gare de Cassis.

Après avoir franchi le tunnel sous la voie ferrée, s'arrêter au niveau du deuxième grand virage. Les marno-calcaires du Bédoulien supérieur affleurent très largement sur la droite de la route au front d'une ancienne carrière. Le Gargasien (masqué par des éboulis) est recouvert en discordance par le Cénomanien : grès à orbitolines et calcaires des bois de la Marcouline formant falaise au-dessus de l'Aptien.

Se déplacer jusqu'à l'entrée du hameau des Sardons afin d'observer dans cette falaise (Mont Gibaou), les spectaculaires morphologies sédimentaires lenticulaires faites de calcaires à madréporaires, spongiaires, algues et rudistes du Cénomanien moyen drapées par des calcaires bioclastiques à stratifications obliques. Ces lentilles sont interprétées comme étant des empilements d'olistholites au sein de coulées de débris : mégablocs arrachés à la bordure de la plate-forme carbonatée cénomanienne et glissés sur une pente sédimentaire vers le bassin sud-provençal (Cassis).

Retourner en arrière jusqu'à l'intersection avec la D559 que l'on empruntera en direction de La Ciotat. Après avoir contourné Cassis, prendre à droite, au bas de la pente, la D141 (route des Crêtes) que l'on gravit jusqu'au col du Pas de la Colle, porte d'entrée du massif turonien du Cap Canaille.

Du col, très belle vue sur le massif des Calanques, **la dépression de Cassis et la région de la Bédoule**. Le système sédimentaire carbonaté et terrigène du Turonien du Cap Canaille est complexe (description dans DGM, p. 105-117). L'itinéraire proposé a pour but de montrer, dans l'ordre stratigraphique, les principaux faciès qui le constituent. Aux marnes du Turonien inférieur (affleurements médiocres dans la montée de la D141) se substituent des grès et sables fins, observables dans la pente sous le Pas de la Colle et attribués au Turonien moyen. Au-dessus, viennent des bancs de calcaires à rudistes (*Durania*) associés à des madréporaires et à des éponges calcaires (Chaetetidae) du Turonien supérieur, affleurant au col. Ces bancs à rudistes font partie d'une masse chaotique, mégabrèchique à olistholites de calcaires à rudistes que l'on peut suivre sur quelques dizaines de mètres en cheminant sous la falaise en direction du Cap Canaille. La coupe se poursuit le long de la route par une formation de calcaires quartzeux bioclastiques de couleur rousse (à débris d'échinodermes, bryozoaires, algues mélobésiées, rudistes), agencés en strates obliques.

Poursuivre la route des Crêtes sur environ 3,5 km jusqu'à la tête du vallon de la Vanade où le sentier de crête permet d'observer de très beaux faciès de mégabrèches et olistholites de calcaires à rudistes (barre du Pin de Galaban).

Peu après, on arrive au belvédère de la Grande Tête (334 m) surplombant la mer à la verticale. La vue, exceptionnelle, porte jusqu'au plateau jurassique de la Cassidaigne (phare). Avant d'atteindre le belvédère, on peut observer la modification de la série turonienne qui s'enrichit de poudingues à galets de quartzite et

olistholites calcaires (grand virage sous le parking du belvédère). Succèdent à ces poudingues (au niveau du belvédère) des dépôts calcaires fins. La coupe se poursuit le long de la route avec une récurrence de dépôts terrigènes (poudingues, grès grossiers) et biodétritiques (calcarénites quartzeuses) surmontés de brèches calcaires granoclassées à lithoclastes calcaires et débris de rudistes formant la barre du Pont Naturel. Au-dessus viennent des calcarénites bioclastiques quartzeuses rousses à litages obliques.

La route des Crêtes conduit jusqu'au Sémaphore du Bec de l'Aigle d'où l'on découvre un vaste panorama sur les collines calcaires (Turonien supérieur) de Ceyreste et sur la baie de La Ciotat, échancrée dans les marnes quartzeuses du Coniacien. Les escarpements, qui s'étendent au pied du sémaphore jusqu'au Bec de l'Aigle, dévoilent le grand développement des dépôts de poudingues, agencés en un spectaculaire éventail deltaïque sous-marin, dans lequel se biseautent les barres calcaires du Pin de Galaban et du Pont Naturel.

La descente sur La Ciotat s'effectue dans les calcarénites quartzeuses et glauconieuses rousses, à litages obliques, du Coniacien.

Gagner le port de La Ciotat, puis prendre l'avenue François Mitterrand et l'avenue des Calanques qui conduit jusqu'au parc du Mugel, excellent observatoire naturel du dispositif sédimentaire des poudingues turoniens du Bec de l'Aigle et de l'île Verte, agrémenté d'un jardin botanique à la végétation luxuriante.

Revenir au port de La Ciotat, suivre la route des plages et la D559, puis la petite route côtière vers l'extrémité est de la plage de Fontsainte pour atteindre la Pointe Baumette. **En suivant le rivage (plage d'Arène Cros)** jusqu'à la Falaise, on peut observer les terrains d'âge coniacien supérieur.

Pour avoir facilement accès aux terrains du Santonien inférieur, il faut reprendre vers l'Est la D559 et rejoindre le bord de mer, soit par un sentier menant au Cap Liouquet, soit, plus aisément, à partir de la petite route qui mène au chemin et escalier d'accès à la plage du Liouquet. De là on peut suivre le rivage, parfois les pieds dans l'eau, vers l'Ouest jusqu'au Cap Liouquet, voire plus loin, et vers l'Est jusqu'à la Pointe de Galant, au Cap Saint-Louis et, au-delà, au port de plaisance des Lecques.

Tout au long de ce littoral, la série d'âge coniacien supérieur-santonien inférieur, d'une épaisseur d'environ 350 m, affleure excellemment et en continu (avec répétition partielle par faille en limite ouest de la plage du Liouquet). Elle apparaît essentiellement faite de calcarénites bioclastiques et quartzo-glauconieuses, en lits indurés ondulants, alternant avec des calcarénites bioclastiques analogues mais plus fines, sablo à silto-quartzeuses et argileuses en interlits friables. Lits et interlits sont tous très bioturbés, avec des bioturbations spectaculairement bien conservées en surfaces de bancs, les plus fréquentes étant *Thalassinoïdes* (considérés comme étant des terriers de crustacés décapodes) et *Ophiomorpha* (à sections étoilées). Les faciès présentent des laminations, soit ondulantes parallèles et en petits mamelons (attribuées à l'action de tempêtes), soit obliques de type rides (action de courants).

La crique au NW du Cap Liouquet et la plage du Liouquet présentent des interlits friables de calcarénites bioclastiques fines sablo- à silto- quartzeuses et argileuses, et surtout des bancs durs bien individualisés de grès quartzeux et calcaires grossiers à agencements typiques de séquences de Bouma (Ta-b, Tb à Tb-c, avec *groove casts*, *flute casts,* en base de bancs) caractéristiques de cortèges turbiditiques. Les faciès les plus fins sommitaux présentent des laminations parallèles, ondulantes à fluées, de type contourites. La partie supérieure de la série (Santonien inférieur) est constituée des mêmes calcarénites bioclastiques mais globalement plus grossières et surtout plus structurées en petites dunes hydrauliques à litages et laminations obliques, déterminant un débit en lentilles proéminentes. Cette partie, plus résistante à l'érosion, forme le Cap Liouquet et toute la falaise qui s'étire de la Pointe de Galant au Cap Saint-Louis et au port des Lecques.

Itinéraire 2 : De « Le Camp » à Roquevaire en traversant le massif de la Sainte-Baume

Objectif : étude du chevauchement sud-provençal et de la bande triasique de l'Huveaune.

Situé au carrefour de la N8, de la D2, et de la D26, le hameau « le Camp » (ou le Camp du Castellet), est un point de départ tout indiqué pour l'itinéraire décrit ci-après. Le plateau éponyme, à l'altitude moyenne de l'ordre de 400 m, qui tranche les assises du Cénomanien et du Turonien de la bordure nord du synclinal du Beausset, est considéré comme un vestige de la surface d'aplanissement du Miocène.

Prendre la N8 en direction de Cuges-les-Pins : en bordure nord du plateau, le Cénomanien, comprenant à sa base les faciès ligniteux et à huîtres dits gardoniens, est transgressif sur le Gargasien marneux et réduit par érosion. La descente s'effectue dans les calcaires très faillés de l'Aptien inférieur (Bédoulien), puis de l'Urgonien, jusqu'à l'intersection avec la D1 qui conduit au village de Riboux.

Le trajet le long de la D1 a pour but l'étude des terrains de la série normale de la Sainte-Baume (détails dans le guide Provence par C. Gouvernet *et al*., 1979, p. 171-174). La route traverse les calcaires urgoniens jusqu'à un grand virage en épingle à cheveux au sortir duquel (à environ 3 km après l'intersection avec la N8) on recoupe une faille WSW-ENE mettant en contact l'Urgonien avec le Valanginien-Berriasien très disloqué. La route traverse ensuite le Tithonien (barres calcaréo-dolomitiques à pendage sud dans le ravin à l'Ouest de la route) puis, sur le plateau (Plaine des Espèces), l'ensemble des calcaires compacts du Callovien et des dolomies ruiniformes de l'Oxfordien (moyen-supérieur). Les calcaires marneux du Bajocien au Bathonien affleurent largement dans les premiers lacets de la D602, qui les traverse jusqu'à Riboux. Le Lias et le Rhétien (écaillés) peuvent être observés le long du sentier au Nord du village. La série des calcaires liasiques roux à chailles affleure bien à l'Ouest de Riboux, notamment à Peusque Merle où un monticule micritique à spongiaires aalénien est remarquable.

Une excursion pédestre dans les environs de Riboux (secteur du puits d'Arnaud) permet d'observer le contact anormal du Rhétien et du Lias étirés avec les différentes unités de séries renversées vers le Nord, allant du Bathonien au Barrémien, séparées par des cisaillements horizontaux, qui caractérisent ici le flanc sud de la Sainte-Baume (coupes dans le guide Provence par C. Gouvernet *et al*., 1979, p. 172-174).

Revenir à la N8 par la même route. Avant de quitter le plateau de la Plaine des Espèces, s'arrêter pour un panorama sur la dépression de Cuges-les-Pins et ses entours : le synclinal du Beausset au Sud et les contreforts de la Sainte-Baume au Nord, et au loin à l'Ouest, le massif de Carpiagne.

La dépression fermée de Cuges-les-Pins (guide Provence, C. Gouvernet *et al.*, 1979, p. 171) s'allonge sur 5,6 km d'Est en Ouest, sa largeur maximum étant de 3,5 km. Les dépôts qui comblent le fond de la dépression, sensiblement plat, sont constitués par des alluvions torrentielles et des colluvions, ainsi que par des formations loessiques würmiennes. Aucun drainage superficiel permanent n'existe dans la dépression dont le régime hydrologique est endoréique. Les eaux de précipitation franchissent le colmatage superficiel et s'infiltrent dans le calcaire urgonien sous-jacent, intensément fracturé et karstifié. Des essais de coloration effectués dans des sites voisins ont montré l'existence de circulations souterraines jusqu'à la source sous-marine de Port-Miou, à Cassis. La dépression de Cuges est considérée comme un poljé établi sur un bassin d'effondrement commandé par un réseau de fractures E-W qui a facilité la morphogenèse karstique.

Après avoir traversé les calcaires urgoniens du versant sud du Mont Cruvellier (col de l'Ange), rejoindre Gémenos par la N396, tracée sur les dépôts torrentiels würmiens de la bordure orientale de la plaine d'Aubagne.

Prendre la D2, à la sortie de Gémenos (route de la Sainte-Baume), itinéraire classique pour une étude structurale d'ensemble du massif, grâce aux spectaculaires points de vue qui existent le long du trajet (voir DGM, p. 134-139).

Dès l'entrée dans le vallon de Saint-Pons, la route recoupe les calcaires urgoniens de la série normale, puis les dolomies et calcaires du Tithonien au Callovien (barres Saint-Martin). Après avoir franchi le pont du Parc de Saint-Pons, la série normale se complète par les calcaires marneux du Bathonien au Bajocien, les calcaires à patine rousse et à chailles de l'Aalénien et du Lias, enfin les dalles à fort pendage de dolomies blanches en bancs ou laminaires, à stromatolites, fentes de dessication, de l'Hettangien.

S'arrêter au 4e lacet après le pont, sur une aire de stationnement où est placé un panneau des sentiers du Parc. Un panorama exceptionnel montrant la tectonique du massif s'offre au regard. De la droite (Sud) vers la gauche (Nord) de l'observateur se déploient les différentes unités structurales du massif de la Sainte-Baume : la série renversée (Albien à Berriasien) dont fait partie l'Urgonien du Pic de Bertagne (1 043 m) ; l'autochtone Crétacé supérieur du Plan d'Aups ployé en synclinal aux flancs très redressés, entaillé par le ravin du Fauge ; l'allochtone (nappe) jurassique de Roqueforcade, admettant à sa base des écailles massives parautochtones de calcaires et de dolomies du Jurassique moyen à supérieur (Grande Baume) arrachées par la nappe de Roqueforcade et transportées vers le Nord. Prendre à pied le chemin qui descend dans le ravin ; le long du trajet, on recoupe les calcaires sombres (bancs à *Rhaetavicula contorta*) et marnes vertes du Rhétien, puis les argilites rouges très tectonisées du Keuper (niveau de décollement de la nappe), renfermant des lentilles de gypse qui furent jadis exploitées dans une carrière que l'on peut voir en contrebas du chemin. Si on le souhaite on peut continuer ce chemin jusqu'aux sources et cascades du Parc de Saint-Pons.

La D2 serpente jusqu'au col de l'Espigoulier en recoupant plusieurs fois les terrains jurassiques (série normale) de l'unité de Roqueforcade. Au gré des possibilités de stationnement, on pourra effectuer des observations sur les différents faciès : dolomies laminées avec intercalations de marnes vertes de l'Hettangien, calcaires bioclastiques à silex du Lias moyen-supérieur et de l'Aalénien, alternances marno-calcaires et calcaires à ammonites du Bajocien au Bathonien. À 3,2 km du précédent arrêt (grand parking sur la gauche), on peut examiner dans les escarpements en contrebas de la D2, un spectaculaire monticule micritique (« mud-mound ») à spongiaires siliceux et stromatactis d'âge aalénien supérieur.

Les calcaires fins et compacts du Callovien sont atteints au col de l'Espigoulier d'où l'on découvre un panorama complet des principales unités géologiques de la feuille Aubagne- Marseille. Au loin, vers le SW, on aperçoit la falaise du Turonien du Cap Canaille, dominant la dépression de Cassis. Vient ensuite le massif de Carpiagne prolongé par celui du Douar. Le bassin de Marseille s'étale au pied de l'observateur, interrompu à l'Ouest par l'éperon calcaire de Notre-Dame de la Garde. Les unités structurales du massif d'Allauch (allochtone de Ruissatel, pli couché de Garlaban, aire centrale autochtone) se distinguent avec netteté. Au NW se détache le massif de l'Étoile et le Pilon du Roi.

La descente du col de l'Espigoulier vers la Coutronne s'effectue dans les alternances marno-calcaires et calcaires du Bathonien-Bajocien et les calcaires roux et dolomies laminaires de l'Aalénien à l'Hettangien. De belles échappées vers le Nord complètent le panorama jusqu'à la Sainte-Victoire.

Au carrefour de la Coutronne, prendre la D45A en direction d'Auriol (DGM p. 139-141). On ne tarde pas (0,2 km après le carrefour) à observer le contact entre la semelle (dolomies de l'Hettangien) de la nappe de Roqueforcade et les terrains de l'autochtone, constitués ici par les calcaires à rudistes et foraminifères benthiques (*Lacazina compressa*) du Santonien. La route suit pendant quelques kilomètres les calcaires à rudistes du Coniacien et du Santonien, dominés à l'Ouest par les reliefs de la nappe de Roqueforcade. À l'Est surgit l'anticlinal autochtone post-nappe de la Lare constitué d'une épaisse série du Jurassique moyen et supérieur au Berriasien supérieur (calcaires et « marnes » vertes), sur laquelle reposent en discordance les calcaires du Turonien supérieur-Coniacien. Le contact de discordance entre les deux séries peut être observé dans un grand virage en épingle à cheveux (possibilité de stationnement à proximité), 1 km environ après la bergerie de Roussargue, dans le sens de la descente.

Après un trajet sinueux de 2 km dans les calcaires à rudistes du Crétacé supérieur, la D2 recoupe une nouvelle fois (lieu-dit Daurengue) le contact entre la nappe de Roqueforcade et l'autochtone crétacé

supérieur. La dépression synclinale des Estiennes, dans laquelle on aboutit en bas de la descente, est formée par les calcaires marneux du Valdo-Fuvélien où des couches de lignite furent autrefois exploitées dans le vallon de Vède.

Continuer la D45A jusqu'à la colline des Lagets où affleure la couverture jurassique et crétacée du Trias de l'Huveaune. Stationner à l'entrée du chemin des Estiennes, le long duquel affleurent les calcaires lacustres fortement redressés et à pendage sud du Valdo-Fuvélien. En se déplaçant sur une centaine de mètres le long de la D45A, on ne tarde pas à observer le contact entre les calcaires à rudistes et foraminifères benthiques du Santonien et le Jurassique supérieur très réduit du flanc sud de l'anticlinal des Lagets. Peu après, prendre à droite un chemin court et escarpé qui conduit à une ancienne carrière où affleurent les dolomies très tectonisées du Rhétien et de l'Hettangien. Le Lias et le Dogger sont très étirés.

Reprendre la D45A qui pénètre sur le bord sud de la bande triasique de l'Huveaune. S'arrêter 200 m avant l'intersection de la D45A avec la N560. En retournant à pied le long de la route on rencontre d'abord le Keuper (cargneules jaunes chaotiques), puis le Muschelkalk très tectonisé (failles et cisaillements) en voûte anticlinale. Observer dans une ancienne carrière des bancs de calcaires fossilifères à crinoïdes, débris coquilliers et bioturbations, entrecoupés de lits de marnes jaunes (Muschelkalk supérieur), puis des dolomies sombres en petits bancs et des cargneules. Une dépression emplie de colluvions masque le Keuper de la retombée sud de la voûte anticlinale.

La N560 suit le tracé de l'Huveaune. Après Auriol, elle s'engage dans les dolomies et calcaires du Jurassique supérieur du front de la nappe de l'Étoile (unité des collines d'Auriol). À Pont-de-Joux, un chemin sur la gauche conduit aux anciennes carrières d'exploitation de gypse du Keuper.

À l'intersection avec la N96, **prendre cette dernière vers le Sud** et la suivre jusqu'à Roquevaire. On traverse à nouveau, dans un profond défilé, les terrains de la nappe de l'Étoile formés ici de puissantes écailles de Jurassique supérieur et d'Urgonien qui surplombent la route. À Roquevaire, possibilité de stationnement près du cimetière. En montant par le chemin de la Garde au sommet du relief calcaire (Jurassique supérieur) qui domine le village, on a de belles perspectives sur la dépression triasique de l'Huveaune, les collines d'Auriol et les contreforts du massif de la Sainte-Baume.

Dès la sortie du village de Roquevaire, on entre dans le bassin oligocène d'Aubagne.

Itinéraires (proposés par C. Rousset)

Cette notice invite le lecteur à se reporter au livre de C. Rousset et R. Fournier (2013), co-édition Omniscience BRGM et Conseil Général 13, qui décrit dix itinéraires remarquables dans les Bouches-du-Rhône.

Parmi les dix itinéraires du livre, 4 concernent plus précisemment l'emprise de la carte géologique Aubagne-Marseille (fig. 112).

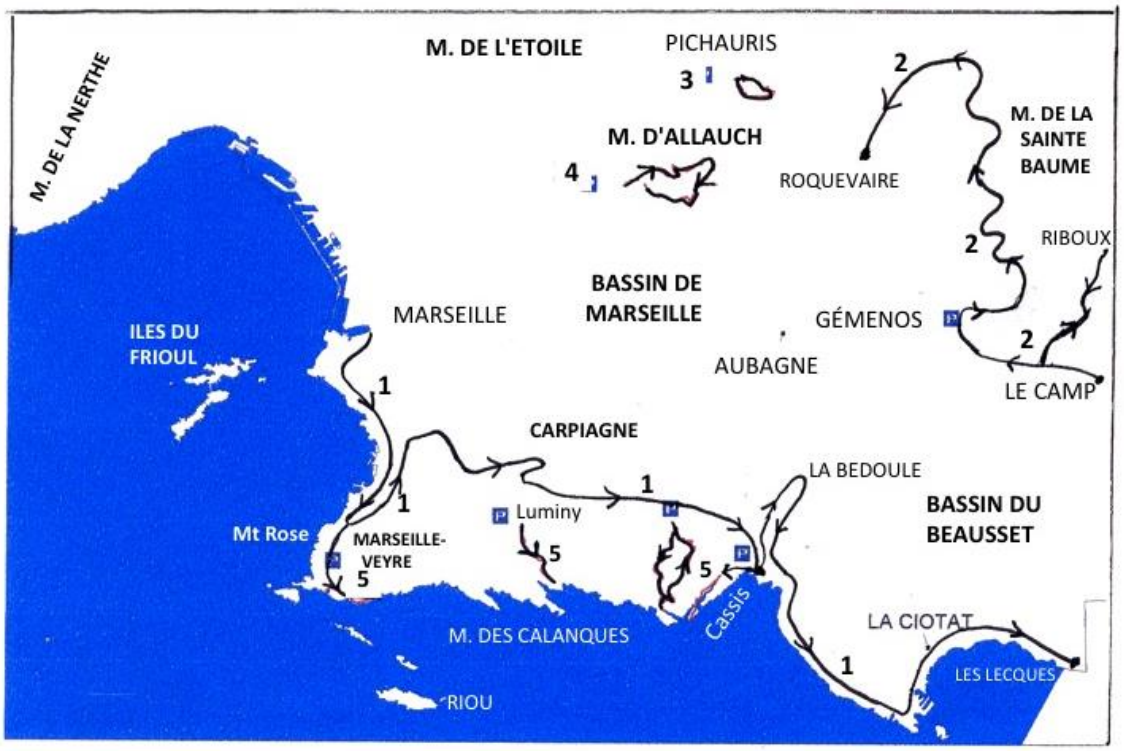


Fig. 112 - Localisation sommaire des itinéraires proposés (R. Monteau)

Itinéraire 3 : domaine de Pichauris (CG-13). Durée environ 1 h½ (fig. 113)

De Marseille, rejoindre le parking de l'ancienne auberge de Pichauris par le Logis Neuf et la route D908 qui remonte les gorges du Jarret, creusées dans les calcaires du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur. La dépression où se trouve le parking est creusée dans les marno-calcaires du Jurassique moyen.

Prendre le sentier balisé de la ferme de Pichauris et examiner au passage les calcaires roux du Lias moyen et les calcaires de l'Hettangien et du Rhétien, engagés dans un système d'écailles complexe.

À la ferme, on atteint une nouvelle dépression, creusée cette fois dans les argilites à gypse du Keuper.

Continuer jusqu'aux anciens fours à plâtre qui étaient alimentés par une exploitation proche dont on va observer les restes un peu plus loin, sous la forme d'un entonnoir ouvert dans la masse de gypse et qui recèle une mare que l'on peut assimiler à la « source » du Jarret, cours d'eau temporaire aux crues violentes. La série allochtone de Pichauris et de l'Etoile, représentée ici par le Trias de la dépression, est en contact avec l'autochtone relatif de l'aire centrale du massif d'Allauch dont les calcaires le dominent au Sud le long du rempart de la faille de l'Amandier. On notera la présence de deux buttes en avant de la faille : la plus méridionale est formée de Jurassique supérieur, reposant en rabotage basal sur le Trias, alors que la seconde, plus au Nord, le Collet Redon, est formée de Rhétien et d'Hettangien. **On rejoint ce premier étage du Jurassique par un sentier à gauche**, au niveau d'un petit col au SW du Collet Redon : remarquer le bloc de calcaire hettangien à thalassinoïdes (terriers enchevêtrés de crustacés) juste à la barrière avant la route D46a par laquelle on revient au parking en observant des faciès plus typiques de l'Hettangien, marnes verdâtres et dolomie claire à débit parallélépipédique.

Itinéraire 4 : découverte du massif d'Allauch

Durée au moins 6 h, possibilités de scinder le parcours (par ex : les mines de Cante Perdrix, le tour du Taoumé, le tour de la Grande Tête Rouge) grâce à des chemins secondaires.

Accéder au **village par la D4b** et prendre à **gauche la route qui contourne le vieux cimetière** pour aller se garer au parking du **cimetière de Pré-Claou**.

Suivre le chemin principal goudronné puis, dans la montée, emprunter à gauche le **chemin de Chante Colline** qui contourne la butte de la Petite Tête Rouge et permet d'accéder aux anciennes mines de **bauxite de Cante Perdrix** après avoir vu les calcaires roux du Turonien qui forme le toit du minerai. De là, remonter à la piste principale en observant la surface karstifiée du calcaire hauterivien, mur de la bauxite. **La piste conduit vers l'ENE** et domine au Nord le Crétacé supérieur de la Folie, affaissé entre les failles d'Allauch au Sud et de l'Amandier, au Nord, donc entre le Crétacé inférieur de l'aire centrale (aire dont la Folie fait partie), où l'on se trouve, et le Crétacé inférieur de la dalle des Maurins, qui appartient à l'unité charriée de l'Etoile. Du Trias jalonne çà et là la faille de l'Amandier dont il souligne le rôle de contact majeur, confirmé par nos observations dans la galerie du Canal de Provence. On **rejoint le petit bois qui borde le sommet du Taoumé** dont l'ascension, peu pénible, est recommandée pour jouir d'un panorama superbe sur les diverses unités du massif d'Allauch, mais aussi sur tout le cadre montagneux de Marseille … et la mer !

Redescendre en direction du grand cirque des Escaouprés par le chemin qui longe à l'Est les barres du Taoumé et permet d'examiner le pli couché de Garlaban (allochtone) à l'Est et les faciès de calcaires à rudistes du Turonien et du Coniacien sur place. Le fond du cirque est occupé par des calcaires argileux très fossilifères de l'Hauterivien.

On rejoint **le chemin qui contourne la Grande Tête Rouge et permet le retour au parking**. Il ménage entre temps des vues sur la bordure sud complexe du massif : la série de reliefs qui porte le village d'Allauch est formé de couches renversées sur l'aire centrale et entraînées sous la série normale charriée. On aura donc constaté, au cours de ce trajet, la situation en horst de l'aire centrale et le rejet à sa périphérie, en situation affaissée, d'éléments de la nappe de charriage de l'Étoile et de la Sainte-Baume. Par là même, on aura saisi le jeu des mouvements verticaux tardifs (Oligocène et Miocène) et de l'érosion qui ont permis ce paradoxe apparent.

Itinéraire 5 : les Calanques de Marseille-Cassis

Durée très variable dans un secteur qui se prête à des activités de baignade ou de contemplation (compter une petite journée au moins pour chacun des sous-itinéraires).

La côte des Calanques s'étend entre le Mont Rose, dans le SW de Marseille, et Cassis, mais sa partie élevée et l'essentiel des vallées karstiques ennoyées se trouve dans la commune de Marseille. Pour avoir une vision globale de son aspect, il faut quitter la carte d'Aubagne-Marseille et emprunter la route des Crêtes, de Cassis vers La Ciotat, de préférence le matin pour un bon éclairage solaire. Par ailleurs, on peut préconiser une pénétration pédestre selon quatre axes, décrits ici d'Ouest en Est.

D'abord, on se rendra au parking de Callelongue, après avoir longé la côte depuis la Madrague de Montredon, traversé le village des Goudes (où un chemin peut mener en face de l'île Maïre qui marque la limite ouest des Calanques proprement dites et l'extrémité sud du littoral méridien de la ville de Marseille).

Descendre au village de Callelongue, dominé par le cadre minéral des falaises urgoniennes de Saint-Michel-d'Eau-Douce. Continuer vers l'Est par le sémaphore pour rejoindre la **calanque de Marseyreveyre** où l'on trouvera des affleurements de grèzes et des calcaires argileux fossilifères de l'Hauterivien. Au large, une série d'îlots se groupe autour de l'île de Riou au relief marqué.

En second lieu, à partir du parking de l'Université à Luminy, on empruntera un très bon chemin très fréquenté pour rejoindre le belvédère de Sugiton. Au passage, on remarquera les rudistes du calcaire urgonien et la vue sur la calanque de Sugiton dont l'îlot du Torpilleur marque le passage de la grande faille sub-méridienne de Sainte-Croix, affaissant l'Albien de Luminy et le massif de Marseilleveyre, à l'Ouest,

contre la masse tabulaire du Puget dont les falaises marquent les récurrences du faciès urgonien, du Berriasien au Barrémien. **Le belvédère domine la calanque de Morgiou**, fermée au SE par le cap de même nom dont la dalle calcaire abrite le trésor paléolithique de la grotte Cosquer. Noter aussi, séparés du flanc sud du Puget par une faille secondaire, le roc de la Grande Candelle et son Candellon.

Puis on quittera Marseille en direction de Cassis par la route D559 qui domine d'abord la dépression de Luminy. Après le col de la Gineste, une petite route à droite permet d'atteindre un parking. De là, on accède à la **calanque d'En Vau de deux façons** : par la maison forestière et le fond du vallon dont la calanque constitue l'extrémité noyée par la remontée marine holocène, ou par la Fontasse et le tracé noir qui assure un accès plus pittoresque mais plus acrobatique ! Entièrement creusée dans l'Urgonien, cette reine des Calanques est la plus profonde, celle dont les parois sont les plus verticales. Elle est la plus fréquentée par les grimpeurs de tout poil – ou de toute plume, avec le Tichodrome échelette en hivernage ! Son extrémité marine est commune avec celle de la dernière calanque de Marseille, Port-Pin.

Enfin, pour rejoindre Port-Pin, on ira se garer dans la presqu'île de Cassis par le trajet des Calanques et on descendra à l'extrémité amont de la cassidaine Port-Miou. On remarque ici les premières sorties d'eau saumâtre du gigantesque réseau souterrain dont l'émergence principale se trouve face au débouché marin de la calanque. De cette source de Port-Miou dont la galerie principale, de 20 m de diamètre, a été explorée sur plusieurs km de longueur et jusqu'à -226 m NGF, on ne verra que la tâche bizarre que la remontée de son eau peu salée crée au pied de la falaise - et un puits naturel, au bord du chemin, équipé pour l'exploration. En continuant vers l'Ouest, on observera le trou souffleur dont l'activité est liée à la houle par mistral ou mieux, par vent du SE. L'extrémité de la presqu'île, la pointe de la Cacaou, ménage une belle vue sur la « confluence » des Calanques d'En-Vau et de Port-Pin, sur la côte des Calanques et, à l'Est, sur le prodigieux Cap Canaille dominant de ses presque 400 m de hauteur une falaise où alternent des bandes blanches et rougeâtres. Au Turonien en effet, une plate-forme récifale s'étendait au Nord, nourrissant les effondrements de ses dépôts calcaires qui venaient périodiquement interrompre le flux de sable et de galets siliceux venu du continent méridional.

Et le Géologue remarque, en revenant au parking, que la pierre blanche qu'il foule est la célèbre pierre de Cassis, riche en débris de rudistes, d'âge barrémien et de faciès urgonien. Les nombreuses carrières témoignent d'une exploitation prolongée : pour le bâtiment, pour confectionner les « pierres à piles » (éviers) ou les mortiers pour l'aïoli et pour divers autres usages marbriers. Hélas ! La vaste carrière Solvay qui défigure la calanque de Port-Miou n'a même pas connu ces nobles usages car sa pierre, concassée et broyée, fut destinée à la chimie du golfe de Fos !

Itinéraires (proposés par J.-J. Blanc)

Itinéraire géologique marin de Cassis à La Ciotat (itinéraire proposé J.-J. Blanc et modifié par M.Villeneuve). Durée variable selon la météo

Le littoral de Cassis à La Ciotat, est formé de falaises abruptes généralement dépourvues d'accès par la terre. Il est intéressant d'examiner cette côte en utilisant une embarcation maniable dans le sens le plus logique du point de vue stratigraphique, c'est-à-dire de Cassis à La Ciotat.

La fig. 113 ci-dessous montre la succession stratigraphique en position normale depuis les marnes bleues de l'anse de l'Arène jusqu'aux poudingues de l'Île Verte et aux grés du Sémaphore.

Les sites géologiques tout autant que touristiques sont successivement :

– l'**Anse de l'Arène** dominée par le cap Canaille. Le banc des Lombards (Cénomanien inférieur et moyen) qui repose sur les marnes bleues du Gargasien est surmonté par les marnes de l'Arène (Cénomanien supérieur et Turonien inférieur) ;

– les **pierres de Cassis** qui forment une accumulation de mégablocs (90 à 120 m^3) ;

– la **falaise du « Grand Draioun »** haute de 380 m et qui est considérée comme la plus haute falaise de France. La grotte du « Grand Draioun » est visible depuis la mer ;

– les « **Gorges de la Jeannette** » creusées dans les poudingues de La Ciotat et dans lesquelles coule la « cascade de la Jeannette » ;

– la « **Calanque de Figuerolles** » creusée dans les poudingues de La Ciotat. On peut y observer les « foresets beds » du delta Turonien de La Ciotat ;

– la « **Grotte des Trois Pépés** » située dans la paroi de l'Anse Gameau. Elle constitue une niche écologique particulière avec spongiaires profonds de la zone bathyale ;

– les falaises du **« Bec de l'Aigle** ». On se trouve dans l'axe d'alimentation majeur du delta turonien de La Ciotat ou des blocs turbides déformés (bosses des trois secs) se juxtaposent ;

– « **l'Île Verte** » constituée par les poudingues de La Ciotat.

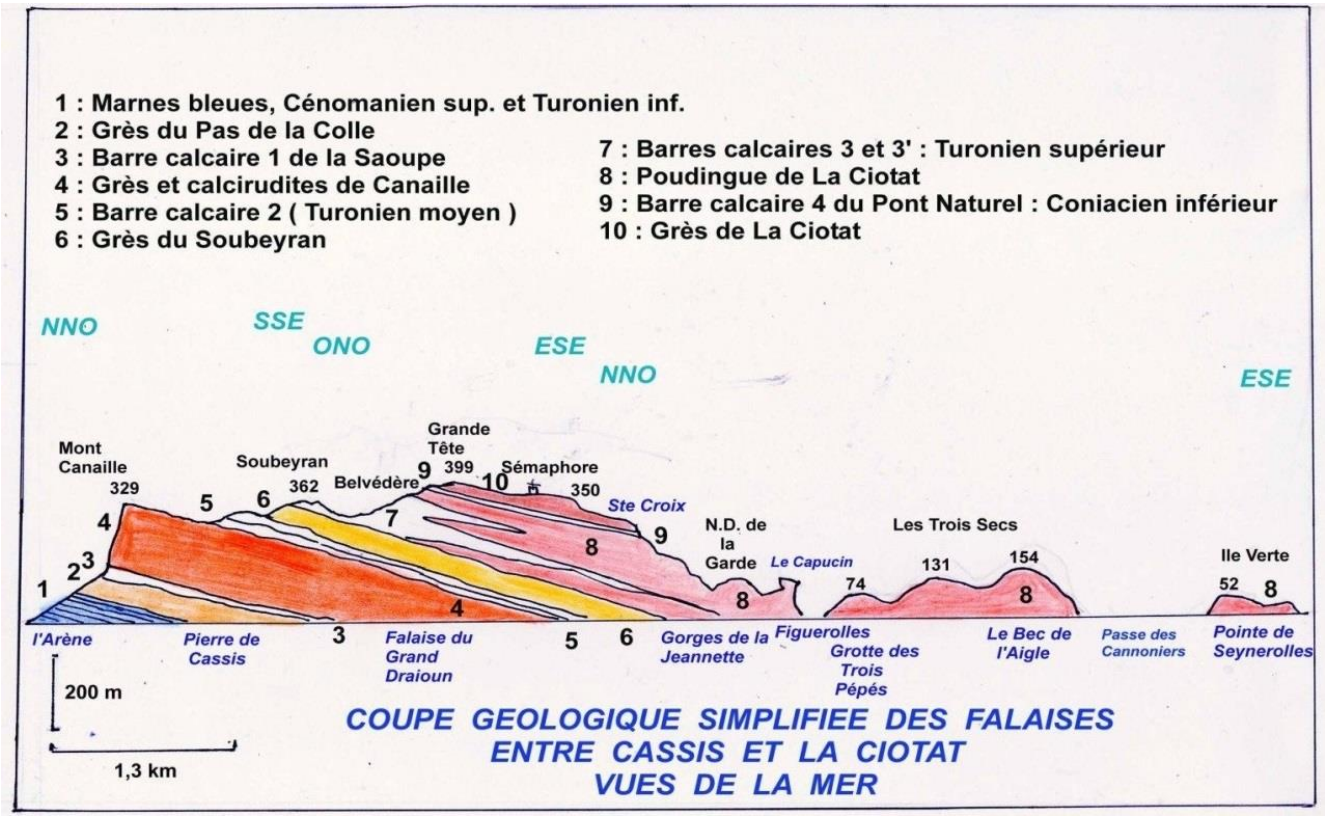


Fig. 113 - Coupe géologique simplifée des falaises entre Cassis (Ouest) et La Ciotat (Est). D'après J.-J. Blanc (inédit)

CARTES, GUIDES ET OUVRAGES DE DÉCOUVERTE GÉOLOGIQUE

Cartes géologiques du secteur Marseille-Aubagne

Cartes à 1/250 000

Rouire J. et Blanc J.-J. (1979) - Carte Géologique de la feuille Marseille à 1/250 000. Notice : 88 p.

Cartes à 1/80 000

Marseille, 1re édition : Bertrand M. et Depéret C. (1890).
Marseille, 2e edition : Haug E., Lutaud L., Lanquine A., Pfender J., Maury E., Denizot G. (1935).
Marseille, 3e edition : Gouvernet C., Rouire J. et 13 co-auteurs (1967).

Cartes à 1/50 000
Marseille-Aubagne, 1re édition : Haug E., Lanquine A., Maury E., Denizot G., Lutaud L., Pfender J. (1935).
Marseille-Aubagne, 2e édition : Guieu G., Rouire J. (1969) et 10 co-auteurs.

Guides géologiques

Glintzboeckel C. et Joron O. (1973) - À la découverte des paysages géologiques de Marseille à Menton. Editions du BRGM, 80 p.

Gouvernet C., Guieu G. et Rousset C. (1979) - Guide géologique : Provence, 2e édition (1979), Masson et Cie, Paris, 229 p.
Compléments (coupes géologiques) sur les 5 itinéraires proposés.

Guieu G., Ricour J. et Rouire J. (1996) - Découverte géologique de Marseille et de son décor montagneux. Editions BRGM, 216 p.
Une vision originale du prestigieux cadre géologique de la cité phocéenne, élargi aux massifs et au littoral voisin.

Bronner G. (2006) - Du delta du Rhône à la rade de Toulon : Guide Géonautique. Editions Jeanne Lafitte, Marseille, 64 p.
La géologie en aquarelles.

Guieu G., Ricour J., Rouire J., Philip J. et Monteau R. (2008) - Découverte géologique de Marseille et de son environnement montagneux. Editions Jeanne Laffitte et BRGM éditions, 244 p.
Référence abrégée en DGM dans le texte des itinéraires 1 et 2. Nombreux compléments (coupes géologiques et photos) sur les massifs de Marseilleveyre et des Calanques, la région de Cassis, le massif du Soubeyran et la Sainte-Baume.

Rousset C. et Fournier R. (2013) - Guide géologique Bouches-du-Rhône par. Co-édition Omniscience, BRGM et Conseil Général 13, 256 p.
Parmi les dix itinéraires sélectionnés dans le guide, 3 concernent plus précisément les itinéraires pédestres décrits ci-dessus, ainsi que la région de Cassis – La Ciotat. Illustration des objets géologiques, des paysages, des milieux et de la biodiversité par de nombreux clichés en couleurs.

SITES INTERNET GÉOLOGIQUES

Banque de données du sous-sol. « La banque de données du sous–sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive regulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional (Route Léon Lachamp, 13009, Marseille), soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005, Paris.

Cerege : *http://mdp.cerege.fr./publications.*

Lithothèque PACA : *http://lithotheque.ac-aix-marseille.fr/index.htm*

Cartesgeologiques : *http://editions.brgm.fr/cartegeol.*

Info-terre : *http://infoterre.brgm.fr*

CONCLUSIONS GENERALES (M. Villeneuve)

Nous avons tenté dans cette notice de rendre compte des modifications et des données acquises depuis 1969, année de publication de la 2ième édition de la carte Aubagne-Marseille. Ces données viennent principalement des travaux universitaires et de ceux réalisés pour la mise à jour de cette 3ième édition.

Des modifications ont été faites dans la partie **stratigraphie**, pour tenir compte des nomenclatures nouvelles ; c'est le cas du Mésozoïque du synclinal du Beausset et de l'Oligocène à Quaternaire du bassin de Marseille-Aubagne.

Sur le plan **structural** peu de choses ont été modifiées en ce qui concerne les massifs où les travaux de G. Guieu (1967) restent une référence. Par contre, la structure et l'évolution des bassins ont été profondément modifiées, notamment sur le synclinal du Beausset et sur le bassin de Marseille-Aubagne.

Sur le plan des **interprétations**, les vives polémiques qui ont animé les débats, de la fin du XIXème au milieu du XXème siècle, se sont nettement estompées depuis la deuxième édition de la carte en 1969. Un consensus s'est établi entre les différents chercheurs sur les grandes lignes de la tectonique provençale, dans lequel ce qu'on a appelé la « nouvelle école marseillaise » (Rousset, 2000) a joué un rôle important. Une réunion conjointe de la SGF et de l'AGSE tenue en 1967 à Marseille, en avait dejà fait le constat. Les discussions ont donc porté sur des divergences locales plus que globales.

La partie **géodynamique** a été introduite et développée pour rendre compte de l'intérêt de cette zone dans le cadre de la géologie méditerranéenne, pyrénéenne et alpine, dont elle est une pièce centrale et essentielle.

La **cartographie marine** qui dans l'édition précédente, était limitée aux dépôts de surface récents a bénéficié des résultats de cinq campagnes à la mer réalisées entre 2006 et 2011. C'est ainsi que la nouvelle notice géologique intègre le substratum anté-quaternaire du plateau continental et de la baie de Marseille.

Un effort particulier a été fait pour essayer de comprendre l'évolution des périodes **Miocène et Pliocène**, qui n'ont laissé aucun dépôt certifié dans l'emprise de cette carte géologique mais qui ont profondement modelé les paysages.

Enfin, une partie **« Géologie de l'environnement** » a été ajoutée, conformément au souhait du Comité de la Carte Géologique de la France d'ouvrir l'emprise scientifique des cartes géologiques vers des domaines dépassant la seule géologie du « substrat ».

Dans le même esprit, des **itinéraires géologiques** sont proposés qui ouvre la carte vers un public amateur de géologie, sans en être nécessairement « utilisateur ».

Nous avons donc tenté de livrer un document aussi complet que possible, mais il serait cependant vain de croire qu'il est définitif. Comme tout rapport géologique il est le reflet des connaissances à un moment donné, en l'occurrence l'année 2015.

Bien des problèmes soulevés lors de cette mise à jour n'ont pu être traités aussi complètement qu'il aurait été souhaitable. C'est le cas notamment de la tectonique salifère du Trias, difficile à étudier sur le territoire de la carte du fait de l'emprise réduite que les terrains de cet âge y occupent.

D'autres problèmes sont soulevés à l'issue de ce travail. Certains ont fait l'objet d'interprétations divergentes qui sont exposées telles quelles laissant aux géologues du futur le soin de les résoudre par les méthodes nouvelles et par des moyens d'investigation qui nous ont fait défaut (sismique ou sondages profonds). C'est le cas notamment des bassins Oligocènes et Quaternaires sur lesquels sont bâties les deux principales villes (Marseille et Aubagne) et dont les structures déduites des données de surface n'ont pu

être vérifiées par des profils simiques ou des sondages ayant atteint le substratum. Pour la deuxième agglomération française, cette part d'inconnu pose problème.

Commencée comme un ouvrage classique destiné à accompagner la carte, cette notice a finalement évolué vers une forme monographique, sous l'effet combiné de l'accumulation d'informations nouvelles et des exigences du CCGF.

Pour finir, cette carte a pour ambition de participer au programme RGF (Référentiel Géologique de la France), dont l'un des objectifs est la modélisation 3D. Néanmoins, son utilisation à cette fin ne sera possible qu'une fois améliorée la connaissance « en profondeur », ceci nécessitant la réalisation de profils sismiques associés à des forages profonds.

L'avenir plus lointain peut être appréhendé avec optimisme. En effet, la géologie provençale, et notamment sa tectonique qui ont été à l'honneur depuis les interprétations visionnaires de M. Bertrand (1884) et ce, jusque dans les années 1980, voit arriver une nouvelle vague de jeunes chercheurs qui donneront un nouveau souffle à cette discipline.

Remerciements du coordonnateur (M. Villeneuve)

Mes remerciements vont tout d'abord à tous ceux qui ont collaboré à ce travail de longue haleine. Nombre d'entre eux étaient déjà en retraite lorsqu'ils ont été sollicités, mais ils ont répondu présent. D'autres en activité ont également participé à ce projet qui était parfois hors de leurs thèmes de recherche. Il serait trop long de les citer tous, mais ils se reconnaîtront. Mes remerciements vont aussi à Jacques Muller qui a fourni les grandes coupes géologiques.

Il me faut également souligner l'aide efficace du BRGM, de l'Université de Provence (maintenant Aix-Marseille Université) et du CEREGE, tant sur le plan intellectuel que matériel. Que leurs directeurs en soient remerciés et notamment **Nicolas Thouveny**.

Sans le travail de fond de **Pierre Laville** et de **Raymond Monteau**, ce projet ne serait pas arrivé à son terme. Ils ont su surmonter les difficultés internes et externes. Un grand merci à **Raymond Monteau** pour sa disponiblité et le suivi régulier de la carte.

Enfin, il est clair que sans l'aide et les encouragements de **Philippe Rossi**, de **Denis Thieblemont,** de **Jean-Marc Lardeaux** et de l'adhésion du CCGF au projet, je n'aurais certainement pas pris la suite de Pierre Laville et terminé la coordination de cette notice.

Pour finir, je tiens à souligner tout ce que ce document doit à aux prédécesseurs, au premier rang desquels se trouvent **Marcel Bertrand** et **Gérard Guieu**. Leur héritage géologique est inestimable. Qu'il leur soit rendu un peu de ce qu'ils nous ont légué.

BIBLIOGRAPHIE

AMBERT P., GENNA A., TAFFANEL O. (1988) - Contribution à l'étude du Chasséen du Minervois, in : Le Chasséen en Languedoc oriental : hommage à Jean Arnal : actes des journées d'études, Montpellier, 25-27 oct. 1985, Montpellier, Publication de la Recherche - Université Paul Valéry, 1988, p. 25-36

ANDRÉANI L., LOGET N., RANGIN C., LE PICHON X. (2010) - New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): Evidence for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 181, 6, 547-563.

ANDRÉANI L., LOGET N., RANGIN C., LE PICHON X. (2013) - Reply to the comments of Jean Philip on the paper entitled "New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): Evidence for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction". *Bull. Soc. géol. Fr.*, 184, 3, 279-285.

ANDREIEFF P. (1997) - Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000 (3ème édition). *Doc. BRGM* 260, Orléans, 191 p.

ANGELIER J. (1971) - La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var). Thèse spécialité. Universite P. et M. Curie, Paris, vol. 1, 193 p.

APOSTOLESCU V. (1968) - Reconstitution des conditions de sédimentation et des milieux de dépôt par des données sédimentologiques et paléobionomiques : exemple de l'Eocène/Oligocène du bassin de Forcalquier/Manosque (B.A.). *Rev. Inst. Fr. Petr*., Paris, 23, 6 p.

APOSTOLESCU V., GUERNET C. (1992) - Les ostracodes de la région Forcalquier-Manosque (bassin continental d'Apt ; Haute-Provence). *Rev. Micropal.*, Paris, vol. 35, n° 2, p. 91-115.

ARFIB B, DOUCHET M. (2011) - État des connaissances hydrogéologiques et spéléonautiques sur les rivières souterraines sous-marines de Port Miou et du Bestouan (Cassis, France). 9th Conference on Limestone Hydrogeology, 1-3 Sept. 2011, Besançon, France.

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. Document Université de Provence, 53 p

ARFIB B., LAMARQUE T. (2012) - Résultats préliminaires et premières interprétations du traçage KarstEAU du 08 février 2011 par injection de Sulforhodamine B à la perte de Mauregard (Ceyreste) (version du 09/02/2012). Résultats positifs sur les sources sous-marines de la baie de Cassis : Bestouan et Port Miou. Document Aix-Marseille Université, 14 p.

ARGYRIADIS I. (2000) - Sur la tectonique de basse-Provence, cent ans aprés Marcel Bertrand. Une nouvelle Interprétation. *Géologues*, 125/126, 35-39.

ARLHAC P., GERAUD Y., RAYNAUD S., TERRIER M. (1987) - Néotectonique dans les terrains quaternaires de la Basse Durance (France): premiers résultats. *C. R. Acad. Sci*., Paris, 304, II, 16, 1019-1024.

ARNAL H. (1971) - Phénomènes periglaciaires dans la basse vallée du Rhône. Formations quaternaires du rebord sud et alluvions du fond de l'étang de Pujaut. *Bull. Ass. Fr. Etude Quaternaire*, 8, 3, 145-149.

ARNAUD M., MONLEAU C., MONTEAU R. (1974) – Présence de l'Oxfordien (zone à Plicatilis) dans le Jurassique supérieur des massfs de Marseilleveyre et de Carpiagne (France, Bouches du Rhône). *C. R. Acad. Sci.* Paris, 279, D, 639-641.

ARNAUD M., MONLEAU C. (1979) - Étude de l'évolution d'une plateforme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien - Oxfordien). Thèses de Doctorat d'Etat. Université de Provence - Aix-Marseille I. tI, 381 p., tII, 344 p.

ARNAUD, M., BEAUDOIN B., COLOMB E., MONLEAU C. (1990) - Le gypse triasique de la vallée de l'Huveaune (Bouches-du-Rhône) a été karstifié pendant le Crétacé supérieur. Implications tectoniques. *Géol. Alp.*, 66, 117-121.

ASSO CRM (2013) - Cassis et ses rivières. Association Cassis La Rivière Mystérieuse, Louis Potié, 93 p.

AUBOUIN J. (1967) - Sur la structure de la Basse-Provence. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 76-78.

AUBOUIN J., CHOROWICZ J. (1965) - Contribution à l'étude géologique du massif d'Allauch, près de Marseille (B-du-R). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VII, 957-980.

AUBOUIN J., CHOROWICZ J., LE DORE, N. (1966) - Contribution à l'étude tectonique du versant nord de la Lare : les collines d'Encauron et des Lagets. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VIII, 935-945.

AUBOUIN J., CHOROWICZ J. (1967) - Le chevauchement sud-provençal : de l'Etoile à la Sainte-Baume. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), IX, 600-608.

AUDRA P.-L., MOCOCHAIN H., CAMUS E., GILLI G., 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, 27-38

BABINOT J.F. (1980) - Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique - Biostratigraphie-Paléoécologie - Paléogéographie. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 2 tomes, 634 p.

BABINOT J.F. (2003) - Zonocypris digitalis (Ostracoda, Crustacea), nouvelle espèce du Fuvélien (Campanien continental) de Provence (sud-est France). *Rev. Micropal.*, 46, 3-9.

BABINOT J.F., DURAND J. P. (1980) - Bégudien. Les étages français et leurs stratotypes. *Mém. BRGM*, 109, 179-183.

BACHE F., OLIVET J.L., GORINI C., ASLANIAN D., LABAILS C., RABINEAU M., (2010) - Évolution of rifted continental margins: the case of the Gulf of Lions (Westeren Mediterranean Basin). *Earth Planet. Sci. Lett*., 292, 345-356.

BALME C., GOMEZ N. (1980) - Inventaire des richesses paléontologiques de la Région du Luberon. *Géol. Alpine, Mém. HS*, 20, 321 – 326.

BAUBRON J.-C. (1974) – Sur l'âge triasique du « volcan de Rougiers » (Var). Méthode Potassium/Argon. *C. R. Acad. Sci*., 279, (D), 1159-1162.

BAUBRON J.C., ODIN G.S., WEBB J.A. (1982) - Triassic: Muschelkalk K-Ar/whole-rock basalt SE France. In Odin G.S. (ed). Numerical dating in Stratigraphy, Wiley Chichester, part II, p. 873-874.

BAUDRIMONT F., DUBOIS P. (1977) - Un bassin mesogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres rech. expl. prod. Elf-Aquitaine*, 1, 1, 261-308.

BERGERAT F. (1985) - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne- *Mémoire Sci.Terre, Univ. P. & M. Curie*, 85-07, 315p.

BERGERAT F. (1987) –Paléo-champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, III, 3, 611-620.

BERNARD P.-J. (1778) - Carte Minéralogique de la Provence au 1/200 000.

BERTRAND M. (1884) - Coupes de la chaîne de la Sainte-Baume. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XIII, 115-130.

BERTRAND M. (1887-1888) - Nouvelles études sur la chaîne de la Sainte-Baume. Allure sinueuse des plis de la Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XVI, 748-778.

BERTRAND M. (1891) - Le massif d'Allauch. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, III, n° 24, 283-333.

BERTRAND M. (1899) - La grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, X, 68, 397-467.

BERTRAND M., DEPERET C. (1890) - Carte géologique détaillée 247 (Marseille). Service de la carte géologique de la France, Paris.

BESTANI L. (2015) - Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal : modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée. Thèse Aix-Marseille Université, 245 p.

BESTANI L., ESPURT N., LAMARCHE J., FLOQUET M., PHILIP J., BELLIER O., HOLLENDER F. (2015) - Structural style and Évolution of the Pyrenean Provencal thrust belt, SE France. In Seranne *et al*. eds, Lithosphere dynmics and sedimentary basins. The circum-Mediterranean basins and analogues. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 186, 4-5, 223-241.

BLANC J.-J. (1951) - Les formations détritiques de La Ciotat (Var). *Bull. Soc. géol. Fr.*, VI, 369-380.

BLANC J.-J. (1952) - L'évolution des éboulis littoraux de la Provence métamorphique. *C. R. Ac. Sci*. Paris, 235 : 383-384

BLANC J.-J. (1953) - La sédimentation du lac Oligocène de Saint-André (Marseille). *Bull. Mus. Hist. Nat.*, Marseille, XIII, 19-37.

BLANC J.-J. (1956) - Sédimentation et paléocéanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset (Var). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, VI, 797-815.

BLANC J.-J. (1960) – Les faciès de l'Aptien de la région de Marseille. *Bull. Mus. Hist. Nat.* Marseille, t. XX, 61 à 68.

BLANC J.-J. (1969) - Le karst sous-marin au Sud de la Provence et ses problèmes. Réunion internat. Karstologie Languedoc-Provence. CNG : 123-126.

BLANC J.-J. (1972) - « Slumpings » et figures sédimentaires dans le Crétacé supérieur du bassin du Beausset (France). *Sed. Geol.*, 7, 47-64.

BLANC J.-J. (1980) - Facteurs et mécanismes sédimentaires sous-marins au delta de La Ciotat (France) (Turonien, Coniacien). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 22, 3, 337-343.

BLANC J.-J. (1999) - Cavités karstiques en Provence. *Bull. Mus. Anthropol. Préhist.*, Monaco, 40, 21p.

BLANC J.-J. (2012) - Les grottes du massif des Calanques (Marseilleveyre - Puget - Riou, France) : géologie, géomorphologie, sédimentologie. *Varia-Physio-Geo*, 6, 161-200.

BLANC J.-J., GOUVERNET C. (1966) - L'Isthme durancien en Basse-Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, IX, 4, 631-639.

BLANC J.-J., FROGET C., GUIEU G., (1967) - Géologie littorale et sous-marine dans la région marseillaise. Relations avec les structures de la Basse Provence, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 9, 561-571.

BLANC J.-J., MONTEAU R. (1988) - Le karst du massif des Calanques (Marseille-Cassis). *Karstologia*, 11-12.

BLANC-VERNET L. (1969) - Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée. Rec.trav. Station marine d'Endoume, Marseille ». 64, bull. 48, 314 p

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 Méssinien. *C.R. Geosciences*, Paris, 336, 523-533.

BONIFAY E. (1962) - Les terrains quaternaires dans le sud-est de la France. Thèse de Doctorat d'État, Université de Bordeaux, 194 p.

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

BONIFAY E. (1986) - Origine et âge des formations travertineuses de la Vallée de l'Huveaune entre Roquevaire et Auriol (Bouches-du Rhône). Méditerranée, n° 1-2, 101-104.

BONIFAY E., MOLINIER R. (1955) - La flore des tufs récents de la vallée de l'Huveaune à Pnt-de-Joux et et Roquevaire (B.-du-Rh.). *Bull. Muséum Hist. Nat.*, Marseille, t. XV, 5-23.

BONIFAY E., CASANOVA J., NURY D. (1982) - Stromatolithes oligocènes des bassins d'Aubagne et de Marseille. 9° R.A.S.T., France, p. 67.

BONILLO J.-L., BORRUEY R., ESPINAS J.D., PICON A. (1992) - Marseille ville & port, Ouvrage, Éditions Parenthèses, Marseille, 221 p.

BOSELLINI A., HSU K. J. (1973) - Mediterranean plate tectonics and Triassic Paleogeography. Nature 249, 5412, 144-146.

BOUCHARD P. (1986) - Un modèle de talus carbonaté d'origine récifale : exemple du complexe Cénomanien de Cassis-La Bédoule (Sud-Est de la France). Stratigraphie - Sédimentologie - Diagenèse. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Centre Saint-Charles, Marseille, 2 tomes, 516 p.

BOURCART J. (1952) - Océanographie : Introduction à la Géologie. C.D.U., Paris, 89 p.

BOURDIER F. (1962) - Le Bassin du Rhône au Quaternaire : géologie et préhistoire. II. Editions du CNRS, Paris, tome 2, 384 p.

BOURDILLON C. (2008) – Stratigraphie d'un échantillon de marne de la région de Cassis (Bouches-du-Rhône, France). Eratada Le Mans, Étude 137/01-08/FR

BOURIDEYS J., ROUSSET C. (2010) - L'inventaire du patrimoine géologique en Provence-Alpes-Côte d'Azur. *Géol. France*, 1, 89-92.

BOURQUIN S., BERCOVICI A., LÓPEZ-GÓMEZ J, DIEZ J.B., BROUTIN J., RONCHI A., DURAND M., ARCHE A., LINOL B., AMOUR F. (2011) - The Permian-Triassic transition and the beginning of the Mesozoic sedimentation at the Western peri-Tethyan domain scale: palaeogeographic maps and geodynamic implications. *Pal., Pal., Pal*., 299, 265-280.

BRESSON A. (1898) - Observations sur la structure du massif de St Julien, prés Marseille. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XXVI, 340-346.

BROCARD C. (1991) - La plate-forme provençale au Trias moyen : un modèle de rampe carbonatée en milieu restreint – Dynamique des paléoenvironnements – Évolution diagénétique. PhD thesis Université de Provence-Marseille, 282 p.

BROCARD C., PHILIP J. (1989a) - Précisions stratigraphiques sur le Trias de la Provence orientale : conséquences structurales et paléogéographiques. *Géol. France*, 3, 27-32.

BROCARD C., PHILIP J. (1989b) - Les bioconstructions à *Placunopsis ostracina* v. SCHLOTHEIM dans le Ladinien supérieur de Provence (SE de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*,(8), t. V, n° 6, 1201-1206.

BRONGNIART A. (1810) - Mémoire sur les terrains qui paraissent avoir été formés sous l'eau douce. *Ann. Mus. Hist. Nat.*, Paris, XV, 357-405.

BROGNIART A. (1829) - Tableau des terrains qui composent l'écorce du globe ou essai sur la structure de la partie connue de la Terre. F.G. Levrault edit, Paris, 435 p.

BRUNET M. (1979) - Les grands mammifères, chefs de file de l'immigration Oligocène et le problème de la limite Eocène-Oligocène en Europe. Ed. Fondation Singer Polignac, 275 p.

CALAIS E, BAYER R, CHERY J., COTTON F., DOERFLINGER, FLOUZAT M., JOUANNE F., KASSER M., LAPLANCHE M., MAILLARD D., MARTINOD J., MATHIEU F., NICOLON P., NOCQUET J-M, SCOTTI O., SERRURIER L., TARDY M., VIGNY C. (2000) - REGAL: réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales..Configuration et premiers résultats. Géophysique interne/Internal geophysics, 10 p.

CARMINATI E., LUSTRINO M., DOGLIONI C. (2012) - Geodynamic Évolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. Tectonophysics, 579, 173-192.

CAMPREDON R. (1962) - Étude géologique du massif de Carpiagne. D.E.S, Université de Provence, Marseille, 38 p.

CAMPREDON R. (1965) - La structure du massif de Carpiagne près de Marseille. *Ann. Fac. Sci.*, Marseille, XXXVII, 21-26.

CARON J.-P. (1965a) - Sur la position tectonique du Trias moyen de la région toulonnaise. *C. R. Acad. Sci*., Paris, 260, 5069-5072.

CARON J.-P. (1965b) - Le Trias de Port-Issol, près de Sanary-sur-mer (Basse-Provence). *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 8, 260-261.

CARON J.-P. (1965c) - Découverte d'un niveau repère à nodules de Nubéculaires dans le Trias moyen de Basse-Provence occidentale. *C. R. somm. Soc. géol. France*., n° 6, 197-199.

CARON J.-P. (1966) - Présence du genre *Solenopora* DYBOWSKI (Algues Rhodophycées) dans le Muschelkalk de Basse-Provence occidentale. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.,* 1, 15-16.

CARON J.-P. (1967a) - Étude pétrographique, stratigraphique et paléocéanographique du Muschelkalk supérieur calcaire de la région toulonnaise. Thèse Doctorat Spéc. Océanographie (mention Géol. Marine), Marseille, 2 vol. in 4°, I : 217 p.

CARON J.-P. (1967b) - Étude stratigraphique du Muschelkalk supérieur calcaire et dolomitique de Basse-Provence occidentale entre Bandol et Hyères (Var). *Bull. Soc.géol. Fr.*, (7), 9, 670-677.

CARON J.-P. (1968) - Mise en évidence du Muschelkalk inférieur dans la région toulonnaise (Var). *C. R. Acad. Sci*., Paris, 266, (D), 1699-1701.

CARON J.-P. (1969a) - Episodes volcaniques et volcano-détritiques dans le Trias moyen de la partie méridionale de l'arc de Barjols (Var). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 270, (D), 1223-1226.

CARON J.-P. (1969b) - Livret-guide de l'Excursion des 1 et 2 Octobre 1969 sur le Trias de Provence. Asssoc. Géol. Sud-Est et section « TRIAS » du Comité du Mésozoïque méditerranéen. *Trav. Lab. Sci. Terre,* St-Jérôme, Marseille, (C), n° 1, 19 p.

CARON J.-P. (1970) - Episodes volcaniques et volcano-détritiques dans le Trias moyen de la partie méridionale de l'arc de Barjols (Var). *C. R Acad Sci.*, Paris, 270, D, 1223-1226.

CARON J.-P. (2011) - General outlines of the Muschelkalk and Keuper of Provence. *In* Triassic of SouthEast France (Provence: Var & Alpes-Maritimes). M. Durand, J.-P. Caron & H. Hagdorn eds. Pan-European Correlation of the Triassic, 8th International Field Workshop, September 4-8, 2011, 9-12.

CARON J.-P., GUIEU G., TEMPIER C. (1966a) - Quelques aspects de la tectonique tangentielle de Basse-Provence occidentale. *C.R. somm. Soc geol. Fr.*, Paris, 2, 41-45.

CARON J.P.H, GUIEU G., TEMPIER C. (1966b) – Sur la mise en place de l'unité du Pin de Simon (Ste Baume). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 278-279.

CARON J. P., LAVILLE P. (2016) - Paradoxes and inaccuracies in the geological maps of scale 1/50 000, which show the upper cretaceous of the southern margin of the basin of le Beausset (Provence, France). *Bol. Geol. Min.*, 127, 2/3, 517-526.

CARON J.-P. et ROUX L. (1966) - Sur la présence du Trias inférieur et moyen dans l'arc de Nice (Alpes-Maritimes). *C. R. Acad. Sci.*, 262, (D), 1192-1194.

CARON J.-P., GOUVERNET C., GUIEU G., TEMPIER C. (1967) - Excursions en Provence (23 et 24 Mai 1967) ; Livret-guide. *Assoc. Géol. Sud-Est,* 13 p., 17 fig. h.-t.

CARON J.-P., GAUTHIER A. (1968) - Étude pétrographique et stratigraphique du Muschelkalk supérieur calcaire des environs de la Valette (Var). *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 40, 55-69.

CARON J.-P. *et al.* (1972) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Toulon, 2ème éd., BRGM, Orléans.

CARON J.-P. *et al.* (1979) - Feuille Brignoles, 1ère éd. Carte Géologique détaillée de la France à 1/50 000ème, BRGM, Orléans.

CASANOVA J. (1981) - Étude d'un milieu stromatolitique continental. Les travertins plio-pleistocènes du Var. Thèse de 3ème cycle, Université aix-marseille II, 136 p.

CASANOVA, J., NURY, D. (1989) - Biosédimentologie des stromatolites fluvio lacustres du fossé oligocène de Marseille. *Bull. Soc. géol. Fr.*, V, 1173-1184.

CATZIGRAS F., COLOMB E., NURY D. (1980) - Variations précoces de l'orientation de la transsgression Néogène dans la Basse-Provence. 8eme RAST, Marseille, 86.

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

CAVALERA T., ARFIB B., GILLI E. (2010) - Les rivières souterraines de Port Miou et Bestouan : les plus longs réseaux noyés des littoraux européens. Ouvrage collectif : Karst et grottes de France, sous la direction de P. Audra. *Karstologia*, Mémoires, 19, 246-247

CECCA F. (2001) - The Ammonites of the Cenomanian-Turonian transition of Anse de l'Arène section (Cassis, SE France). Integrated Platform/Basin Biostratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian in Provence (SE France). *Géobios*, 34, 2, p. 215-223.

CERDAN A., KOSAKE T. (1987) - Carrière de Saint Henri-Saint André (Marseille Nord), mémoire de licence, Université de Provence, 6 p.

CHATEAUNEUF J.-J. (1977) - Étude palynologique de l'Oligocène du bassin de Marseille. *Geol.Med.*, IV, 1, 37-46.

CHATEAUNEUF J-J., NURY D., (1995) - La flore de l'Oligocène de la Provence méridionale : implications stratigraphiques, environnementales et climatiques. Strata, 1er congrès français de stratigraphie, C.F. F 94, 1, 6, 149.

CHAUMILLON E., DEVERCHERE J., REHAULT J.-P., GUEGUEN E. (1994) - Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée occidentale). *C.R. Acad. Sci.* Paris, 319, 675-682.

CHELLAÏ E. H., BAUDELOT S., CROCHET B., FEIST M., DURAND-DELGA M. (1982) - Preuves paléontologiques de l'antériorité des Conglomérats de la Grésigne (Eocène supérieur) par rapport à la Molasse oligocène de l'Albigeois (Tarn*). C. R. Acad. Sc.* Paris, 295, sér II, p. 683-690.

CHOROWICZ J., MEKARNIA A. (1992) - Mise en évidence d'une extension albo-aptienne orientée NW-SE en Provence (Sud-Est de la France). *C.R. Acad. Sc.* Paris, 315, II, 861-866.

CLAUZON G., RUBINO J. L., SAVOYE B. (1995) - Marine Pliocene Gilbert-type fans deltas along the French Mediterranean coast, IAS 16th Regional Meeting of Sedimentology. Field trip Guide Book. Publication ASF, 23, Paris, 145-222.

CLAUZON G., SUC J.-P., GAUTIER F., BERGER A., LOUTRE M.-F. (1996) - Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved ? *Geology*, 24, 4, 363-366.

COLLIGNON M., CREGUT E., FABRE-TAXY S., PHILIP J., TRONCHETTI G. (1979) - Ammonites du Coniacien de Provence. *Géol. Méd.*, VI, 3, 385-394.

COLLINA-GIRARD J. (1992) - Présentation d'une carte bathymétrique au 25 000e du précontinent Marseillais. *Géol. Méd*, XIX, 2, 77-88.

COLLINA-GIRARD J. (2002) - Underwater mapping of Late Quaternary submerged shorelines in the Western Mediterranean Sea and the Caribbean Sea. *Quat. Int.*, 92, 63-72.

COLLOT L. (1889) - Descripion du terrain Crétacé dans une partie de la Basse Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XVIII, 905-911.

COLLOT L. (1891) - Description du terrain crétacé dans une partie de la Basse-Provence. 2e partie : couches d'eau douce et généralités. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XIX, 39-92, pl. VI.

COLOMB E., ANGLADA R., CATZIGRAS F., CHATEAUNEUF J.-J., NURY D. (1979) - L'Aquitanien du cap Janet : jalon oritental dela transgression neogène. *Geol. Med.*, VI, 3, 403-408.

COPPOLANI M.F., GUIEU G., ROUSSET C. (1973) - Données nouvelles sur la paléogéographie miocène et la néotectonique en Basse Provence occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, D, 493-496 ;

COQUAND H. (1863) - Description géologique du massif montagneux de la Sainte-Baume (Provence). Mémoire de la société d'émulation de la Provence, III, 73-172.

CORNET C. (1963) - Sur l'existence, en Provence, d'une phase tectonique oligocène d'origine profonde. *Bull. Soc.Géol. Fr.*, 7, 5, 253-259.

CORNET C. (1965) - Évolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. *Mém. Soc. géol. Fr.*, XLIV, 103, 252 p.

CORNET C. (1966) - Évolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Paris, 103, 245 p.

CORNET C. (1967) - Les collines de Bassan Liquette (massif de la Ste Baume*). C. R. Acad. Sci.*, 264, 2616-2619.

CORNET C. (1972) - Le noeud tectonique de Bassan-Liquette dans le cadre des liens génétiques des massifs de l'Etoile et de la Sainte-Baume. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIV, 18-23.

CORROY G. (1939) - Le massif de la Sainte-Baume. Études géologiques. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 41, 201, 127 p.

CORROY G. (1953) - Les grands travaux d'extension du canal du Verdon. Le souterrain de la campagne, le barrage de Bimont et les ouvrages annexes. *Ann. Fac. Sic. Marseille*, XXII, 1, 1-32.

CORROY G. (1963) - La région triasique de la Valentine, près Marseille (B.D.R.). *Ann. Fac. Sci. Marseille*, XXXIV, VII, 25-31.

CORROY G. (1963) - L'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Provence. In : "Livre à la mémoire du Pr. P. Fallot". *Mém. h. Ser. Soc. Geol. Fr.*, 2, 19-44.

CORROY G., DENIZOT G. (1943) - La Provence occidentale. Coll. géologie régionale de la France, II, Hermann, Paris, 182 p.

CORROY G., PHILIP J. (1964) - Le brachyanticlinal du Pic des Corbeaux, dans le massif de la Sainte-Baume (Var). *Bull. Soc.Géol. Fr.*, 7, 6, 560-563.

CORSINI M., SCHNEIDER J. (2012) - Late collisional exhumation of the lower crust in a transpressive environment: insight of the Maures-Tanneron massif (SE France). *Géol. France*, 1, Abstracts vol., p. 93.

COULIER C. (1985) - Hydrogéologie karstique de la Sainte-Baume occidentale, Bouches du Rhône - Var, France. Thèse de doctorat de l'Université de Provence, 400 p.

COULON C. (1967) - Le volcanisme tertiaire de la région toulonnaise (Var) - *Bull. Soc. géol. Fr.*, IX, 691-700.

CUSHING M., BELLIER O., VOLANT P., AOCHI H., BAIZE S., BERGE-THIERRY C. (2004) - Recent findings integrated for seismic hazard assessment: the case study of the Durance fault, proceeding in OECD/NEA Workshop, Tsukuba, Japan, November. Das, S. & Aki, K., 1977. A numerical study

DALMASSO H. (2001) - Analyse stratigraphique et modélisation numérique des systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux : discrimination et quantification des paramètres de contrôle. Thèse de doctorat, Université de Provence, Marseille, 457 p.

DALMASSO F., VINCENDON C. (1999) - Stratigraphie des terrains d'âge Jurassique moyen de l'Unité de Roqueforcade (Basse Provence). Mémoire de Master, Université de Provence, Marseille, 37 p.

DALMASSO H., FLOQUET M. (2001) - Relation accommodation - production carbonatée dans le développement de séquences de dépôt élémentaires de plate-forme carbonatée : la série d'âge Tithonien - Berriasien de Basse Provence Occidentale. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 333, 209-217.

DALMASSO H., FLOQUET M. (2002) - Les dépôts de paléosols : enregistrements sédimentaires de cortège transgressif basal ou de cortège de haut niveau marin terminal ? Un exemple au Jurassique supérieur. *In* : Strata 2002, 3ème Congrès Français de Stratigraphie, Lyon, 8-10 juillet 2002, 2 p., 1 fig.

D'ANNA A., ÉVIN J., GUENDON J.L., JAUBERT J., MAGNIN F., OTTO T., QUINIF Y., ROIRON P., DURAND A. (1988) - Apport des sources historiques du Moyen-Âge central à l'histoire des travertins du Midi de la France (900-1215). Travaux de l'U.A. 903, vol. XVII, "Édifices travertineux et histoire de l'environnement dans le Midi de la France", 108-116.

DAOUDI B. (2009) - Formations « post-urgoniennes » dans deux dépressions du massif des Calanques (de Marseille à Cassis). Mémoire de Master 1, Université de Provence, Marseille, 35 p.

DARLUC M. (1717-1763) - Histoire naturelle de la Provence. Avignon.

DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. 2t : t.1 Vieux massifs et grands bassins sédimentaires, p. 1-293 ; t.2 Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays, p.294-544, Ed. Doin, Paris.

DELLENBACH J., APOSTOLESCU V. (2000) - L'Oligocène et le Miocène de la région de Marseille: nouvelles observations géologiques et biostratigraphiques (Ostracodes). ISBN, 2, 952377, 1-9.

DELLERY B., GAUDIN B. (1977) - Observations géologiques et géotechniques à l'occasion de travaux souterrains dans le bassin de Marseille, *Géol. Méd.*, IV, 1, 55-64.

DELLERY B., GUIEU G. (1979) - Résultats géologiques acquis sur la structure de la colline Notre-Dame de la Garde à l'occasion de reconnaissance pour le tunnel Centre-Ville à Marseille. Coll. Nation. «

Connaître le sous-sol, un atout pour l'aménagement urbain », Lyon, *Doc. Bur. Rech. Géol. Min*., I, 547-560.

DENIZOT G. (1920) - Sur l'âge aquitanien de certains calcaires des environs de Marseille. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 187-188.

DENIZOT G. 1930- Les relations stratigraphiques des calcaires tertiaires d'Allauch. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 116-118.

DENIZOT G. (1934) - Description des massifs de Marseilleveyre et du Puget, *Ann. Mus.Hist. Nat. Marseille*, XXVI, V, 122-208.

DENIZOT G. (1935) - Guide Géologique de la Provence occidentale. Imprimerie marseillaise, 172 p.

DENIZOT J. (1952) - Étude géologique du massif de Carpiagne. D.E.S., Université d'Aix- Marseille.

DEPERET C., (1889) - Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, I, 5, 1-19.

DESTOMBES J.-P. (1951) - La nappe du cap Sicié (Var). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 27, 35-41.

DE WEVER P. (1999) - L'Europe au Mésozoïque. In : Fröhlich F. & Schubnel H.J. (éds.), "Les âges de la Terre", MNHN ed., Paris, 66-69.

DIEULAFAIT L. (1869) - Étude sur la formation du Trias en Provence. *Bulletin d'Études Scientifiques et archéologiques de la ville de Draguignan*, VII, 221-293.

DOLLFUS G.F. (1922) - *Cerithium Picatum*, espèce miocène et *Cerithium moniliferum*, espèce oligocène. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 153-155.

DUBAR M., MAGNIN F. (1992) - Présence d'hélicelles (Helicellinae) dans le Pliocène du Midi de la France.Nouvelles données sur la dispersion du groupe au Pléistocène inférieur : implications paléoclimatiques. *Geobios*, 25, 357-366

DUPIRE S. (1985) - Étude cartographique au 1/25 000 de la zone sud du bassin de Marseille, aperçu géomorphologique et néotectonique. Thèse Univ. Provence, Marseille, 104 p.

DURAND, J.-P. (1980) - Les sédiments fuvéliens du synclinal de l'Arc (Provence). *Suppl. Ind. Min.*, 13-25.

DURAND M. (2011) - General outlines of the Buntsandstein in Provence and Alpes-Maritimes. *In* Triassic of South-East France (Provence, Var & Alpes-Maritimes). M. Durand, J.-P. Caron & H. Hagdorn (eds.) Pan-European Correlation of the Triassic, 8th International Field Workshop September 4-8, 2011, 5-8.

DURAND, J.-P., MENNESSIER G. (1964) - Sur l'existence d'une discordance entre le Bégudo-Rognacien et le Fuvélien à l'extrémité orientale du synclinal de l'Arc en Basse-Provence occidentale. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 253-254.

DURAND M., CARON J. P., HADGORN H., DIETZ-FERRER J.B. (2011) - Triassic of Southern France (Provence: Var – Alpes Maritimes) – September 4-8, 2011. 66 p.

DURINGER P. (1987) - Une mégaséquence d'émersion : la Lettenkohle (Trias est de la France). Mise en évidence de marées par l'imbrication bipolaire de plaques de dessication. *Geol. Rund.,* 76/2, 579-597.

DUROZOY G., PALOC H. (1969) - Enseignements apportés par les expériences de colorations – Bassin du Beausset (Bouches-du-Rhône et Var). BRGM. Rapport 69 SGL 212 PRC. 29 p.

ESCARGUEL G, MARANDAT B, LEGENDRE S. (1997) - Sur l'age numérique des faunes de mammifères du Paleogène d'Europe Occidentale, en particulier celle de l'Eocene inferieur et moyen. In : J.-P.Aguilar, S. Legendre and J. Michaux (eds.) Actes du congres BiochroM'97, Mémoires et Travaux de l'Ecole Pratique des Hautes Études, Institut de Montpellier, 21, 443-460.

ESPURT N., HIPPOLYTE J.C., SAILLARD M., BELLIER O. (2012) - Geometry and kinematics evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire system, Provence, France. *Tectonics,* 30, TC4021.

FABRE S. (1940) - Le Crétacé supérieur de la Basse-Provence Occidentale : I - Cénomanien et Turonien. Thèse de Doctorat d'Etat, Faculté des Sciences, Marseille, 45, 355 p.

FABRE F. (1975) - Le présent et le passé du climat et de la végétation dans la vallée de l'Arc (Bouches-du-Rhône). *Bull. Mus. Hist. Nat. Marseille,* 33, 107-122.

FABRE J., GUIEU G., PHILIP J., TRONCHETTI G. (1975) - Mise en évidence d'une écaille crétacée superposée au Trias de l'Huveaune, près de Roquevaire (Bouches-du-Rhône). *C.R.Acad. Sciences*, Paris, 281, (D), 111-114.

FABRE-TAXY S. (1937) - Le banc des Lombards près de Cassis-sur-mer (B.-d.-R.). *C. R. Sommaire Soc. Géol. Fr.*, 13, p. 203.

FABRE-TAXY S. (1959) - Faunes lagunaires et continentales du Crétacé supérieur de Provence. III - Le Maestrichtien et le Danien. *Ann. Paléont.*, XLV, 72 p.

FABRE-TAXY S., PHILIP J. (1964) - La zone du Plan d'Aups dans sa région type, le massif de la Sainte-Baume (Var). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VI, 4, 554-559.

FABRE-TAXY S., THOMEL G. (1964) - La transgression cénomanienne à Cassis (Bouches-du-Rhône). *C. R. Acad. Sci.* Paris, 258, 5491-5494.

FEIST-CASTEL M. (1977) - Étude floristique et biostratigraphique des charophytes dans les séries du Paleogène de Provence. *Géol. Méd.,* IV, 2, 109-138.

FEIST M., ANADON P., CABRERA L., CHOI S. J., COLOMBO F., SAEZ M. (1994) - Upper Eocene-Lowermost Miocene charophyte succession in the Ebro basin (Spain). Contribution to the charophyte biozonation in Western Europe. *Newsl. Strat.,* 30 (1), 1-32.

FLOQUET, M., PHILIP, J., BABINOT, J. F., TRONCHETTI G., BILOTTE, M. (1987) - Transgressions - régressions marines et événements biosédimentaires sur les marges pyrénéo-provençales et nord-ibériques au Crétacé supérieur. Mém. Géol. Univ. Dijon, 11, 246-258.

FLOQUET M., MARCHAND D., SIDA B., CONTINI D. (2000) - Monticules micritiques à spongiaires et discontinuités sédimentaires marqueurs de l'ennoiement de la plate-forme carbonatée de Basse Provence à l'Aalénien supérieur - Bajocien inférieur. *In* : Les événements du passage Lias – Dogger, J. Rey & F. Ronchini (eds), *Strata*, 10, 83-85

FLOQUET M., HENNUY J. (2001) - Anatomy of resedimented carbonates in the latest Turonian-earliest Coniacien South-Provençal Basin. *Géol. Méd.*, XXVIII,1-2, 67-71.

FLOQUET M., HENNUY J. (2003) - Évolutionary 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, 19, 417-424.

FLOQUET M., GARI J., HENNUY J., LEONIDE P., PHILIP J. (2005) - Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomanien à Coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal. *Publ. ASF*, 52, 80 p.

FLOQUET M., PHILIP J., LEONIDE P., GARI J. (2006) - Sédimentation et géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur. Livret-guide d'excursion géologique, Université de Provence, Centre Saint-Charles, Marseille, Ouvrage en dépôt à la SGF Paris, 69 p.

FLOQUET M., LEONIDE P., MARCHAND D. (2007) - Dynamique sédimentaire du Bassin Sud-Provençal au Jurassique. Livret guide d'excursion géologique, Groupe Français d'Étude du Jurassique, Document Université de Provence, Marseille, 18-20 octobre 2007, 125 p., 73 fig.

FLOQUET, M, NEUWEILER, F., LÉONIDE, P. (2012) - The impact of depositional events and burial rate on carbonate-silica diagenesis in a middle Jurassic stromatactis carbonate mud mound, Sainte-Baume Massif, SE France. *J Sed. Res.*, 82, 521-539.

FOURNILLON A. (2012) - Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquée aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (SE France). Thèse de doctorat de l'Université Aix-Marseille, 425 p.

FRIZON DE LAMOTTE D., BUIL D. (2002) - La question des relations entre failles et plis dans les zones externes des chaînes de montagne. Ebauche d'une histoire des idées recues au cours du XX^{e} siecle. Comité Français d'Histoire de la Géologie, ser. 3, T. XVI, 10 p.

FROGET C. (1966) - Découvertes de formations quaternaires sous-marines au banc du Veyron (Baie de Marseille). *C. R. Acad. Sc*., Paris, 263, 1352-1354.

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

FROGET C. (1972) - Exemples de diagenèse sous-marine dans les sédiments 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*, 19, 1/2, .59-85.

FROGET C. (1974) - Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale, Thèse de 3ème cycle, Université Aix-Marseille, Marseille, 219 p.

GALLOIS A. (2010) - Origine des unités dolomitiques de l'Etoile et de la Nerthe (région de Marseille) : étude pétrographique et diagénétique. Mémoire de Master 2, Université de Provence - Université Paul Cézanne, 33 p.

GARCIA G., VIANNEY-LIAUD M. (2000) - Dinosaur eggshells as biochronological marker in Upper Cretaceous continental deposits. *Pal., Pal., Pal.* 169, 153-164.

GARCIN Y. (2001) - Stratigraphie des terrains d'âge Jurassique inférieur de la Formation des Calcaires Roux à Chailles (Massif de la Sainte-Baume). Mémoire de stage d'initiation à la Recherche, Université de Provence, Marseille, 40 p.

GARCIN Y. (2002) - Évolution de la Plate-forme Provençale d'âge Pliensbachien à Aalénien : crises tectoniques, climatiques et de production carbonatée. Diplôme d'Études Approfondie, Université de Provence, Marseille, 58 p.

GATTACCECA J. (2014) –La dérive miocène du bloc corso-sarde. *Géochronique*, 132, 19-20.

GAUDANT J. (1982) - Apport de l'ichthyofaune à la caractérisation des milieux saumâtres cénozoique. *Mem. Soc. géol. Fr.*, 144, 139-146.

GAUDANT J., ROUSSET C., (1979) - Découverte de restes de Cyprinidae (Poissons téléostéens) dans l'Oligocène moyen de Marseille (Bouches du Rhône). *Géobios*, 12, 2, 331-337.

GEEL T. (1995) - Oligocene to Early Miocene tectono-sedimentary history of the Alicante région (SE Spain): implications for the Western Mediterranean Évolution. *Basin Res.*, 7, 313-336.

GELY J.-P., SZTRAKOS K. (2001) - La tectonique pyrénéenne à l'Oligocène : une phase majeure de déformation en compression méconnue du bassin aquitanien (France). *C.R. Acad. Sc*. Paris, 332, 507-512.

GIGNOUX M. (1925) - Géologie stratigraphique, Masson éd., 760 p.

GIGNOUX M. (1926) - Géologie Stratigraphique, Masson éd., Paris, 709 p

GIGNOUX M. (1927) - Géologie stratigraphique. Masson et Cie éd., 667 p.

GINSBURG L. (1973) - Sur la signification de faunes de mollusques continentaux. *C.R. somm Soc. géol. Fr.*, 27.

GISQUET F. (2012) - Les drains dolomitiques super-K : géométries, hétérogénéités-réservoirs, origines. La Formation Khuff en subsurface (Permo-Trias, Qatar-Iran) et un analogue à l'affleurement (Jurassique supérieur, Provence - France). Thèse de Doctorat, Université de Provence, Marseille, 533 p.

GISQUET F., LAMARCHE J., FLOQUET M., BORGOMANO J., MASSE J.-P., CALINE B. (2013) - Three-dimensional structural model of composite dolomite bodies in folded area (Upper Jurassic of the Etoile massif, southeastern France), *AAPG Bull.*, 97, 9, 1477-1501.

GLARD Y., MAUDRU L., NAHON D., ROUSSET C (1967) - Etude minéralogique du contenu des poches karstiques découvertes à la faveur des travaux souterrains du Canal de Provence, C. R. 92° congrès Nat. Soc. Sav., 2, 1967, p. 427-438.

GLINTZBOEKEL C., DURAND M. (1984) - Provence et chaînes subalpines méridionales. In : L. COUREL *et al.* (eds), Trias. Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. BRGM*, 125, 99-100.

GOGUEL J. (1943) - Essai d'une synthèse tectonique de la Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, XIII, 1-2-3, 429-456.

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 Évolution of the Gulf of Lions margin. *Mar. Petrol. Geol*. 22, 695–712.

GOUVERNET C. (1948) - Une plage ancienne dans le Lacydon de Marseille. *Bull. Soc. Lin. Prov.*, 16, 1948, 13-19.

GOUVERNET C. (1952) - La série paléozoïque du Cap Sicié et de la région de Six-Fours (Var*). C. R. Acad. Sc*., 234, 228-229.

GOUVERNET C. (1971) - La carrière d'argiles de Saint-André. *In* : G. Gouvernet, G. Guieu, C. Rousset, Provence, Guides géologiques régionaux. Masson et Cie éd., p. 215.

GOUVERNET C., GUIEU G., ROUSSET C. (1979) - Provence (2éme edition), Guides géologiques régionaux, Masson, 238p.

GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SCHMITZ M., OGG G. (2012) - *The Geologic Time Scale 2012,* Elsevier, 1176 p.

GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. (1993) - Sismotectonique de la France metropolitaine, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 164, 1, 76 p.

GUEIRARD S. (1947) - Les effondrements tectoniques dans les chaînes orientales du bassin de Marseille. DES Sc. Nat. Géol., Université d'Aix-Marseille, Marseille, 45 p.

GUEIRARD S. (1959) - Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). *Ann. Fac. Sc. Marseille*, XXIX, p. 71-264.

GUENDON J.L., PARRON C. (1985) - Les altérites médiocrétacées de Provence (bauxites et ocres) : caractères et relations paléogéographiques. *Géol. France,* 2, 137-150.

GUIEU G. (1965) - Sur la présence d'âges Aptien et Albien dans la dépression de Luminy au SE de Marseille. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 92-94.

GUIEU G. (1967) - Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bull. Soc.Géol. Fr.*, 7, 9, 610-630.

GUIEU G. (1968) - Étude tectonique de la région de Marseille. Thèse Etat Sci., Université d'Aix- Marseille, Marseille, 604 p.

GUIEU G. (1969) - Carte détaillée de la France à 1/50 000 : Feuille Aubagne-Marseille (2^{éme} édition).

GUIEU G. (1970) - L'allochtonie de l'unité de Roqueforcade (Sainte-Baume) démontrée par un court forage. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 106-107.

GUIEU G., (1973a) - Évolution tectonique de la chaîne de la Nerthe au NO de Marseille. *C.R. Acad. Sci*., 276, 13-16.

GUIEU G. en collaboration avec le BRGM (S.G.R. de Marseille) et le CEMEREX Marseille (1973b) - Étude géologique, hydrogéologique et géotechnique du Tunnel Centre-Ville, Bur. Rech. Géol. Min., 73 S.G.N. 129 PRC.

GUIEU G (1977) - La tectonique du bassin de Marseille à l'Oligocène. *Geol. Med*., Marseille, IV, 1, 9-24.

GUIEU G. (1980) - Perspectives de recherche de gisement de lignitifère de Gardanne au Sud du massif de l'Etoile, en bordure du bassin de Marseille – Industrie Minérale, suppl. au Numéro de juin 1980, 75-79.

GUIEU G. (1986) - Tectogénèse de la bordure méridionale du bassin du Sud-Est de la France et sphenochaste ligure. Trav. Lab. Stratig. Paleoecol., Marseille, France, 3, 87-90.

GUIEU G. (Coord.), BLANC J.-J., BONIFAY E., CARON J.-P.H., GOUVERNET C., NURY D., PHILIP J., TAXY-FABRE S., TEMPIER C. (1969) - Notice carte géologique de la France à 1/50000 Aubagne - Marseille, XXXII-45, 2ème édition, BRGM éd., 26 p.

GUIEU G., ROUSSET C. (1979) - Les massifs de l'Olympe et de l'Aurélien représentant la zone frontale du chevauchement de la Sainte-Baume (Bouches du Rhône et Var, France). *C.R. Acad. Sci*., Paris, 289, 623-626.

GUIEU G., ROUSSET C. (1980) - Introduction à la géologie du Sud-Est. 26° CGI, G 18-4, Paris, Livret-guide, 65-79.

GUIEU G., TEMPIER C. (1985) - Étude détaillée d'un chevauchement provençal : la bordure méridionale du massif d'Allauch. *Doc. BRGM*, 94, 23-29.

GUIEU G., ARLHAC P. (1986) - Hypothèse d'un bombement crustal du golfe du Lion-Sud Provence, entre le Crétacé supérieur et le Miocène. Mécanismes, conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 11, 1691-1696.

GUIEU G., ROUSSEL J. (1990) - Arguments for the pre-rift ulpift and rift propagation in the Ligurian-Provençal basin (Northwestern Mediterranean) in the light of the pyrenean-provençal orogeny. *Tectonics*, 9, 5, 1113-1142.

GUIEU G., RICOUR J., ROUIRE J. (1996) - Découverte géologique de Marseille et de son décor montagneux. Eds. BRGM et Jeanne Laffitte, 215 p.

GUIEU G., RICOUR J., ROUIRE J., PHILIP J., MONTEAU R. (2008) - Découverte géologique de Marseille et de son environnement montagneux. Deuxième édition en collaboration avec J. Philip et R. Monteau. Eds. BRGM et Jeanne Laffitte, 244 p.

GUILLEMOT J., GUY M., LOBJOIT M. (1973) - Un système cohérent d'alignements structuraux communs aux Alpes et aux Pyrénées mis en évidence par le satellite ERTS-1. *C. R. Acad. Sci*., Paris, 277, D, 481-484.

GUYONNET-BENAIZE C. (2006) - Reconstitution des structures et érosion néocretacée en basse Provence : l'exemple du massif d'Allauch, Mémoire de Master des sciences de l'environnement terrestre, Université Paul Cézanne, Aix en Provence, 32 p.

GUYONNET-BENAIZE C., LAMARCHE J., MASSE J.-P., VILLENEUVE M., VISEUR S. (2010) - 3D structural modelling of small-deformations in poly-phases faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *J. Geodynamics*, 50, 81-93.

GUYONNET-BENAIZE C. (2012) - Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la faille de la moyenne Durance (SE France). Thèse Aix-Marseille Université, France, 187 p.

HADGORN H. (2004) - *Cassianocrinus varians* (Münster, 1841) aus der Cassian-Formation (Trias, Oberladin/Unterkarn) der Dolomiten - ein Bindeglied zwischenEncrinidae und Traumatocrinidae (Crinoidea, Articulata). - *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 105 A: 231-255.

HAUG E. (1914) - Nouvelles observations sur la tectonique du vallon de Saint-Pons, près Gémenos (Bouches-du-Rhône), Gauthier-Villars, Paris.

HAUG E. (1915) - La tectonique du massif de la Sainte-Baume. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, XV, 113-190.

HAUG E. (1930) - Les nappes de charriage de la Basse-Provence. Deuxième partie : le massif d'Allauch et ses entours. *Mem. Serv. Carte géol. Fr.*, 182 p.

HAUG E. (1935) - Carte géologique détaillée de la France au 1/50 000. Feuille Aubagne.

HEDBERG H. (1979) - Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédure. Doin éd. Paris, 233 p.

HENNUY J. (2003) - Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée au Turonien moyen au Coniacien moyen. Évolution séquentielle, diagénétique, paleogéographique. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 252 p.

HENNUY J., VALLON R. (1998) - Stratigraphie des terrains d'âge Jurassique moyen et supérieur de l'anticlinal de Carpiagne (Basse Provence). Mémoire de stage d'initiation à la Recherche, Université de Provence, Marseille, 53 p.

HERMARY A. (1999) - Marseille grecque (600-49 av. J C. La cite phocéenne. Edit. Errance, Paris, 183 p.

HIBSCH C., KANDEL D., MONTENAT C., OTT D'ESTÉVOU P. (1992) - Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux- Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, 2, 147-158.

HIPPOLYTE J.-C., ANGELIER J., BERGERAT F., NURY D., REYNAUD S. (1990) - Évolution tectono-sedimentaire d'un bassin faillé : le bassin Oligocène de Marseille. *C. R. Acad. Sci*., Paris, 310,2, 53-58.

HIPPOLYTE J.-C., NURY D., ANGELIER J., BERGERAT F. (1991) - Relations entre tectonique extensive et sédimentation continentale : exemple des bassins oligocènes de Marseille et Basse-Provence. *Bull. Soc. geol. Fr.*, 162, 6, 1083-1094.

HIPPOLYTE J.-C., ANGELIER J., NURY D., BERGERAT F., GUIEU G. (1993) - Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene 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*: W.B.F. Ryan, K.J. Hsu (eds.), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 1203–1231.

HUGUENEY M., TRUC G. (1976) - Découvertes récentes de mammifères et de mollusques dans les formations d'âge oligocène terminal et aquitanien du SE de la France. *Géobios*, 9, 3, 359-362.

HUGHENEY M., BERGER J.-P., WEIDMANN M. (1987) - Présence de mammifères oligocenes dans le parastratotype de l'Aquitanien. *Bull. Soc. Géol. Fribourgeoise Sci. Nat*., Fribourg, HV, 76, 1-2, 129-135.

HUGUENEY M., TACHET H., ESCUILLIÉ F. (1990) - Caddisfly pupae from the Miocene Indusual Limestone of Saint-Gérand-le-puy, France. *Palaeontology* 33(2):495-502

HUWALD N. (2008) - Biostratigraphy of a heterozoan carbonate platform of the Coniacian in La Ciotat (Southern France). Unpublished Field Research Project (468017), Vrije Universiteit Amsterdam, 69 p.

JOLET P. (1996) - Étude stratigraphique et sédimentologique d'une plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique : le Turonien de Provence (S.E. de France). Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 178 p.

JOLET P., PHILIP J., THOMEL G., LOPEZ G., TRONCHETTI G. (1997) - Nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomanien - Turonien. La coupe de Cassis (Bouches-du-Rhône, France) : proposition d'un hypostratotype européen. *C. R. Acad. Sci.* Paris, 325, 703-709.

JOLET P., PHILIP J., CECCA F., THOMEL G., LOPEZ G., TRONCHETTI G., BABINOT J.F. (2001) - Integrated Platform/Basin Biostratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian in Provence (SE France). *Géobios,* 34, 2, 225-238.

JOUVES J. (2011) - Spéléogénèse et remplissages sédimentaires en cavités karstiques : témoins de l'Évolution geodynamique tertiaire de l'unité du Beausset (SE France). Mémoire de Master. Université de Montepllier II, 50 p.

KENNEDY W.J. (1994) - Cenomanian ammonites from Cassis, Bouches-du-Rhône, France. Palaeopelagos Special Publication, Roma. Proceedings of the 3rd Pergola International Symposium, 1, 209-254.

KLEIN C. (1993). Du dynamisme des processus à la dynamique des formes en géomorphologie. Éditions Ophrys, Gap, France, 188 p.

LACOMBE O., JOLIVET L. (2005) - Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics,* 24, 1-20.

LAJOINIE J.-P., LAVILLE P. (1979) - Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements, *Mém. du BRGM*, n° 100.

LAPPARENT A. F. de (1938) - Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. Thèse Sciences, Université de Paris, 153 p.

LARMAGNAT S. (2004) - Corrélations stratigraphique haute résolution et modélisation 3D des calcaires de l'Hauterivien basal de la région de Marseille. DEA géosciences de l'environnement, Université d'Aix-Marseille. 32 p.

LAUBSCHER H., BERNOUILLI D. (1977) - Mediterranean and Tethys, 4A. The Eastern Mediterranean. In: J.C. Nairn et al. (Editors), The Ocean Basins and Margins. Plenum Press, London, 28 p.

LAVILLE P. (1981) - La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie crétacée, *Chron. Rech. Min.,* 461, 51-68.

LEENHARDT O. (1963) - Un sondage sismique continu sur le plateau continental près de Planier (Marseille). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 257, 6, 1541-1544.

LEENHARDT O. (1970) - Sondages sismiques continus en Méditerranée occidentale. Thèse Paris, 120 p.

LEENHARDT O., PIERROT S., REBUFFATTI A., SABATIER H. (1969) - Étude sismique de la zone de Planier (Bouches du Rhône), *Rev. Inst. fr. Pétrole,* XXIV, 11, 1261-1287.

LELEU S. (2005) - Les cônes alluviaux Crétacé supérieur/Paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision.- Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, 222 p.

LEONIDE P. (2007) - Réponse des plates-formes carbonatées aux changements paleoocéanographiques, paleoclimatiques et tectoniques : le bassin sud-provencal au Jurassique inférieur et moyen. Thèse de doctorat, Université de Provence, Marseille, 385p.

LÉONIDE P., FLOQUET M., VILLIER L. (2007) - Interaction of tectonics, eustasy, climate and carbonate production on the sedimentary Évolution of an early / middle Jurassic extensional basin (Southern Provence Sub-basin, SE France). *Basin Res.*, 19, 1, 125-152

LÉONIDE P., FLOQUET M., DURLET C., BAUDIN F., PITTET B., LÉCUYER C. (2012) - Drowning sequence of the Southern Provence carbonate platform (SE France) as precursor stage of Latest Pliensbachian- Early Toarcian global anoxic events. *Sedimentology*, 59, 156-184.

LISMONDE B., ARFIB B., PERRET C., MICHEL L., DOUCHET M., POTIÉ L. (2011) - Les débits de Port Miou (Cassis, France). 9th Conference on Limestone Hydrogeology, 1-3 Sept. 2011, Besançon, France.

LUTAUD L. (1957) - La tectogénèse et l'évolution structurale de la Provence. *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dynam.* 2, I, 2, 103-112.

MAGNIN F. (1991) - Mollusques continentaux et histoire quaternaire des milieux méditerranéens. Thèse Université Aix-Marseille II, Marseille, 340 p.

MALUSKI H. (1968) - Étude tectonique, microtectonique et géochronologique de la partie méridionale du massif des Maures (Var). Thèse Université de Montpellier, 87 p.

MARCELIN P. (1923) - Note sur de nouveaux gisements de roches ferriques comparables aux Bauxites. Société d'études des sciences naturelles de Nîmes et du Gard.

MARIE F. (1999) - Sédimentologie et analyse séquentielle dans la formation dolomitique d'âge Hettangien dans les coupes des flancs nord et sud du col de l'Espigoulier (Massif de la Sainte Baume). Mémoire de stage d'initiation à la Recherche, Université de Provence, Marseille I, 38 p.

MARION A.F. (1883) - Esquisse d'une topographie zoologique du Golfe de Marseille. *Ann. Musée Hist. Nat. Marseille*, 1, 1-108.

MARIUS C. (1985) - Mangrove du Sénégal et de la Gambie. Ecologie, Pedologie, Geochimie, Mise en valeur et aménagement. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 193, 355 p.

MARTIN C. (1986) - Recherches hydrologiques et hydrochimiques dans le bassin versant de la Nartuby. In : Détermination de la vulnérabilité à la pollution et des aires de protection de quelques sources karstiques de Provence-Alpes-Côte d'Azur. Rapport au Conseil Régional PACA, Édit. U.A. 903 du CNRS, p. 36-52.

MARTIN P. (1986) - Les travertins du vallon de St-Pons (Gémenos, B-d-Rh), *Méditerrannée*, n°1-2-1986, 92-100.

MARTIN P. (1991) - Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Saint Baume (Bouches-du-Rhône, Var). Étude hydrologique, hydrochimique et de la vulnérabilité à la pollution. Thèse de doctorat de l'Université Aix-Marseille II, Marseille, 327 p.

MARTINI R., ZANINETTI L., VILLENEUVE M., CORNEE J.-J., KRYSTIN L, CIRILLI S., DE WEVER P., DUMITRICA P., HARSOLUMAKSO A. (2000) - Triassic pelagic deposits of Timor: Palaeogeographic and sea level implications. (Indonesia). *Pal., Pal., Pal.*, 160, 1-2, 507-514.

MARZA P. (1995) - Caractérisation du signal eustatique haute fréquence sur une plate-forme carbonatée péritidale, Exemple du Lias des Causses, Sud de la France. Thèse de Doctorat de l'Université de Montpellier II, 213 p.

MARZA P., SEGURET M., MOUSSINE-POUCHKINE A. (1998) - Application du Fischer Plot et de l'analyse spectrale à la cyclostratigraphie d'une série péritidale discontinue. Exemple du Lias carbonaté, bordure sud du Causse du Larzac, France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 169, 4, 547-562.

MASSE J.-P. (1976) - Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur), Stratigraphie, Paléontologie, Les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse de doctorat Etat. Université de Provence, Marseille, 445 p.

MASSE J.-P., PHILIP J. (1976) - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 18, 1, 49-66.

MASSE J.-P. *et al.* (2003) - Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Pal., Pal., Pal.*, 3132, 1-17.

MASSE J.-P., VILLENEUVE M., TRONCHETTI G., MONTEAU R., FLOQUET M., LAMARCHE J., PHILIP J., RICOUR J., GARI J. (2006) - Stratigraphie et signification géodynamique des « brèches de la Fontasse » (région de Cassis, Bouches du Rhône), résultats préliminaires. Réunion Spécialisée de la Soc. géol. de France : « Histoire et dynamique des plates-formes carbonatées et de leurs biotas durant le Phanérozoïque », « Journées Jean Philip » - Université de Provence, Marseille, 28.

MASSE J.-P., FENERCI-MASSE M. (2011) - Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates: The late Barremian–early Aptian record of southeast France, *Cretaceous Res.*, 32, 6, 659-684.

MASSE J.P.L. (1988) - Évolution de la marge provençale à l'Aptien supérieur et à l'Albien. Sédimentologie, paléotectonique, paléogéographie. Thèse Université de Provence, Marseille, 258 p.

MATHERON P. (1839) - Essai sur la constitution géognostique du département des Bouches du Rhône. Répertoire des travaux de la société de Statistique de Marseille, 6, 269 p.

MATTAUER M., PROUST F. (1963) - Sur le sens de déplacement de la nappe du Cap Sicié près Toulon (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 210-213.

MAURIN, A.F., PHILIP, J., BRUNEL, P. (1981) - Possible microbial accretions figures in Cenomanian mound, S. E. France. *2ème Sympos. Intern. Algues fossiles. Phanerozoic Stromatolites*, Springer-Verlag, Berlin, 121-133.

MENNESSIER G. (1959) - Étude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens. Thèse de Doctorat d'État, Paris, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. Sér., t. XXXVII, n° 87, 174 p.

MENNESSIER G. (1960) - le style tectonique de la chaine provençale dans la région de Draguignan. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 2, 3, 1, 3.

MENISCUS X. (2012) - Résurgence de Port Miou –223 m le 7 mai 2012. CNPS. Plongée souterraine.org, 8 pp. (consulté le 22/06/2012).

MICHEL D. (1875) - Eaux thermales et bains de mer du Roucas-Blanc, plage du Prado, Marseille. Impr. du "Journal de Marseille", 46 p.

MONIER, C., CHAMLEY H. (1968) - Présence de niveaux à attapulgite sous le chevauchement de Roqueforcade (Massif de la Sainte-Baume, Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7, 219-220.

MONTEAU R., RICOUR J., ARGYRIADIS I. (2005) - Structure chevauchante du massif de Marseilleveyre et de l'archipel Riou-Jaïre-Maïre, à Marseille (Bouches du Rhône). *Mésogée*, Marseille, France, 6, 61-70.

MORANGE M, CLAVIER M. (1970) - Station Cinq Avenues-Longchamp : étude géologique et géotechnique. Rapport CETE, Marseille, 10 p

NAHON D. (1968) - Contribution à l'étude géologique et géotechnique sur la stabilité des talus de déblais dans le Trias de la région de Roquevaire-Auriol (autoroute A52). Thèse 3e cycle : Université d'Aix-Marseille. 105 p.

NAUD G. (1969) - Étude hydrogéologique du bassin d'Aubagne à l'Est de l'Huveaune. DEA Université de Provence. Marseille, 30 p.

NEL A. (1991) - Analyse d'Entomofaunes cénozoïques. Intérêt de la Paléoentomologie pour les Sciences de la Terre et de la Vie. Thèse de Doctorat Université de Champagne-Ardenne, Reims, 882 p.

NEL A., GILL G.A, NURY D. (1987) - Découverte de traces attribuables à des coelentérés siphonophores dans l'Oligocène de Provence. *C.R. Acad. Sci*., Paris, 35, II, 635-641.

NOCQUET J.M. (2002) - Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale. Thèse Univ. Nice-Sophia Antipolis,312 p

NOULET J.-B. (1854) - Mémoires sur les coquilles fossiles des terrains d'eau douce du Sud-Ouest de la France, MASSON ED., 1854, Paris, 127 p.

NURY D. (1972) - Sur l'évolution tertiaire de la chaine de la Nerthe (Bouches du Rhône). *C. R. Acad. Sci*., 275, 1107-1110.

NURY D. (1987) - L'Oligocène de Provence méridionale : Stratigraphie, dynamique sédimentaire reconstitutions paléogéographiques, Thèse de doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille et Doc. BRGM, 163, 411 p.

NURY D., RAYNAUD S. (1986) - Étude tectono-sédimentaire du fossé oligocène de Marseille (Bouches du Rhône). Évolution postérieure. *Géol. France*, 377-397.

NURY D., CAVELIER C. (1994) - Révision stratigraphique de l'Oligocène de Provence méridionale. Strata 1er Congrés Français de Stratigraphie-CFS'94. Série 1, vol 6, p.160.

NURY D, VILLENEUVE M., ARLHAC P., GÄRTNER A, LINNEMANN U. (2013) - New insights on the Marseilles-Aubagne Oligocene Basin. Colloque en hommage à M. Durand Delga, Soc. géol. France, Paris, 3-4 décembre 2013. Abstract, p.56.

NURY D., VILLENEUVE M., ARLHAC P., GARTNER A., LINNEMANN U., CHATEAUNEUF J.-J., RIVELINE J., HIPPOLYTE J.-C. (2016) - New insights on the Marseille-Aubagne Oligocene basins (France). *Bol. Geol. Min.*, 127, (2/3), 483-498.

NZAMBA J. (2008) - Les formations « post urgoniennes » dans le massif des Calanques de Marseille à Cassis. Master Set, 1ere année, Université de Provence, Marseille, 39 p.

ORBIGNY A. d' (1850) - Cours élémentaire de paléontologie et géologie stratigraphiques. Masson, Paris, 1, 300, II, 848 p.

OUDET J. (2008) - Étude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal. Thèse Université de Provence, Marseille, 288 p.

OUDET J. *et al.* (2010) - Golfe du Lion rifted margin: the Oligocene-Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 181, 6, 591-607.

PANTAINE L. (2010) - Analyse et interpretation des déformations du bassin Tertiaire de Marseille-Aubagne. Memoire des Master Set, Universite de Provence, Marseille., 36 p.

PFEFFER G. (1929) - Zur Kenntis tertiarer Landschencken. *Geol. Palaeont. Abh. Jena*, NF, 17, 3, 153-380.

PHILIP H. (1987) - Plio-Quaternary Évolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geophysicae*, 5B, 3, 301-320.

PHILIP, J. (1965) - Nouvelles observations sur la structure du synclinal du Plan d'Aups dans le massif de la Sainte-Baume (Var). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 9, p. 310-311.

PHILIP J. (1967) - Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de Saint-Cyr-sur-Mer (Var). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 265, 1883-1886.

PHILIP J. (1970) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse d'État, Université de Provence, Marseille, 438 p.

PHILIP J. (1974) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien : stratigraphie et paléogéographie. *Bull. BRGM*, I, 3, 107-151.

PHILIP J. (1978) - Stratigraphie et paléoécologie des formations à rudistes du Cénomanien : l'exemple de la Provence. *Géol. Méd.*, V, 1, 155-168.

PHILIP J. (1984) - Tectonique méso-crétacée en Provence. *In* : Philip J., Chapitre Crétacé supérieur, Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. BRGM*, 125, 384-386.

PHILIP J. (1993) - Late Cretaceous Carbonate-Silicoclastic Platforms of Provence, Southeastern France. *In*: Cretaceous Carbonate Platforms,A. Simo, R. Scott & J.-P. Masse (Eds.), *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, 56, 375-385.

PHILIP J. (1998) - Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings: the Cenomanian-Turonian stages of Provence (southeastern France), 60, 387-395. S.E.P.M. Special Publication

PHILIP J. (2009) - Étude géologique du massif de la Salette (Bouches du Rhône). Musée de Paléontologie de Provence. Marseille, 38 p.

PHILIP J. (2010) - La bande triasique de l'Huveaune (Basse-Provence): nouvelles observations stratigraphiques et structurales; tectogenèse. Musée de Paléontologie de Provence, 67 p.

PHILIP J. (2012) - L'exploration géologique de la Provence : deux siècles et demi de débats et de controverses. Presses des Mines. Histoire, sciences et sociétés, 366 p.

PHILIP J. (2013) - Comments on the paper entitled: "New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): Evidence for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction". *Bull. Soc. géol. Fr.*, 184, 3, 273-278.

PHILIP J., ANGLADA R., ROUSSET C., TRONCHETTI, G. (1975) - Sur la découverte d'un nouveau témoin de la transgression miocène en Basse Provence occidentale. Implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 280, D, 411-414.

PHILIP J. (2017) - Nouvelles observations stratigraphiques et tectoniques sur le massif de la Salette (Bouches-du-Rhône, SE France): un exemple de tectonique polyphasée au sein du système des chevauchements provençaux. HAL Id: hal-01552929 https://hal-amu.archives-ouvertes.fr/hal-01552929

PHILIP, J., MASSE, P.J.L., MACHHOUR, L. (1987) - L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord - toulonnais (Basse - Provence occidentale, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, III, 3, 541-550

PHILIP J., GARI J. (2005) - Late cretaceous heterozoan carbonates: paleoenvironnemtal setting, relationships with rudist carbonates (Provence, south-east France). *Sed. Geol.*, 175, 315-337.

PLAZIAT J.C. (1984) - Stratigraphie et évolution paléogeographique du domaine pyrénéen, de la fin du Crétacé (phase maastrichtienne) à la fin de l'Eocène (phase pyrénéenne). Thèse Sci. Université Orsay, 1322 p.

PICHON A., VEYSSIERE A. (2000) - Stratigraphie des terrains d'âge Jurassique moyen dans le ravin de Saint-Pons (Massif de la Sainte - Baume, Basse Provence). Mémoire de stage d'initiation à la Recherche, Université de Provence, Marseille, 46 p.

PONS A. (1969) - Les macroflores quaternaires de France. Études françaises sur le Quaternaire, VIIème congrès international de l'INQUA, ed. CNRS, 85-91.

QUINIF Y. (1988) - Origine et signification des remplissages souterrains. L'apport des méthodes de datation absolue : la méthode Uranium/Thorium. Actes des journées Pierre Chevalier, Grenoble. AFK, 229-260.

REDONDO C. (1986) - Étude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apports. Thèse Université de Provence, Marseille, 474 p.

RÉPELIN, J. (1915) - Sur l'âge crétacé (Bégudien) des couches détritiques du Logis de Nans (Var). *C. R. Acad. Sci.* Paris, CLXI, 213-214.

RÉPELIN J. (1916) - Sur l'éxistence d'une nappe de recouvrement dans les îles de Pommègue et de Ratonneau (Golfe de Marseille). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 163, 669-671.

RÉPELIN J. (1922) - Monographie géologique du massif de la Sainte-Baume. *Ann. Fac. Sci*. Marseille, XXV, I, 1139-1141.

RÉPELIN J. (1930 a) - Sur l'âge des calcaires tertiaires d'Allauch. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, XIX, 11-14.

RÉPELIN J. (1930 b) - Un dernier mot sur l'âge des calcaires d'Allauch. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5, V, 1-1-3, 167-170.

RÉPELIN J. (1935) - Sur un sondage dans les terrains Oligocènes du bassin de Marseille. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, V, 1-2-3, 167-170.

RETIERE S. (2012) - Structure et déformation du massif des Calanques le long du profil Aubagne-Cassis. Mémoire Master set, Université de Provence, Marseille, 20 p.

REY J. (1987) - Stratigraphie, terminologie française., *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, Mém. 19, 164 p.

REY, R. (1966) - Essais de corrélations entre les basins Oligocènes d'Europe occidentale à l'aide des Gastéropodes continentaux. Thèse, Rennes.

REY R. (1974) - Gastéropodes continentaux et hypohalins de l'Oligocène et du Miocène inférieur. *Rev. Sci. Bourbonnais*, Moulins, 69-124.

RIEDEL W. (1929) - Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Zentralblatt fur Mineralogie, geologie und paleontologie, B, 354-368.

RIVELINE J. (1986) - Les charophytes du Paléogène et du Miocène inférieur d'Europe occidentale : Biostratigraphie des formations continentales. *Cahiers de Paléontologie*, CNRS, Paris, 227, p.

RIVELINE (1989) – Les charophytes du Paléogène et du Miocène inférieur d'Europe occidentale : biostratigraphie des formations continentales : Editions du Centre national de la recherche scientifique. Paris, 227 p

ROUIRE J. (Coord.), BLANC J.-J., DAMIANI L., DUROZOY G., FROGET C., PHILIP J., TEMPIER C. (1978) - Notice carte géologique de la France à 1/50 000 : La Ciotat, XXXII-46, 2ème édition, BRGM éd., 23 p.

ROUIRE J., BLANC J. J. (1979) - Notice explicative de la feuille Marseille à 1/250 000. BRGM et SGN, Orléans, 88 p.

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, 543-548.

ROUSSET C. (1968) - Contribution à l'Étude des karsts du Sud-Est de la France. Altérations morphologioques et minérales. Thèse d'Etat, Marseille, 533 p.

ROUSSET C. (1969) - Le Bombement Varois, relation entre la bauxitisation au Crétacé moyen en Provence et l'évolution originale de la région en régime karstique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, 268, 2331-2334

ROUSSET C. (2000) - Essai d'état des connaissances sur la place de la Provence dans le système alpin. *Géologues*, 125/126, 11-18.

ROUSSET C., JACQ V. A., MAGNAN N. (1996) - Reconstitution des conditions paléo-environnementales du dépôt du soufre oligocène des Camoins, à Marseille (Bouches-du-Rhône, France); rôle des bactéries dans la constitution et dans l'évolution des sédiments d'une lagune continentale aux eaux sulfatées. *Bull. soc. Géol. Fr.*, 167, 3, 375-388.

ROUSSET C., FOURNIER R. (2013) - Bouches du Rhône. Co-édition Omniscience BRGM et Conseil Général 13, 256 p

RYAN W.B.F., CITA M.B. (1978) - The nature and distribution of Messinian erosion surfaces, indicators of a several-kilometer-deep mediterranean in the Miocene. *Mar. geol.*, 27, 193-230.

SANDBERGER F. (1877) - Die Land- und Su¨ßwasser-Conchylien der Vorwelt. Kreidel, Wiesbaden, livr. 11: 353–1000.

SAPORTA G. de (1862) - Etudes sur la végétation du Sud-Est de la France à l'époque Tertiaire. C. *R. Acad. Sci.*, 2, 20, 34-41.

SAPORTA G. de (1863) - Études sur la végétation du Sud-Est de la France à l'époque tertiaire, Paris, 1ére partie, 244 p

SAPORTA G. de (1889) - Notions stratigraphiques et paléontologiques appliquées à l'étude du gisement des plantes fossiles d'Aix-en-Provence. *Ann. Sci. Géol.*, XX, 3, 1-60.

SAPORTA G. de (1967) - La flore des tufs quaternaires de Provence. Extrait des c.r. de la 33e session du congrès scientifique de France, Éd. Rémondet-Aubin, 32 p.

SERANNE 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, B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth & M. Séranne. (eds.). *Geol. Soc. Sp. Pub*., London, 156, 15-36.

SEYLER M., CREVOLA G. (1982) - Mise au point sur la sructure et l'évolution geodynamique de la partie centrale du massif des Maures. *C.R. Acad. Sci*., Paris, 295, 243-246.

SIDA B. (1998) - Monticules micritiques d'âge Aalénien en Provence (Massif de la Sainte-Baume). Modalités d'installation et de développement ; signification paléogéographique et géodynamique. Mémoire de Diplôme d'Études Approfondies, Université de Provence, Marseille, 50 p.

SIH (Syndicat Intercommunal de l'Huveaune) (2013) - Site internet http://www.syndicat-huveaune.fr/ consulté en décembre 2012.

SITTLER C. (1965) - Le Paléogène des fossés Rhénan et Rhodanien. Études sédimentologiques et paléoclimatiques. *Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lorr*., 24, 392 p.

SPIEGEL C., KUHLEMANN J., FRISCH W. (2007) - Tracing sediment pathways by zircon fission track analysis: Oligocene marine connections in central Europe. *Int. J. Earth Sci.*, 96, 363-374.

STAMPFLI G. (1993) - Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Ecl. Geol. Helv.*, 86, 1, 1-45.

STAMPFLI G.M. (2011) – Alpes : tectonique des plaques et géodynamique. *Géochronique,* 117, 18-21.

STAMPFLI G.M., BOREL G., MARCHANT R., MOSAR J. (2002) - Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal Virtual Explorer*, 8, 77–106.

SUZAN V. (2010) - Des formations « post urgoniennes » dans le massif des Calanques (de Marseille à Cassis). Master Set, 1ere année, Université de Provence, Marseille, 34 p.

TASSY A. (2012) - Karts cotiers et canyons sous marins de la marge provençale au Mésozoique : Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural. Thèse Aix-Marseille Université, Marseille, 415 p.

TASSY A., FOURNIER F., BORGOMANO J., ARFIB B, MUNCH P., THINON I. (2012) - Benefits of New Offshore Seismics on the Understanding of a WesternMediterranean Continental Shelf Geodynamics and Eustatic Controls During the Neogene (Provence Margin, SE France) Searchand Discovery Article #50643.

TEMPIER C. (1972) - Les faciès calcaires du Jurassique provençal. Travaux du Laboratoire des Sciences de la Terre, Université d'Aix-Marseille III, Marseille, 4, 361 p.

TEMPIER C. (1987) - Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, (III), 533-540.

THALER L. (1966) - Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. *Mém. Mus. Hist. Nat*., Paris, C, 27, 287 p.

THENIUS, E. (1959) - Tertiàr. II. Teil. *Wirbeltierfaunen*. Stuttgart, p. 328.

TIPE T, (2011) Datation relative d'une phase tectonique par l'Étude comparative de deux types de poudingues du bassin de Marseille. Mem. Banque Agro-Veto, Lycée Thiers, Marseille, 10 p.

TOUCAS A. (1873) - Mémoire sur les terrains crétacés des environs du Beausset (Var). *Mém. de la Soc. géol. Fr.*, 2, IX, 65 p.

TOURAINE F. (1967) - les rapports de l'Oligocène avec les structures N-S du Nord-Varois. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, IX, 530-536.

TOURAINE F. (1973) - Les facies bleutés varois témoins locaux de la transgression dite Rupélienne. *Bull. BRGM*, I, 1, 29-38.

TOURAINE F. (1976) - L'Oligocène nord-varois : une nouvelle mise au point. *Géol. Alpine*, 52, 115-153

TRAVASSAC F. (2003) - Sédimentation de plate - forme carbonatée et accommodation, estimation des paléoprofondeurs. Cas de la Formation de la Gineste (Tithonien, Sud Marseille, Provence). Mémoire de stage d'initiation à la Recherche, Université de Provence, Marseille, 14 p.

TRIAT J.M. (1979) - Paléoaltérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. Thèse de Doctorat d'Etat, Marseille, 313 p.

TRIAT-LAVAL (1979) - Histoire de la forêt provençale 1 depuis 15 000 ans d'après l'analyse pollinique. *Forêt méditerranéenne*, t. l, n O l, /979, 24 p.

TRONCHETTI G. (1981) - Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien - Santonien). Systématique - Biostratigraphie - Paléoécologie - Paléogéographie. Thèse d'Etat, Université de Provence, Marseille, 2 tomes, 559 p.

URLRICHS M. (1999) - Die Gattung *Ceratites* (Ammonoidea) aus dem Muschelkalk der Provence (Mitteltrias, Südost-Frankreich). *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde*, B, 252, 12 p.

VAUDOUR J. (1994) - Évolution holocène des travertins de vallée dans le Midi méditerranéen français. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 48, n° 3, 315-326.

VANNEY J. R. (1976) - Géomorphologie des plates-formes continentales. Doin et Cie, Paris, 300 p.

VIALLARD P. (1987) - Un modèle de charriage épiglyptique : la nappe des Corbières orientales (Aude, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 3, 551-559.

VASSEUR G. (1894) - Compte-rendu d'excursions géologiques aux Martigues et à l'Estaque (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XXII, 413-444.

VIANEY-LIAUD M. (1979) - Évolution des rongeurs de l'Oligocène en Europe occidentale. *Paleontographica*, Stuttgart, abt. A, 166, 4-6, 136-236.

VILLENEUVE M. (2008) - Histoire et patrimoine géologique des Calanques. Conférence APG, Hyères, 26 juin 2008, Diaporama.

VILLENEUVE M., NURY D., ARLHAC P., GARTNER A., LINNEMANN U. (2013) - Evidences for a Late Rupelian tectonic event in the Marseilles-Aubagne Basin. Colloque en hommage à M. Durand Delga, *Acad. Sci.*, Paris. Abstract.

VILLENEUVE M., NURY D., ARLHAC P., GARTNER A., LINNEMANN U., PANTAINE L. (2016) - Evidence for an intra-Oligocene compressive event in the Marseille-Aubagne basins (SE France). *Bol. Geol. Min.*, Madrid, 127 (2/3), 499-512.

WENZ W. (1919) - Zur Nomenklatur tertiärer Land- und Süßwassergastropoden. *Nachrichtenblattder deutschen malakologischen Gesellschaft*,51, 76–79

WEYDERT P., NURY D. (1978) - Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone méridionale du bassin de Marseille. *C. R. Acad. Sc.* Paris, 287, 591-594.

YILMAZ P.O., NORTON I.O., LEARY D.A., CHUCHLA R.J. (1996) - Tectonic Évolution and Paleogeography of Europe. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, Paris, t. 170, 47-60.

ZIETEN, C.H. von (1830) - Die Versteinerungen Württembergs. 108 pp. Verlag des Expedition des Werks Unsere Zeit, Stuttgart.

COORDONNATEURS, AUTEURS et COLLABORATEURS

Coordonnateur général : Michel VILLENEUVE.

Coordonnateurs : Carte et Notice ont été coordonnées successivement par Pierre LAVILLE (2005-2011) et Michel VILLENEUVE (2011-2017) assistés par Raymond MONTEAU.

Auteurs

Pour la carte, sont auteurs les spécialistes ayant fourni ou collaboré aux levés et à l'établissement des minutes (fig. 6).

Pour la notice, sont auteurs les specialistes ayant fourni ou collaboré au texte soit, par ordre alphabétique : Bruno ARFIB *(B.A)*, Iion ARGYRIADIS *(I.A)*, Pierre ARLHAC (*P.A*), Claire ARNAL *(C.A)*, Lucie BESTANI *(L.B)*, Jean-Joseph BLANC *(J-J. B)*, Eugène BONIFAY *(E.B)*, Jean-Paul CARON *(J-P.C)*, Jean-Jacques CHATEAUNEUF *(J-J.C)*, Jacques COLLINA-GIRARD *(J.C-G)*, Jean-Jacques CORNEE (*J-J.Co*), Michel DUBAR *(M.D)*, Mukerrem FENERCI-MASSE, *(M.FM)*, Marc FLOQUET *(M.F)*, François FOURNIER *(F.F)*, Andreas GÄRTNER *(A.G)*, Cédric GUYONNET-BENAIZE (C.G-B), Jérôme HENNUY *(J.H)*, Johan JOUVES *(J.J)*, Pierre LAVILLE *(P.L)*, Ulf LINNEMANN *(U.L)*, Nathalie

MARCOT *(N.M)*, Jean-Pierre MASSE *(J-P.M)*, Raymond MONTEAU *(R.M)*, Philippe MUNCH *(P.M)*, Denise NURY *(D.N)*, Jean PHILIP *(J.P)*, Jean RICOUR *(J.R)*, Janine RIVELINE *(J.Ri)*, Claude ROUSSET *(C.R)*, Aurelie TASSY-BORGOMANO *(A.T-B)*, Anthony TENDIL *(A.T)*, Isabelle THINON *(I.T)*, Mireille VACCA-GOUTOULLI *(M.V-G)*, Michel VILLENEUVE *(M.V)*.

Collaborateurs :
Sont collaborateurs les spécialistes ayant fourni des prestations sur le terrain ou en laboratoire mais n'ayant pas directement participé au dessin de la carte ou à la rédaction de la notice.
Axel ARNOUX, Jean François BABINOT, A. BOYER, Claude CAVELIER, Jean Claude HIPPOLYTE, Frederic MAGNIN, Pierre ROPOLO, Guy TRONCHETTI, Loïc VILLIER, Equipe MARSOLIG.

ANNEXES

Annexe 1. Analyses isotopiques réalisées pour la datation U/Pb des zircons du grès de Gastaude, échantillon V240 (A. Gärtner)

Sample V240

Table showing all isotope ratios, 2 sigma (σ) errors, ages, and concordance for each measurement.

Analyses sorted by $^{206}Pb/^{238}U$ age in ascending order.

Total number of analysed zircon grains: 124

Thereof: 0 zircons without useful signal, 56 discordant ages, 68 concordant ages (bold)

Number	^{207}Pb (cps)	U^a ppm	Pb^a ppm	Th^c U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb^e/^{238}U$	2σ %	$^{207}Pb^e/^{235}U$	2σ %	$^{207}Pb^e/^{206}Pb$	2σ %	rho	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ (Ma)	conc %
b11	789	147	1	0.9	1724	0.004	2.1	0.028	9	0.047	8.7	0.23	28	1	28	3	28	209	**100**
b42	583	113	1	0.53	693	0.004	3	0.028	13.2	0.047	12.8	0.22	28	1	28	4	27	308	**101**
b12	2209	400	2	0.41	4828	0.005	2.3	0.029	4	0.047	3.3	0.57	29	1	29	1	29	79	**100**
c04	7724	1615	10	0.08	16938	0.005	1.8	0.029	2.8	0.047	2.2	0.65	29	1	29	1	30	52	**99**
b23	945	158	1	0.43	2058	0.005	2	0.032	8.2	0.047	7.9	0.25	32	1	32	3	33	190	**97**
b08	61816	801	37	0.1	791	0.037	3.7	0.276	4.3	0.054	2.3	0.85	233	8	248	10	390	52	60
a43	5002	289	11	0.29	10405	0.038	2	0.26	3.3	0.05	2.6	0.62	241	5	234	7	172	60	140
a21	5800	201	9	0.42	4761	0.04	2.3	0.282	3.9	0.051	3.2	0.59	256	6	253	9	225	73	114
a36	4441	184	9	0.46	969	0.041	2.3	0.417	8.4	0.073	8	0.28	262	6	354	25	1012	163	26
a19	8893	252	11	0.29	4666	0.042	3.1	0.307	4.5	0.053	3.3	0.68	267	8	272	11	316	75	85
a31	16487	732	33	0.44	15016	0.042	2.4	0.309	3.4	0.053	2.4	0.7	267	6	273	8	329	55	81
b26	88901	1628	72	0.2	2763	0.043	2.5	0.347	3	0.059	1.7	0.83	272	7	303	8	551	37	49
a11	10827	284	13	0.32	2812	0.043	2.3	0.324	3	0.054	2	0.75	274	6	285	8	378	45	72
b21	59682	607	28	0.12	5570	0.045	19.6	0.475	27.5	0.077	19.3	0.71	282	54	395	94	1127	384	25
a29	6047	234	11	0.26	9768	0.045	2.6	0.315	3.6	0.051	2.6	0.71	284	7	278	9	231	59	123
a40	3151	129	6	0.28	6191	0.045	2.5	0.326	5	0.052	4.3	0.5	286	7	287	13	296	99	**97**
a47	3377	137	6	0.31	6266	0.046	2.2	0.346	5	0.055	4.5	0.43	287	6	302	13	417	100	69
b53	16751	185	9	0.53	21274	0.046	1.9	0.329	2.7	0.052	1.9	0.7	288	5	289	7	291	44	**99**
a58	3619	258	12	0.22	7303	0.046	2.4	0.32	5.3	0.051	4.7	0.45	289	7	282	13	228	110	126
a48	3782	170	8	0.27	7949	0.046	2.4	0.315	3.8	0.05	2.9	0.63	290	7	278	9	182	68	159
b54	14977	141	6	0.11	2071	0.046	2.1	0.359	3.4	0.056	2.7	0.6	292	6	312	9	465	61	63
a42	4002	161	8	0.37	574	0.047	2.7	0.341	5.8	0.053	5.1	0.46	293	8	298	15	336	117	87
b17	14826	245	12	0.46	6053	0.047	1.9	0.354	2.4	0.055	1.5	0.78	293	5	308	6	419	34	70
a30	1202	13	1	0.31	1388	0.048	85	0.487	157.8	0.074	133	0.54	299	253	403	739	1052	2679	28
b10	41908	669	33	0.29	9602	0.047	2	0.343	2.3	0.053	1.2	0.86	299	6	300	6	308	27	**97**
a26	13976	507	25	0.32	27349	0.048	2.2	0.346	2.9	0.053	1.8	0.77	301	6	302	7	309	42	**97**
c03	7403	127	6	0.32	6745	0.048	2.3	0.358	7.9	0.054	7.6	0.29	303	7	311	21	372	171	81
a27	11447	354	21	0.71	2404	0.049	2.6	0.352	4.6	0.053	3.8	0.56	306	8	307	12	314	87	**97**
b39	20268	362	18	0.28	9737	0.049	1.9	0.353	2.4	0.053	1.5	0.79	306	6	307	6	311	34	**99**
a25	6573	173	9	0.35	1109	0.05	2.4	0.36	8.3	0.053	8	0.29	312	7	312	23	317	182	**98**
a59	2448	188	10	0.46	5024	0.05	2.1	0.345	8.1	0.051	7.8	0.26	312	6	301	21	219	181	142
b04	16328	244	14	0.49	31823	0.051	2.2	0.368	3.5	0.053	2.7	0.63	318	7	318	10	320	62	**100**
b09	15234	209	12	0.58	7829	0.051	2.2	0.375	2.8	0.054	1.7	0.78	318	7	323	8	360	39	88
a16	9039	242	14	0.5	18415	0.052	2	0.386	3.8	0.054	3.3	0.52	326	6	332	11	371	73	88
a53	4807	222	11	0.14	9299	0.053	2.3	0.385	3.7	0.053	2.9	0.62	330	7	331	10	335	66	**99**
b06	14652	195	11	0.44	27902	0.054	1.8	0.397	2.4	0.053	1.5	0.77	338	6	339	7	348	34	**97**
b14	20925	47	6	0.46	1015	0.055	89.6	2.722	111.2	0.361	65.8	0.81	343	307	1334	1702	3754	999	9
b22	4893	2	1	0.5	1163	0.055	1.7	3.685	59.2	0.485	59.2	0.03	346	6	1568	637	4198	875	8
a41	1509	19	1	0.17	223	0.06	14	0.927	60	0.112	58.3	0.23	376	51	666	346	1833	1057	20
b36	51735	667	39	0.07	8234	0.062	2.5	0.484	3.1	0.057	1.9	0.81	388	10	401	10	476	41	81
b19	26529	232	16	0.25	3887	0.068	2.1	0.524	2.8	0.056	1.9	0.74	426	9	428	10	438	42	**97**
a56	26000	963	61	0.01	14403	0.069	2.2	0.546	2.7	0.058	1.5	0.83	427	9	442	10	520	33	82
a07	14640	215	15	0.11	4354	0.07	2.8	0.561	3.7	0.058	2.5	0.74	438	12	452	14	524	55	84
a35	12665	353	23	0.06	23336	0.07	2.1	0.541	3	0.056	2.2	0.7	438	9	439	11	442	48	**99**
a54	11190	374	28	0.36	11889	0.071	2.4	0.57	3.1	0.058	2	0.76	444	10	458	12	532	45	83
b44	14197	112	9	0.41	4167	0.072	1.9	0.618	2.9	0.063	2.2	0.65	446	8	488	11	692	48	64
a22	19155	396	26	0.04	35240	0.072	2.1	0.554	2.4	0.056	1.3	0.85	447	9	448	9	451	28	**99**
a37	10611	317	22	0.2	19423	0.072	2.1	0.558	2.5	0.056	1.4	0.83	448	9	450	9	462	31	**97**
b45	41880	271	24	0.62	646	0.072	3.2	0.554	3.6	0.056	1.8	0.88	448	14	448	13	447	39	**100**
b37	35107	432	33	0.35	63321	0.073	1.8	0.566	2.3	0.056	1.5	0.77	452	8	455	8	470	33	**96**
a15	22445	343	24	0.07	40839	0.073	2.3	0.571	2.7	0.057	1.4	0.85	455	10	459	10	475	31	**96**
a17	16093	276	19	0.06	5963	0.073	2.2	0.572	3.7	0.056	2.9	0.61	457	10	459	14	472	64	**97**
a18	13963	197	14	0.05	22288	0.074	2.3	0.659	2.7	0.065	1.6	0.82	460	10	514	11	761	33	61
b49	53189	349	24	0.05	96220	0.075	2	0.58	2.2	0.056	1	0.88	465	9	464	8	463	23	**100**
b55	38986	228	21	0.63	69936	0.075	2.2	0.586	2.5	0.057	1.1	0.89	465	10	468	9	486	25	**96**
b05	18352	158	12	0.18	11843	0.075	1.8	0.59	2.2	0.057	1.3	0.82	468	8	471	8	486	28	**96**
b41	39706	400	28	0.06	65713	0.076	1.9	0.589	2.6	0.056	1.8	0.72	470	8	470	10	471	40	**100**
b57	22771	118	9	0.25	2402	0.076	1.9	0.624	2.6	0.059	1.8	0.73	475	9	492	10	575	39	83
a45	10574	265	20	0.16	19123	0.077	2.1	0.601	2.9	0.057	1.9	0.74	476	10	478	11	488	43	**97**

a33	32606	778	63	0.28	9621	0.078	2.5	0.613	2.9	0.057	1.4	0.88	482	12	485	11	502	30	**96**
b13	22414	196	15	0.14	26817	0.08	1.9	0.631	2.3	0.057	1.4	0.79	495	9	497	9	505	32	**98**
b47	43344	289	22	0.03	33026	0.08	2	0.634	2.2	0.057	0.8	0.93	498	10	498	9	498	18	**100**
b33	20146	189	16	0.31	5403	0.081	2.5	0.68	2.8	0.061	1.4	0.87	502	12	527	12	638	30	79
b60	34926	168	14	0.23	62577	0.081	1.8	0.635	2.1	0.057	1.1	0.86	502	9	499	8	485	24	**104**
b56	20209	110	11	0.93	3098	0.082	2.4	0.655	3.7	0.058	2.8	0.64	507	12	512	15	531	62	**96**
b28	23288	281	25	0.25	3728	0.082	9.7	0.772	16.7	0.068	13.6	0.58	510	48	581	77	870	282	59
a49	4086	78	7	0.55	7170	0.083	3.1	0.67	5	0.058	3.9	0.62	514	15	521	20	548	85	**94**
a14	4820	87	7	0.2	8310	0.086	2.9	0.706	5	0.06	4.1	0.58	530	15	542	21	593	89	89
a02	22303	114	11	0.2	1075	0.086	22.1	0.755	41.7	0.064	35.3	0.53	531	113	571	201	734	748	72
a12	21895	297	25	0.14	14860	0.087	2.1	0.702	2.7	0.058	1.7	0.78	539	11	540	12	544	38	**99**
a04	28373	328	28	0.16	740	0.088	2.3	0.724	3.9	0.06	3.1	0.61	544	12	553	17	589	67	**92**
b48	40874	270	23	0.2	22442	0.089	3.9	0.74	4.4	0.061	2	0.89	547	20	562	19	624	44	88
b27	18213	164	15	0.24	13820	0.09	2.5	0.731	4	0.059	3.2	0.62	555	13	557	17	566	69	**98**
a01	22200	226	24	0.57	13267	0.091	2.3	0.746	2.7	0.059	1.3	0.88	561	13	566	12	585	28	**96**
b34	91677	848	86	0.39	2E+05	0.093	1.9	0.76	2	0.059	0.7	0.94	572	10	574	9	583	14	**98**
a08	35651	389	36	0.19	7302	0.093	2	0.758	2.3	0.059	1.2	0.87	573	11	573	10	572	25	**100**
b51	15568	78	9	0.68	12886	0.094	1.8	0.77	2.4	0.06	1.5	0.78	578	10	580	10	589	32	**98**
b35	28943	262	31	0.85	36283	0.095	1.9	0.781	2.5	0.06	1.6	0.78	582	11	586	11	602	34	**97**
a09	7147	51	5	0.07	574	0.095	16.4	0.706	40.9	0.054	37.4	0.4	584	92	542	188	370	843	158
a13	24389	259	28	0.46	15966	0.096	2.3	0.805	2.9	0.061	1.8	0.8	593	13	599	13	625	38	**95**
a32	14400	290	29	0.3	25712	0.097	2.5	0.767	3.1	0.058	1.9	0.79	594	14	578	14	517	42	115
b24	23424	170	19	0.66	27360	0.098	1.9	0.845	2.8	0.062	2	0.68	605	11	622	13	681	43	89
a51	8976	186	22	0.74	9771	0.099	2.2	0.872	2.8	0.064	1.7	0.78	607	13	636	13	741	37	82
a55	8490	197	20	0.32	14473	0.1	2.4	0.835	3.2	0.06	2.1	0.74	617	14	617	15	615	46	**100**
b38	11872	83	9	0.19	5499	0.104	2.1	0.88	2.7	0.061	1.7	0.79	637	13	641	13	654	36	**97**
a38	11447	186	23	0.59	18984	0.107	2.7	0.918	3.2	0.062	1.7	0.85	657	17	661	16	676	37	**97**
b43	21263	130	14	0.21	35465	0.109	2	0.919	2.4	0.061	1.3	0.85	666	13	662	12	649	27	**103**
b29	47299	328	37	0.3	21943	0.11	1.7	0.935	2.1	0.062	1.1	0.84	671	11	670	10	669	24	**100**
b02	40929	212	27	0.56	12770	0.11	1.8	0.948	2	0.063	0.9	0.89	672	11	677	10	694	20	**97**
b52	19902	80	11	0.91	6977	0.11	1.8	0.936	2.2	0.062	1.3	0.81	675	11	671	11	658	28	**103**
a03	29953	266	29	0.16	7560	0.112	3.1	0.963	3.4	0.062	1.4	0.92	684	20	685	17	687	29	**100**
c01	12213	124	17	0.02	1113	0.113	1.4	5.25	48.3	0.337	48.3	0.03	691	9	1861	529	3647	739	19
a05	35986	347	41	0.21	36233	0.113	4.7	0.977	4.9	0.062	1.4	0.96	693	31	692	25	691	29	**100**
c02	5800	35	4	0.41	4004	0.115	2	0.992	3.1	0.063	2.4	0.64	702	13	700	16	694	50	**101**
b16	21695	129	16	0.4	30814	0.118	2.1	1.03	2.6	0.064	1.5	0.82	717	14	719	13	725	32	**99**
a24	19563	164	25	0.41	2169	0.134	15.1	1.44	23.8	0.078	18.4	0.63	809	116	906	154	1148	366	71
a57	34950	555	80	0.35	43858	0.134	3	1.343	3.7	0.073	2.2	0.81	813	23	865	22	1000	44	81
b46	37227	118	22	0.96	7173	0.135	2.5	1.302	2.8	0.07	1.3	0.88	816	19	846	16	926	27	88
b50	17565	56	8	0.28	14363	0.136	1.9	1.25	2.6	0.067	1.7	0.75	824	15	823	14	823	35	**100**
b30	2E+05	443	75	0.29	49648	0.138	4.4	1.879	5.2	0.099	2.8	0.84	833	35	1074	35	1601	52	52
a28	27271	218	30	0.14	31610	0.141	2.8	1.444	3.1	0.074	1.3	0.9	849	23	907	19	1052	27	81
b15	80175	468	68	0.28	9120	0.143	2	1.326	2.6	0.067	1.7	0.76	859	16	857	15	851	35	**101**
a06	52313	231	38	0.4	9270	0.146	2	1.506	2.3	0.075	1.1	0.87	880	17	933	14	1058	23	83
b25	69858	118	24	0.25	2727	0.148	48.5	5.853	65.5	0.287	44.1	0.74	891	416	1954	833	3399	687	26
b01	54880	186	28	0.13	21735	0.157	2.9	1.509	3.2	0.07	1.3	0.92	938	25	934	20	925	26	**101**
a52	64784	768	120	0.01	67488	0.167	2.3	1.674	2.5	0.073	1.1	0.91	997	21	999	16	1002	21	**100**
a50	26094	263	48	0.6	36539	0.168	2.4	1.691	2.8	0.073	1.4	0.87	1000	23	1005	18	1017	27	**98**
b59	14584	24	5	0.84	1727	0.177	1.9	1.827	3.1	0.075	2.5	0.6	1053	18	1055	21	1060	51	**99**
b07	5713	5	1	0.5	1224	0.179	16.3	8.8	17	0.356	4.7	0.96	1064	162	2318	168	3732	71	29
a34	28128	214	42	0.29	37215	0.189	2.2	2.029	2.4	0.078	1	0.91	1116	23	1125	17	1143	20	**98**
a46	6169	45	9	0.51	2772	0.189	2.1	2	3.7	0.077	3	0.57	1116	21	1115	25	1114	61	**100**
a23	38310	92	21	0.52	5611	0.199	8.9	3.35	9.2	0.122	2.6	0.96	1167	95	1493	75	1991	46	59
a20	71033	175	57	0.52	71629	0.283	2	3.983	2.2	0.102	0.9	0.9	1607	28	1631	18	1662	18	**97**
b03	11881	5	3	0.39	2202	0.303	50	20.87	56.8	0.5	27	0.88	1705	796	3133	793	4242	398	40
b32	2E+05	303	103	0.31	2E+05	0.307	1.9	5.149	2.4	0.122	1.4	0.8	1725	28	1844	20	1982	25	87
a10	1527	3	1	0.28	281	0.333	13.9	7.32	86.5	0.159	85.3	0.16	1855	228	2151	1452	2448	1444	76
b58	70448	42	18	0.87	62588	0.343	1.7	5.416	2	0.115	0.9	0.88	1901	29	1887	17	1872	17	**102**
b20	4E+05	388	158	0.55	19986	0.364	3.1	6.134	3.3	0.122	0.9	0.96	2000	54	1995	29	1990	17	**100**
b40	1E+05	121	51	0.43	68071	0.375	1.8	6.456	2	0.125	0.9	0.9	2053	32	2040	18	2027	15	**101**
a44	1E+05	156	76	0.32	48987	0.43	2.2	11.4	2.4	0.192	1	0.91	2305	42	2556	23	2762	17	83
b18	3E+05	211	104	0.42	51227	0.432	1.8	9.16	1.9	0.154	0.7	0.93	2315	35	2354	18	2388	12	**97**
a39	1E+05	164	83	0.1	68144	0.483	2.2	11.82	2.4	0.178	1	0.9	2538	46	2591	23	2632	17	**96**
b31	3E+05	279	185	0.19	7994	0.64	2.8	12.81	2.9	0.145	0.8	0.96	3190	71	2666	28	2289	14	139
a60	1215	11	10	0.44	2609	0.89	20.8	23.82	106.7	0.194	104.6	0.2	4105	665	3261		2777	1716	148

conc – concordance

[a] Within-run background-corrected mean ^{207}Pb signal in counts per second.

[b] U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

[c] Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition. $^{207}Pb/^{235}U$ calculated using $^{207}Pb/^{206}Pb/(^{238}U/^{206}Pb \times 1/137.88)$. $^{238}U/^{206}Pb$ errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2 standard error) and the reproducibility of GJ-1 (2 standard deviation). $^{207}Pb/^{206}Pb$ errors were propagated following Gerdes & Zeh (2008).

[d] Rho is the error correlation defined as $err^{206}Pb/^{238}U/err^{207}Pb/^{235}U$.

Annexe 2. Liste des carrieres exploitées en 2012 (C. Arnal)

Commune	Lieu-Dit	Exploitant	Quantité autorisée (T)	Nature matériau	Usage	AP en cours	Echéance
AUBAGNE	Vallon de l'Escargot	BRONZO	1600000	calcaire	Granulats	05/10/2009	05/10/2039
AURIOL	Carrière	SAINT-CLAUDE	150000	calcaire	Granulats	02/04/2008	02/04/2023
CASSIS	Lieu-dit "Brégadan"	LAFARGE GRANULATS SUD	350000	calcaire	Granulats	09/01/2006	09/01/2023
LA CIOTAT	Lieu dit "Roumagoua"	BEVALI STEPHANE	1500	calcaire	Pierres de taille	29/12/1999	29/12/2014
LA CIOTAT	Lieu dit "Roumagoua"	CIDALE J. MARC	2600	calcaire	Pierres de taille	24/12/1999	24/12/2014
LES PENNES-MIRABEAU	Avenue Paul Brutus	CARRIERE SAMIN DE JAS DE RHODES	500000	dolomie	Granulats	26/06/1996	26/06/2022
MARSEILLE 16ème Arr.	Carrière de l'Estaque	LAFARGE GRANULATS SUD	1200000	calcaire	Granulats	07/05/2002	09/05/2032
MARSEILLE 10ème Arr.	Chemin du Vallon de Toulouse St Tronc	PERASSO SNC	1100000	calcaire	Granulats	25/02/2000	25/02/2030
MARSEILLE 14ème Arr.	Chemin des Bessons	BRONZO-PERASSO	500000	calcaire	Granulats	21/07/2010	21/07/2020

9 carrières exploitées (2012)

Source : DREAL, 2012, « Annexe Liste des carrières autorisées dans les Bouches-du-Rhône », 31décembre 2012, *in* Schéma départemental des carrières – Département des Bouches-du-Rhône, Révision 2007.

Annexe 3. Sources bibliographiques relatives à l'occupation des sols (C. Arnal)

ACADÉMIE D'AIX-MARSEILLE :
http://www.lithotheque.ac-aix-marseille.fr/ Affleurements_ PACA/ 13_Cassis/ 13_cassis_ pistespeda.htm

AGAM :
http://www.agam.org/fr/outils/actualites/actualite-simple/archive/2011/ decembre / 0 5/article/insee-marseille-aix-en-provence-etend-sa-zone-dinfluence.html

AGAM (2013). Changer de Perspectives sur l'agriculture. Regards de l'AGAM, Environnement, Marseille, avril 2013, 7 p.

CCI MARSEILLE PROVENCE (2008). Accessibilité et déplacements. Un enjeu majeur pour la métropole Marseille Provence, décembre 2008, 68 p.

DREAL (2012). Annexe Liste des carrières autorisées dans les Bouches-du-Rhône », 31décembre 2012, *in* Schéma départemental des carrières – Département des Bouches-du-Rhône, Révision 2007.

ENS.fr – Géographie

IFN (1999)

INSEE, CLAP (connaissance locale de l'appareil productif)

MAAP, DRAF PACA. Présentation des principaux résultats du recensement agricole de 2000 au travers du découpage en Géo-Pays et Géo-Terroirs, 25 p.

MARSEILLE PROVENCE METROPOLE (MPM) (2011). Schéma de Cohérence territoriale (SCOT). Synthèse du diagnostic, octobre 2011, 8 p.

MAAP (Ministère de l'Alimentation, de l'Agriculture et de la Pêche) (2010). Dynamiques morphologiques et fonctionnelles des espaces ruraux et périurbains de la région Provence-Alpes-Côte-D'azur, Étude en partenariat INSEE PACA/DRAAF PACA, novembre 2010, 17 P.

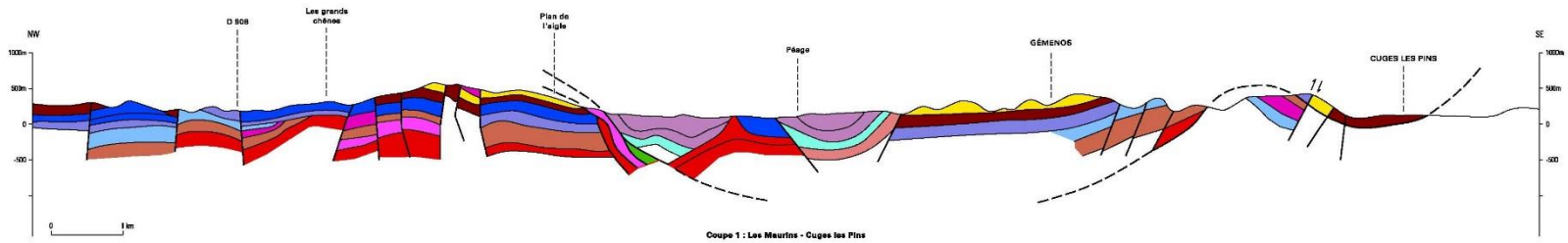
MPM :
http://www.marseille-provence.com/assets/plugins /tinymce/jscripts/tiny_mce/ plugins/ filemanager/files/ LISTES_ DECHETERIES_MPM.pdf

PACA, le 24 mai 2013 :
http://www.paca.developpement-durable.gouv.fr/ancienne-exploitation -de-gypse-de-a983.html. 26 juillet 2011

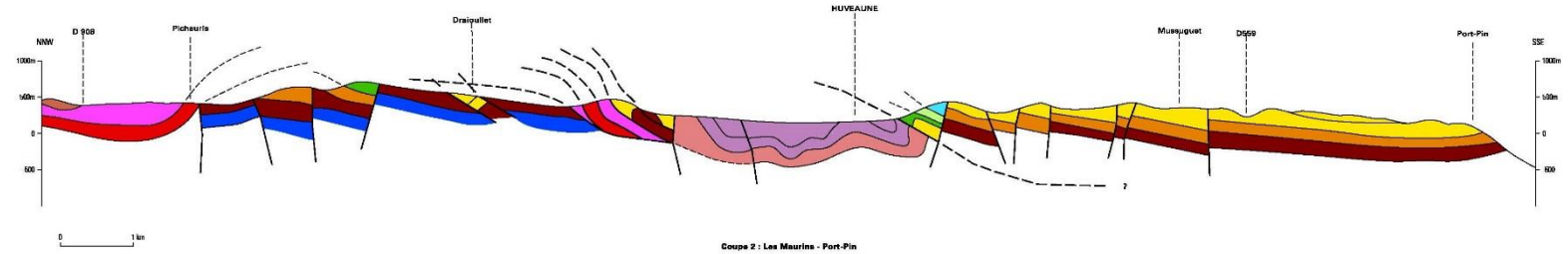
PARC NATIONAL DES CALANQUES : http://www.calanques-parcnational.fr/
http://www.vin-vigne.com/vignoble/vin-provence-corse.html#classification de provence-corse

PLANCHE HORS-TEXTE

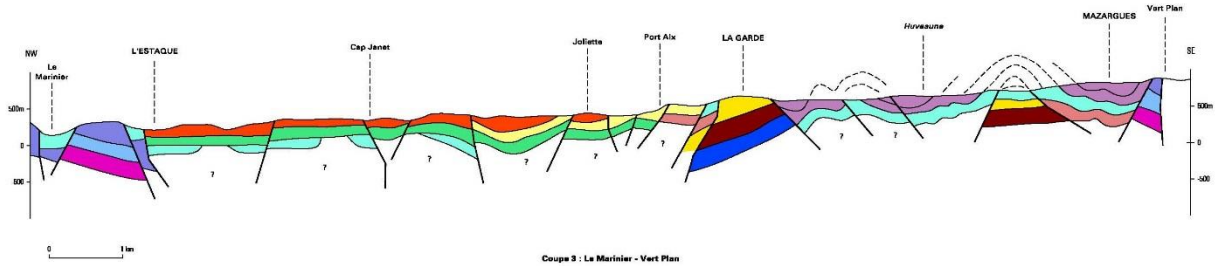
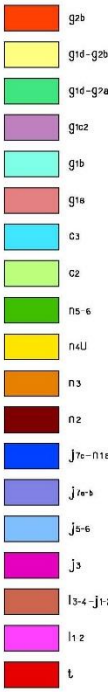
Pl. 1 – Coupes géologiques d'après J. Muller et M. Villeneuve.
Le tracé des coupes est indiqué sur la fig. 5.



Coupe 1 : Les Maurins - Cuges les Pins



Coupe 2 : Les Maurins - Port-Pin



Coupe 3 : Le Marinier - Vert Plan