





# Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines

Rapport final BRGM/RP-71737-FR

Version 3 du 27 octobre 2022

Étude réalisée dans le cadre des opérations de service public du BRGM

Husson E., Beccaletto L., Issautier B., Moulin M.

Vérificateur :

Nom : Marie Genevier

Fonction : Hydrogéologue

Date : 01/09/2022

Signature :

Approbateur :

Nom : Duhamel-Achin Isabelle

Fonction : Directrice Régionale

Date : 01/09/2022

Signature :

Le système de management de la qualité et de l'environnement du BRGM est certifié selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Contact: qualite@brgm.fr

#### **Avertissement**

Ce rapport est adressé en communication exclusive au demandeur, au nombre d'exemplaires prévu.

Le demandeur assure lui-même la diffusion des exemplaires de ce tirage initial.

La communicabilité et la réutilisation de ce rapport sont régies selon la règlementation en vigueur et/ou les termes de la convention.

Le BRGM ne saurait être tenu comme responsable de la divulgation du contenu de ce rapport à un tiers qui ne soit pas de son fait et des éventuelles conséquences pouvant en résulter.

### Votre avis nous intéresse

Dans le cadre de notre démarche qualité et de l'amélioration continue de nos pratiques, nous souhaitons mesurer l'efficacité de réalisation de nos travaux.

Aussi, nous vous remercions de bien vouloir nous donner votre avis sur le présent rapport en complétant le formulaire accessible par cette adresse <a href="https://forms.office.com/r/yMgFcU6Ctq">https://forms.office.com/r/yMgFcU6Ctq</a> ou par ce code :



#### Mots clés:

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

**Husson E., Beccaletto L., Issautier B., Moulin M.** (2022) – Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines. Rapport final V3. BRGM/RP-71737-FR, 156 p., 5 ann.

© BRGM, 2022, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM. IM003-MT008-P2-20/01/2022

# **Synthèse**

À la demande du parc Naturel Régional des Alpilles, et grâce aux cofinancements de l'Agence de l'Eau RM&C, de la Région Sud et de la Métropole d'Aix-Marseille et du BRGM, une étude géologique du massif des Alpilles a été menée, dans le but de définir la nature, le contour et l'agencement des principaux réservoirs d'eau souterraines (aquifères) dans le Massif.

L'étude géologique réalisée par le BRGM a donc permis de proposer un modèle lithologique et structural des formations impliquées dans la circulation des eaux souterraines et une esquisse de modélisation fonctionnelle a pu être dressée.

Une campagne de levés géologiques et structuraux a permis d'acquérir de précieuses informations sur l'histoire géologique de ce massif et notamment sur les conditions de sa mise en place et sur les évènements qui ont conduit à le façonner.

Une réinterprétation d'anciens profils géophysiques ont permis d'appuyer les hypothèses émises et la comparaison avec des forages profonds ont permis de calibrer les résultats.

Ainsi, une carte et un log représentatif du massif, ainsi que trois coupes transversales ont pu être dessinés, ces documents étant produits d'une part en fonction de la lithostratigraphie (représentant les différentes roches et leurs caractéristiques en fonction de leur âge), et d'autre part en fonction des propriétés "réservoir" des roches, et notamment de leur "porosité efficace" (ou "porosité ouverte" : part de la porosité totale permettant la circulation de l'eau libre, grandeur jouant un rôle éminent dans l'estimation de la perméabilité). Ce sont ces derniers documents qui apparaissent les plus intéressants pour la suite du travail à mener, à savoir la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines à l'échelle du massif.

Il ressort de ces documents que le massif des Alpilles recèle cinq réservoirs majeurs :

- 2 réservoirs de porosité efficace fissurale, de fractures ou de dissolution dominante (i.e. "perméabilité en grand"):
  - Les calcaires du Crétacé inférieur (Hauterivien supérieur), qui arment les reliefs de la partie axiale du massif d'est en ouest et le sud de la vallée des Baux. Leur extension à l'affleurement, notamment au nord du chevauchement des Alpilles, mais aussi au sud de la vallée des Baux, et leur développement en profondeur (puissance estimée à 300 m) en font un réservoir primordial à l'échelle du massif.
  - Le réservoir des formations du Jurassique supérieur / Crétacé inférieur, qui constitue notamment les Opies, et, plus au sud, le cœur de l'anticlinal de l'Annelier.
- 2 réservoirs à porosité efficace majoritairement matricielle (i.e. "perméabilité en petit") :
  - Les calcaires du Barrémien (calcaires urgoniens), dont la base est à porosité fissurale (calcarénites), et le corps à porosité matricielle, qui affleurent sur tout le flanc nord du massif des Alpilles, en particulier dans le secteur d'Orgon et d'Eygalières, où ils sont séparés du réservoir jurassique des Opies par le chevauchement des Alpilles (dont ils constituent le compartiment nord, charrié) et par les formations de l'Hauterivien inférieur et du Valanginien, considérées comme aquitardes. Servant de substratum aux dépôts de bauxite, ils disposent d'une puissance pouvant atteindre 800 m, et sont parcourus par de nombreux accidents cassants notamment dans la partie orientale du massif, pouvant affecter les écoulements. C'est d'ailleurs à la faveur de ces accidents et familles de failles

que sourdent plusieurs des sources pérennes, et notamment celles du flanc sud du massif.

- Les calcaires, calcarénites et molasse du Tertiaire (Lutétien, Burdigalien et Vindobonien) (qui arment les reliefs comme ceux de Baux-de-Provence), d'extension plus réduite que les formations énoncées ci-dessus, mais qui peuvent jouer un rôle tampon dans les écoulements. Ces formations se retrouvent en effet souvent au contact (y compris vertical) des calcaires du Crétacé, et peuvent alimenter les réseaux de fracture *a priori* moins inertiels. À noter qu'à la base de ces formations, et séparées de celles-ci par les niveaux argileux du Vitrollien (pas toujours présents), se trouvent les complexes marno-bréchiques du Lutétien, dont les fissures confèrent à ces unités une bonne perméabilité. Des sources pérennes à la base de ces formations sont là aussi la preuve de l'existence de ressources non négligeables.

Le cinquième réservoir (à porosité efficace matricielle prédominante) est constitué des formations quaternaires modernes qui tapissent le fond des parties basses du massif (plaines et vallées) dont beaucoup sont aquifères mais certains sont aquitards (comme les formations holocènes qui affleurent dans les zones de marais par exemple). Ces formations, de puissance modeste par rapport aux réservoirs énoncés précédemment, n'en jouent pas moins un rôle fondamental car elles accueillent des ressources facilement accessibles (et d'ailleurs parfois très exploitées), et constituent une interface entre les eaux de surface et les eaux circulant dans le massif. Elles feront donc l'objet *in fine* d'une attention particulière.

L'impact des évènements liés aux variations des niveaux de base au cours du Tertiaire et du Quaternaire (et notamment la crise messinienne, de courte durée mais d'intensité extrême tout autour du bassin méditerranéen) a façonné les écoulements souterrains dans le massif.

Ainsi, formations urgoniennes du flanc Nord des Alpilles qui plongent sous le bassin de Saint-Rémy-de-Provence vont pouvoir drainer les écoulements provenant du massif vers le canyon du Rhône, en empruntant les couloirs et les brèches d'altération préalablement existantes.

C'est d'ailleurs dans ces réservoirs et ce secteur, qu'on trouve 90 % des cavités et réseaux spéléologiques recensés sur le massif.

A contrario, les autres formations réservoirs à l'affleurement, n'ayant pas subi de façon aussi intense cette pré-structuration sous couverture, vont se retrouver affectées par l'incision de vallées calées sur le niveau de base. L'ampleur de la karstification sera dans ce cas limité à l'amplitude d'incision de ces vallons. C'est le cas concernant tous les bassins versants comportant des exutoires au Sud, le massif des Opies et la partie Sud du bloc Est.

Sur le massif des Alpilles les modalités d'infiltration sont binaires : soit l'infiltration est limitée, due à la nature imperméable des formations, soit elle est diffuse et de faible concentration dans les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans avoir la possibilité de se concentrer. On peut néanmoins supposer deux types de fonctionnements opposés concernant les formations réservoirs :

- Des formations réservoirs intensément karstifiées, dont la transmissivité est telle qu'elle permet d'alimenter un réservoir profond sous couverture à l'aplomb du bassin de Saint-Rémy-de-Provence. La rareté des sources sur le versant Nord confirme une infiltration complète alimentant les réservoirs sous couverture de bassin de Saint-Rémy.
- Des formations réservoirs dont la karstification a été plus contenue et limitée à la topographie assez proche de l'actuelle, ce qui impliquerait un potentiel réservoir beaucoup plus faible sous couverture.

Il faut noter que le réservoir de l'Urgonien situé au Sud du chevauchement des Alpilles, sous couverture, dans le synclinal de Baux, est susceptible d'avoir été karstifié lors de l'épisode messinien. En effet, la surface des bauxites est reconnue dans le synclinal et la karstification

sous couverture de l'Urgonien aussi. Si la crise messinienne a pu jouer un rôle sur la karstification de ce réservoir, la chute du niveau de base qui en est responsable est à relier à l'incision du canyon du Rhône, plutôt que l'incision de la Durance.

Ces constats permettent de tirer des enseignements et de dessiner des pistes pour la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines :

- Les quatre grands aquifères définis précédemment serviront de base à la mise en place d'un réseau de suivi quantitatif permettant, dans un premier temps d'enregistrer les variations de niveaux ou de débits d'une manière significative, et à plus long terme (au moins 10 ans de mesures), de servir de base à des modélisations des écoulements, établies sur la base de scenarios d'évolution hydroclimatique et/ou de variations de pressions des activités humaines.
  - En effet, disposant des agencements des réservoirs et des grandes directions des écoulements, définies sur la base notamment des axes de drainage majeurs issus de l'analyse karstologique, il sera possible de choisir, soit des piézomètres (existants ou à créer), soit des émergences pérennes à équiper pour établir des gradients d'écoulements au sein de systèmes continus ou pour accéder directement aux ressources de systèmes karstiques (incluant des bassins d'alimentation) à partir du suivi de sources.
- Les interactions entre les compartiments (eaux de surface naturelles ou artificielles eaux souterraines) pourront aussi être abordées grâce à des stations judicieusement placées, notamment à proximité des zones humides pour voir quel est le rôle joué par les eaux souterraines dans leur pérennité quant à leur évolution dans le contexte de changement climatique qui affecte la région.

Le nombre exact de points n'est pas encore définissable à ce stade car il sera nécessaire d'acquérir des informations au préalable d'une part sur les zones d'enjeux au droit des grandes unités définies dans cette étude, ainsi que sur leur vulnérabilité. Ce travail permettra de hiérarchiser les aquifères, puis, en confrontant un réseau "théorique" aux données de terrain (points déjà existants et éventuellement réutilisables, définitions de secteurs d'implantations de nouveaux ouvrages), mettre en place un réseau optimal, s'appuyant sur ces différents éléments.

# **Sommaire**

1. 1	Introd	ducti	ion	. 13
1	.1.	Cor	ntexte géographique	.13
1	.2.	Obj	ectifs et enjeux de l'étude	.15
1	.3.	Mét	hodologie	16
<b>2</b> . (	Conte	exte	géologique et hydrogéologique régional	. 19
2	2.1.	Les	Alpilles dans le contexte géologique régional	.19
	2.1.	1.	Synthèse historique de la géologie en Provence	.19
	2.1.	2.	Le contexte hydrogéologique des Alpilles	25
<i>3.</i> (	Carac	ctéris	sation du massif des Alpilles en termes de réservoirs	. 33
3	3.1.	Arc	hitecture sédimentaire	33
	3.1.	1.	Limites majeures : discordances Crétacé et Miocène	33
	3.1.	2.	Grandes unités géologiques : description du log synthétique	33
	3.1. c		Apports des connaissances de l'architecture sédimentaire sur la térisation des réservoirs	. 38
3	3.2.	Stru	ucturation tectonique du massif des Alpilles	40
	3.2.	1.	Les Alpilles - cadre structural régional	40
	3.2.	2.	Le schéma structural du secteur d'étude	42
	3.2.	3.	Les mesures structurales de terrain	43
	3.2.	4.	Les coupes géologiques	45
3	3.3.	Kar	stogenèse	
	3.3.	1.	L'expression de la karstification	56
	3.3.	2.	Les différentes phases de karstification	.72
	3.3. A	_	Localisation des réservoirs karstifiés et modalités d'infiltration du massif de	
			ons : la mise en place d'un schéma hydrogéologique à l'échelle du mas les	
<i>5. i</i>	Biblio	gra	phie	101

# Liste des figures

Illustration 1 : Panorama et topographie du massif des Alpilles
Illustration 2 : Contexte géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles (d'après la carte géologique à 1/50.000)
Illustration 3 : Paléogéographie de la plateforme Urgonienne au Barrémien (Tendil et al., 2018)20
Illustration 4 : Paléogéographie du pourtour ouest méditerranéen au Crétacé « moyen ». Le sud du Massif Central et l'Isthme Durancien sont émergés et bordés par des bassins subsidents (modifiée d'après Arnaud-Vanneau et al., 1979 ; Combes, 1990)
Illustration 5 : Extension albienne et piégeage de la Bauxite dans le compartiment affaissé (Marchand, 2020)
Illustration 6 : Coupe équilibrée des Alpilles. Les variations d'épaisseur au front des Alpilles dessinent clairement un synforme d'âge Crétacé supérieur. Une première étape de mise en place du chevauchement se fait donc au cours du Campanien-Maastrichtien (modifié d'après Molliex,2009)
Illustration 7 : Bloc diagramme présentant l'évolution du contexte morpho-structural centré sur la partie orientale des Alpilles et la faille de Salon-Cavaillon, depuis la fin de l'Eocène jusqu'à l'actuel (Molliex, 2009)
Illustration 8 : Cartographie de la ria messinienne en Provence (Molliex, 2009 modifié d'après Clauzon et Fleury, inédit)25
Illustration 9 : Carte rassemblant les informations connues et disponibles sur le contexte hydrogéologique du massif des Alpilles
Illustration 10 : Carte hydrogéologique zoomée sur le versant sud du massif des Alpilles.
Illustration 11 : Faciès typiques de l'Hauterivien carbonaté. A) formation des calcaires bicolores (n3c1), calcaires en petits bancs gris-jaunâtre. B) Formation des Calcaires compacts (n3c2), faciès beaucoup plus clairs
Illustration 12 : Faciès type des calcaires argileux à débit en boules. A) Miches à moule d'inocérames. B) Mudstone à tests d'oursins
Illustration 13 : Faciès typique du Rognacien. A) Argiles marmorisées du Rognacien argileux (Mes de Maï). B) Paléokarst laminé dans la barre de Rognacien (Mes de Maï). C) Corrosion et fissuration de la barre de Rognacien (Synclinal de Mouriès). D) Barre de Rognacien surmontant les argiles marmorisées qui forment la pente douce (Les Calans).
Illustration 14 : Classification de Dunham (1962). Les calcaires y sont classifiés en fonction de leur contenu (bioclastes, ooïdes, etc.) et la présence de matrice. D'un point de vue réservoir, il faudra aller chercher les faciès à texture supportées-grains : packstone et grainstone. Un packstone est caractérisés par des « clasts » jointifs et l'espace intergranulaire rempli par de la micrite. À l'opposé, un grainstone ne continent pas de micrite, et voit donc son espace intergranulaire rempli par de l'air ou un ciment postérieur.
Illustration 15 : Schéma structural des Alpilles et du Lubéron (Molliex et al., 2011) ; SCF : faille de Salon-Cavaillon
Illustration 16 : Schéma structural des Alpilles, avec les trois sous-ensembles structuraux A, B et C. En fond : carte géologique harmonisée au 1/50 000

Illustration 17 : Mesures structurales relevées sur le terrain (en noir la stratification, en bleu les directions de fracturation) ; en fond : carte géologique harmonisée au 1/50000 44
Illustration 18 : Projection stéréographique (hémisphère inférieur) de la stratification et diagrammes en rose de la fracturation (diaclases + failles) ; comparaison entre les données de la présente étude et celle de Lamarche et al. (2012)44
Illustration 19 : fracturation des calcaires barrémiens (à gauche) - calcaires rognaciens bréchifiés, fracturés et silicifiés (à droite)45
Illustration 20 : Tracé des coupes géologiques des secteurs Ouest, Central et Est (en rose) tracé des coupes géologiques disponibles dans la littérature (en violet, voir annexe 3) position des forages de calage (en bleu) ; en fond : carte géologique harmonisée des Bouches-du-Rhône au 1/50000
Illustration 21 : Coupe du secteur Ouest (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès sédimentaires
Illustration 22 : Coupe du secteur Ouest (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès réservoir (jaune : porosité matricielle ; bleu : porosité fissurale ; gris : aquitard)
Illustration 23 : Coupe du secteur Central (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès sédimentaires51
Illustration 24 : Coupe du secteur central (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès réservoir (jaune : porosité matricielle ; bleu : porosité fissurale ; gris : aquitard)
Illustration 25 : Coupe du secteur Est (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès sédimentaires54
Illustration 26 : Coupe du secteur Est (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès réservoir (jaune : porosité matricielle ; bleu : porosité fissurale ; gris : aquitard)
Illustration 27 : Les différentes morphologies obtenues par karstification sous couverture ou cryptokarstification
Illustration 28 : Panorama depuis la surface sommitale du plateau de la Caume vers l'Est. Depuis cette surface sommitale horizontale (en rouge), on domine une surface démantelée pentée vers le Sud au premier plan (en rose) et une surface pentée vers le Nord en arrière-plan (en jaune)
Illustration 29: MNT des Alpilles sur lequel les pentes inférieures à 5° sont représentées en vert. Les paléosurfaces identifiables sur le MNT sont : la surface sommitale horizontale du plateau de la Caume (coupe 2) et la surface basculée vers le Nord du relief « les plaines » (coupe 3). La coupe 1 présente la paléosurface ante-burdigalienne en cohérence avec le pendage des formations burdigalienne, qui apparait démantelé sur le coupe 2
Illustration 30 : à gauche : Vue sur le plateau de la Caume où l'on observe que la paléosurface sommitale horizontale recoupe le pendage des formations Urgoniennes. à droite : Sommet du plateau de la Caume qui présente un lapiaz sur sa surface rabotée. 60
Illustration 31 : Représentation des vallons et des bassins versants topographiques du Massif des Alpilles (Molliex, 2009)61
Illustration 32 : Plan schématique d'un pseudo-endokarst61
Illustration 33 : localisation des réseaux spéléogénétiques recensés dans les bases de données (BSS + Karsteau) du Massif des Alpilles sur fond de carte géologique harmonisée (voir légende dans la planche en annexe 2). Le cadre rouge correspondant à l'emprise de l'illustration suivante

Illustration 34 : MNT du flanc septentrional du secteur central des Alpilles, au Sud de Saint-Rémy-de-Provence. On observe que les vallons principaux, perpendiculaires à la stratigraphie sont sub parallèles et que les vallons secondaires sont calqués sur la stratigraphie. En amont de ces vallées secondaires se trouvent des galeries qui traversent le relief et relient les vallées secondaires de part et d'autre de l'interfluve. Nous avons pu en observer à trois endroits, correspondant au numéro WP (WP242 correspond à la photo D et WP250, à la photo C de la planche 10 en annexe 5
Illustration 35 : Localisation des paléokarsts à laminites (étoiles oranges) et brèches d'altération karstique (losanges marrons) trouvés sur le massif des Alpilles (liste non exhaustive)
Illustration 36 : site A – Brèches et paléokarsts affectant les calcaires barrémiens sur le flanc septentrional des Alpilles. Photos A et A' : Brèches en fond de vallée partiellement indurées par une matrice de silt orange. Photos B et B' : paléokarst à laminite, basculé avec la stratigraphie. Photos C et C': paléokarst à remplissage marin remaniant des clastes de carbonates (Barrémien ?) au pied du Mont Gaussier. Un échantillon a été prélevé et étudié en lame mince.
Illustration 37 : site B – Brèches et paléokarsts affectant les calcaires hauteriviens du massif des Alpilles. Photo A : Brèche d'altération karstique cimentée par de la calcite. Photo B : Brèche d'altération karstique partiellement cimentée par un remplissage karstique rouge à composante marine. Un échantillon a été prélevé et étudié en lame mince
Illustration 38 : site C - Paléokarsts affectant les calcaires rognaciens (photo A). De taille pluricentimétrique, ils correspondent à des petites cavités tapissées de calcite en géode et colmatées par un remplissage carbonaté de type « laminite » (photo B). Un échantillon a été prélevé sur cet affleurement et étudié en lame mince (photo C)
Illustration 39 : Site D – Brèches et paléokarsts affectant les calcaires jurassiques au sommet du massif des Opies. Photos A et B : Brèches karstiques à support matricielle de silt ocre. Photo C : paléo cavité tapissée de calcite géodique colmatée par un remplissage de silt ocre. Photo D : Méga cristaux de calcite
Illustration 40 : Site E – Brèches et paléokarsts affectant les calcaires hauteriviens colmatés par des aramonites. Photo A : Paléokarst à remplissage d'aramonite sur le flanc Sud de l'anticlinal de Manville. La karstification principalement calquée sur les joints stratigraphiques verticalisés et l'organisation du remplissage semblent indiquer que le dépôt de l'aramonite s'est fait après la structuration de l'anticlinal. Photos B et B': L'hauterivien constituant de mur de la Bauxite au niveau du gisement des Trencades est fortement bréchifié (photo B'). Cette brèche d'altération karstique est affectée par des diaclases verticales remplies d'aramonite (photo B). Par-dessus on trouve les gélifrats du Quaternaire déposés en discordance sur une surface d'érosion postérieure à la mise en place du paléokarst à aramonite.
Illustration 41 : Carte localisant les affleurements de bauxite (en rouge), extraite de la carte harmonisée du BRGM et la couverture du Crétacé supérieur (en vert) conservée dans les bassins synclinaux du secteur des Alpilles
Illustration 42 : Photographies de différents gisements de Bauxites des Alpilles. Photo A : Situation actuelle de l'ancienne carrière des Canonnettes depuis l'aire des Baux-de-Provence. Photo B : faciès médian bauxitique à texture conglomératique pisolithique à oolithique témoignant l'allochtonie de ce niveau. Photo C : Photo J. L. Guendon (Fabre, 1983) de l'ancienne carrière des Canonnettes montrant un pinacle de calcaire urgonien pointant sous le recouvrement bauxitique, qui n'est plus visible aujourd'hui. On peut observer le haut d'un pinacle de calcaire hauterivien constituant le mur de la bauxite. Photo

D : Contact entre la bauxite et les calcaires hauteriviens bréchifiés au niveau du gisement

les Trencades (Aire de Maussane. Photo E : Faciès siliceux supérieur présentant un aspect bariolé dû à la "déferrification" de la goethite et de l'hématite, gisement les Trencades. Photo F : Pinacle de carbonate hauterivien au mur de la bauxite, gisement les Trencades74
Illustration 43 : Carrière d'Orgon. À gauche : pinacles de l'Urgonien sous formation bauxitique remaniée (présence de silex). À droite : soutirage karstique de la formation bauxitique et d'argiles noires sus-jacentes
Illustration 44 : Bauxites remaniées. Photo A : sous forme de clastes au sein de la séquence transgressive à la base des formations du Valdo-Fuvélien. Photo B : sous forme d'aramonite déposée en couche au sein des formations rognaciennes76
Illustration 45 : Coupe sismique au sein du bassin de Saint-Rémy-de-Provence (sud du bassin de Carpentras) montrant la structuration des chevauchements et rétrochevauchements dont les têtes de blocs sont érodées avant le recouvrement miocène (Husson et al., 2021).
Illustration 46 : À gauche : formations calcaires du Crétacé supérieur de l'Anelier perforées par des lithophages, recouvertes par les dépôts miocènes. À droite : Zoom sur les perforations de lithophages
Illustration 47 : À gauche : Paléokarst à remplissage ocre au sein d'une zone déformée par le chevauchement de la klippe de Mouriès. À droite : Le remplissage du paléokarst est constitué d'un sable carbonaté ocre
Illustration 48 : Photo A : Diaclase affectant les calcaires du Berriasien, avec un remplissage similaire au faciès des calcarénites. Photo B : Zoom sur le remplissage gréso-carbonaté. Photo C : Faciès des calcarénites vindobondiennes (Miocène) à l'affleurement79
Illustration 49 : Isohypses de l'incision messinienne du paléo-Rhône et de la paléo-Durance dans le secteur des Alpilles, d'après Roure et al., 200980
Illustration 50 : Écorché pré-pliocène vs isohypses de la surface d'incision messinienne (Depons, 2007)81
Illustration 51 : Paléo-écoulements aériens vs souterrains lors de la crise messinienne82
Illustration 52 : Représentation cartographique des affleurements du réservoir à porosité fissurale ou fracturée dominante de l'Hauterivien supérieur (H) et des coupes réservoirs traversant les secteurs est, central et ouest. Le réservoir est en bleu foncé sur les coupes.
Illustration 53 : Représentation cartographique des affleurements du réservoir à porosité fissurale ou fracturée dominante du Jurassique – Berriasien (J-Be) et des coupes réservoirs traversant les secteurs est, central et ouest. Le réservoir est en bleu foncé sur les coupes.
Illustration 54 : Représentation cartographique des affleurements du réservoir à porosité matricielle dominante de l'Urgonien (Barrémien - B) et des coupes réservoirs traversant les secteurs est, central et ouest. Le réservoir est en jaune dans la carte et sur les coupes. 91
Illustration 55 : Représentation cartographique des affleurements du réservoir à porosité matricielle dominante des formations du Tertiaire (T) et des coupes réservoirs traversant les secteurs est, central et ouest. Le réservoir est en jaune clair dans la carte et sur les coupes.
Illustration 56 : Carte des formations réservoirs, des principales émergences et forages recensés dans le massif des Alpilles

Illustration 57 : Coupes des réservoirs "profonds" à travers le massif des Alpilles, avec les sens plausibles d'écoulements au sein de ces aquifères
Illustration 58 : Aquifères et aquitards du quaternaire dans le massif des Alpilles et sur le pourtour immédiat
Liste des annexes
Annexe 1 : Carte des passages de terrain107
Annexe 2 : Planches 1 à 8 relatives à la géologie111
Annexe 3 : Coupes géologiques issues de la littérature121
Annexe 4 : Forages de calage (BSS)139
Annexe 5 : Planches 9 à 13 relatives à la karstologie149

#### 1. Introduction

#### 1.1. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE

Le massif des Alpilles, de faible altitude (son sommet, les Opies, culmine à près de 500 m), s'étend d'Ouest en Est sur environ 25 km, depuis la vallée du Rhône jusqu'à celle de la Durance, entre Tarascon et Orgon, dans le département des Bouches-du-Rhône. Quinze communes sont concernées par ce massif ; il a donné son nom au Parc naturel régional des Alpilles, créé en 2007 sur une superficie d'un peu plus de 50 000 hectares.

Outre les Opies, plusieurs sommets (l'Alpille, partie principale du massif, mais aussi les rochers de la Pène et le plateau des Costières, au Sud, et d'autres petits chaînons entre Aureille et Montmajour) délimitent des plaines intérieures : plaine et marais des Baux, plaines de Fontvieille et d'Eygalières notamment.

De grandes plaines bordent les reliefs du massif, comme la plaine de la Crau au Sud, et celle de Saint-Rémy au Nord qui font que ce massif contraste avec les plaines environnantes et se détache dans le paysage (illustration 1 ci-dessous).

Le massif des Alpilles est concerné par la masse d'eau souterraine "Massifs calcaires du nord-ouest des Bouches-du-Rhône" (FRDG247) qui englobe également le massif de la Montagnette au nord-ouest des Alpilles de l'autre côté du couloir de Graveson-Maillane.

Le massif des Alpilles est concerné par la masse d'eau souterraine "Massifs calcaires du nord-ouest des Bouches-du-Rhône" (FRDG247) qui englobe également le massif de la Montagnette au nord-ouest des Alpilles de l'autre côté du couloir de Graveson-Maillane. Géologiquement, le massif des Alpilles est complexe, formé de roches sédimentaires d'âges très divers (du Jurassique au Quaternaire, voir illustration 2 ci-dessous).

Les accidents cassants et les déformations qui ont affecté les couches géologiques sont à l'origine de la structuration actuelle des Alpilles avec la mise à nu des formations carbonatées karstifiées du Crétacé qui arme les reliefs entourés de bassins tertiaires à néogènes.

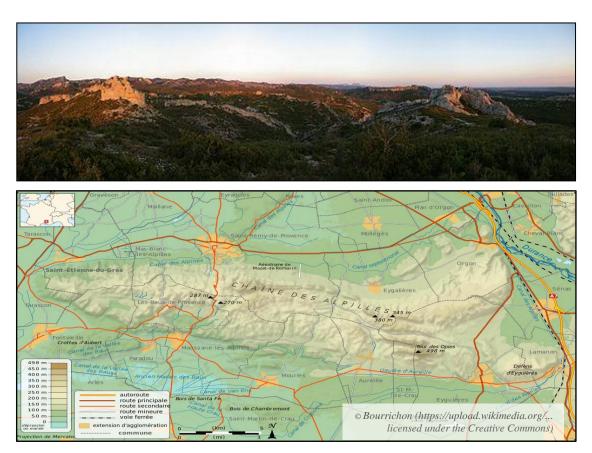


Illustration 1 : Panorama et topographie du massif des Alpilles

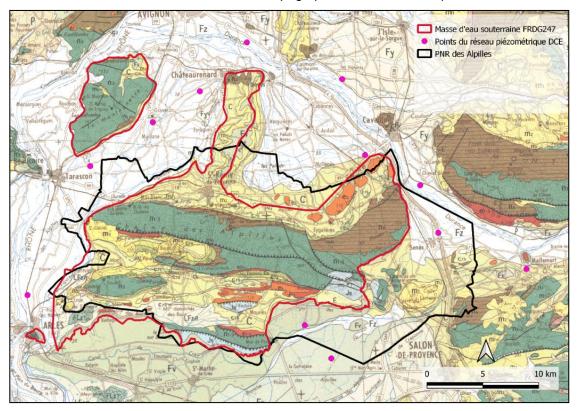


Illustration 2 : Contexte géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles (d'après la carte géologique à 1/50.000).

#### 1.2. OBJECTIFS ET ENJEUX DE L'ÉTUDE

Les eaux souterraines, circulant au sein de réservoirs de natures variées, jouent un rôle important dans l'alimentation ou le soutien des eaux de surface (cours d'eau, zones humides...) en liaison notamment avec des secteurs d'émergence, ponctuels ou diffus. En cela, elles contribuent au maintien de la biodiversité. Les pressions d'usage constatées sur les ressources dans certains secteurs et la perspective d'évolution défavorable de la recharge du fait du changement climatique font craindre des tensions accrues, et ce même à relativement court terme. De même, les paysages emblématiques issus des pratiques agricoles et de la culture de l'eau provençale risquent d'être impactés à moyen terme par ce changement climatique. Après deux années successives de déficit des eaux de pluie, le monde agricole a notamment fait remonter ses difficultés face à l'accès à la ressource. Le comité syndical du Parc, conscient de l'enjeu que représente l'eau sur son territoire, a tenu le 25 septembre 2018 une session exceptionnelle sur ce thème duquel a découlé une motion actant de l'action du Parc à mettre en œuvre pour tenter de répondre à ce type de situation.

En conséquence et parmi les différents points actés dans la motion du 25 septembre 2018, le Parc naturel régional des Alpilles a fait part de son souhait d'accroître la connaissance des ressources en eau souterraine à des fins opérationnelles, compte tenu également des enjeux en termes de partage des usages sur son territoire. Un observatoire de l'évolution de ces ressources, en termes quantitatifs et qualitatifs, devra constituer à terme l'outil principal permettant le pilotage de la gestion de ces ressources et la gestion des conflits. Il sera notamment utile pour diagnostiquer et anticiper les pressions des usages et l'impact de ceux-ci sur l'état des ressources.

Dans ce contexte, l'objectif de la présente étude géologique du massif est d'acquérir plus de connaissances sur l'hydrogéologie et de diagnostiquer les zones à problème, de permettre d'identifier des usages sur ces secteurs, pour pouvoir, dans un second temps, y mettre en place un réseau de surveillance des eaux souterraines. La suite hydrogéologique découlant des conclusions de la présente étude sera développée à l'occasion d'une phase ultérieure, menée dans la continuité de cette action.

Une révision des connaissances de la géologie du massif est donc proposée, notamment concernant la géométrie des formations et des propriétés des réservoirs, couplée à l'inventaire des manifestations hydrogéologiques (sources, pertes et phénomènes karstiques).

Cette étude fournit ainsi un aperçu du fonctionnement hydrogéologique global du massif des Alpilles et permettra d'apporter des réponses ou des pistes aux questions suivantes :

- Dans la région, comment sont distribués non seulement les aquifères (formations réservoirs) mais aussi les aquitards (formations peu perméables) et les aquicludes (formations imperméables) ?
- Comment ces formations sont-elles agencées et compartimentées suite aux évènements tectoniques qui ont affecté la région (mise en place des massifs pyrénéen puis alpin notamment) ?
- Les formations carbonatées couvrent un large domaine à l'affleurement et sont parfois karstifiées mais les ressources qu'elles renferment et leur vulnérabilité restent à évaluer.
   Dans cette optique, quelles ont été les principales étapes de la karstification des

# formations carbonatées, avec quelles conséquences sur la mise en place des réservoirs karstiques ?

 Qu'en est-il des formations non karstifiées ? Quel rôle jouent-elles dans le fonctionnement global des écoulements dans et autour du massif ?

Dans un second temps, à la suite de ce travail, se poseront d'autres questions (abordées ultérieurement) :

- Quel bilan hydrogéologique peut être dressé à l'échelle des différents systèmes aquifères, comment se caractérise la recharge (et sa potentielle évolution) ?
- Quelles sont les zones de recharge et de drainage, en relation avec les milieux humides et superficiels ?
- Comment établir un bilan de l'exploitation actuelle de la ressource (comparaison des entrées et sorties, artificielles comme naturelles)
- Peut-on dégager une tendance d'évolution des prélèvements ?

Concrètement, cette étude préalable permet de décider de l'opportunité de *mettre en place un observatoire de l'eau dans les Alpilles* dans l'objectif de fournir un *outil opérationnel de gestion de la ressource en eau sur ce territoire* dont les caractéristiques quantitatives et qualitatives sont peu ou mal connues.

Dans le cas d'une réponse positive à cette question, une deuxième phase sera nécessaire à ce travail pour la définition opérationnelle de cet observatoire et sa mise en place et en œuvre.

#### 1.3. MÉTHODOLOGIE

Une campagne de terrain, réalisée par l'équipe des géologues du projet, est venue en février 2021 compléter et enrichir les (ré)interprétations et analyses de données bibliographiques recueillies préalablement, dans les études préexistantes et notamment dans les profils géophysiques de sismique qui ont pu être réinterprétés à l'occasion de projets connexes<sup>1</sup>.

La carte portée en annexe 1 permet de résumer les interventions ; y sont reportés les itinéraires et les points d'arrêt permettant de se rendre compte les secteurs investigués.

Les observations de terrains étaient de plusieurs ordres :

- Observations sédimentaires et tectoniques, permettant de définir les grandes familles de terrain et leurs propriétés "réservoirs";
- Observations concernant la karstification des terrains carbonatés (histoire de la mise en place, agencement, fantômisation, et activation / scellement des karsts), en liaison avec l'histoire géologique régionale;

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Les profils anciens dans le voisinage du massif ont été récupérés et réinterprétés dans le cadre du projet régional BRGM Proven-Karsts mené pour le compte de l'Agence de l'Eau RM&C entre 2018 et 2021.

 Observations hydrogéologiques, en repérant les émergences (campagne réalisée ultérieurement à la campagne géologique) préalablement inventoriées pour en estimer les débits instantanés, et les mettre en relation avec les écoulements de surface, pour tenter de voir si les bilans hydrologiques sont équilibrés ou pas.

À la suite de ces campagnes d'observation, les géologues ont pu construire des coupes géologiques transversales, ainsi qu'un log sédimentaire synthétique représentant l'empilement des formations dans le massif, qu'il a été possible de restituer en fonction d'une part de la lithostratigraphie (nature des roches et âges des formations) et d'autre part des propriétés "réservoirs" qui ont été reconnues.

À ces coupes et logs ont en outre été associées des cartes du massif reprenant ces informations et permettant une représentation des terrains affleurants.

Par ailleurs l'étude de lames minces réalisées sur des échantillons prélevés lors de la campagne de terrain de février 2021 ont permis d'avoir accès aux formes de paléo-karstification (témoins de la mise en place d'anciens systèmes karstiques dans les contextes géologiques régnant aux époques considérées).

## 2. Contexte géologique et hydrogéologique régional

Situé entre la plaine de la Crau au sud et la plaine de Châteaurenard au nord, le chainon des Alpilles, qui culmine à 498 m dans le massif des Opies, s'étend sur 22 km de long et 12 km de large; il est délimité à l'ouest par la vallée du Rhône et la faille de Nîmes et à l'est par la faille de Salon-Cavaillon (à l'est de laquelle, décalé vers le nord, se trouve le massif du Luberon).

#### 2.1. LES ALPILLES DANS LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

#### 2.1.1. Synthèse historique de la géologie en Provence

On fera remonter l'histoire géologique du massif des Alpilles au Trias, qui voit le retour de la mer en basse Provence après une absence de 170 Ma en liaison avec l'orogénèse hercynienne (Primaire) évènement au cours duquel les continents s'étaient rassemblés en un bloc : la Pangée. L'ouverture des océans téthysiens (Paléo-Téthys puis Néo-Thétys), dont les bordures septentrionales correspondaient peu ou prou à celles de la Provence, a engendré l'apparition d'un nouveau cycle présidant la mise en place des structures actuelles. Les formations du Trias, qui affleurent en de nombreux endroits en Provence, constituent souvent (au moins pour le Trias supérieur) les bases des décollements tectoniques qui ont façonnés les reliefs régionaux (roches dites "compétentes").

Le Jurassique supérieur Provençal (dépôts les plus anciens dans le secteur des Alpilles) fait suite à l'ouverture de la Néo-Téthys (Téthys Alpine) marquée par les épaisses séries de terres noires qui, stratigraphiquement, se développent jusque dans l'Oxfordien inférieur. Elles attestent de conditions de dépôt relativement profondes et anoxiques. L'Oxfordien moyen-supérieur du domaine Provençal revêt un caractère beaucoup plus carbonaté de plateforme externe, et les faciès sont très souvent fortement dolomitisés. Ces conditions de dépôts se maintiennent au cours du Kimméridgien et du Tithonien avec le dépôt des calcaires à faciès "Tithonien" emblématiques des domaines alpin et périalpin. Là encore, une très forte dolomitisation envahit la série, et des travaux récents sur le Massif de l'Etoile font état d'une complexe histoire diagenétique liée (i) d'une part aux conditions de dépôts, et (ii) d'autre part à la déformation fini-Crétacé-Tertiaire (Gisquet *et al.*, 2013). Les faciès relativement profonds dans le massif des Alpilles excluent une dolomitisation précoce "sédimentaire" et la dolomitisation quasi complète du Massif des Opies serait donc à relier à l'orogenèse Pyrénéenne.

Au cours du Néocomien (Crétacé inférieur), les conditions de dépôt restent relativement profondes. Le Berriasien, plutôt bien préservé des processus de dolomitisation dans les Alpilles, est constitué de calcaires micritiques (texture mudstone) à rares brachiopodes et calpionelles qui attestent d'un milieu de dépôt ouvert de type plateforme externe. La subsidence s'accélère au cours du Crétacé inférieur, et un bassin profond centré sur les Baronnies s'installe : la fosse vocontienne. Il est le reflet de la généralisation d'une tectonique distensive dans le domaine ouest-européen marquée par l'ouverture de l'Atlantique central à l'ouest et celle de l'océan Valaisan à l'Est, dans le domaine Alpin. Cet effondrement du domaine vocontien voit s'installer une sédimentation hémipélagique au cours du Valanginien et Hauterivien inférieur (calcaires marneux et marno-calcaires).

Il faut attendre l'Hauterivien supérieur et le Barrémien pour voir s'installer des faciès peu profonds bioclastiques (Urgonien) centrés sur la Provence préfigurant l'isthme Durancien méso-Crétacé (Tendil *et al.*, 2018). À noter que la paléogéographie de la plateforme urgonienne est très

fortement contrôlée par des accidents tectoniques (Arnaud *et al.*, 1976 : Montenat *et al.*, 2014 ; Tendil *et al.*, 2018) comme le montre la carte de l'illustration 3 ci-dessous.

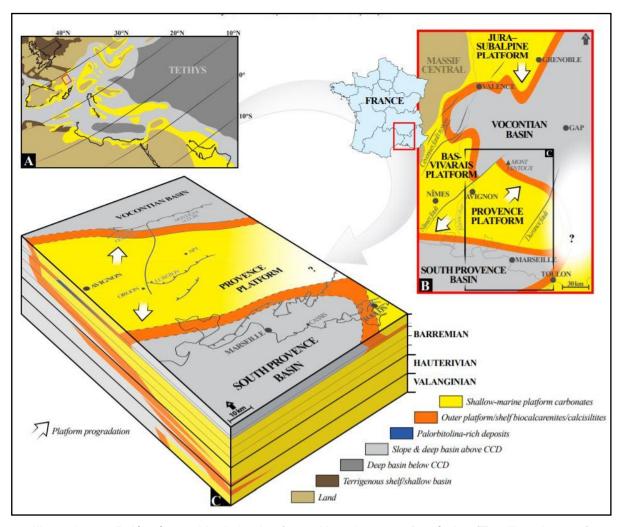


Illustration 3 : Paléogéographie de la plateforme Urgonienne au Barrémien (Tendil et al., 2018).

Dans les Alpilles, l'enregistrement sédimentaire Crétacé inférieur s'arrête dans le Barrémien puisque le développement d'un profil d'altération bauxitique se met en place sur les séries valanginiennes à barrémiennes. Ce dernier matérialise un épisode majeur d'altération du Crétacé inférieur : l'Isthme Durancien (ou bombement Durancien, voir illustration 4 ci-dessous). Il correspond à la surrection de la plateforme Provençale selon une direction globalement E-W et dessine un territoire émergé sujet à des processus d'altération en climat chaud et humide caractéristique du Crétacé inférieur. L'isthme Durancien s'étire depuis la Montagne Noire (Séranne et al., 2002) jusqu'en périphérie du synclinal de l'Arc (Masse et Philip, 1976).

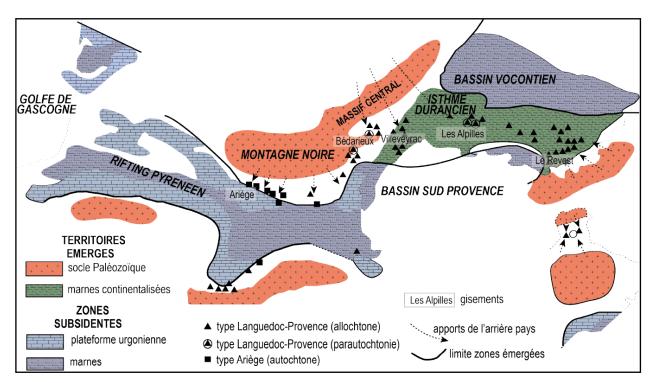


Illustration 4 : Paléogéographie du pourtour ouest méditerranéen au Crétacé « moyen ». Le sud du Massif Central et l'Isthme Durancien sont émergés et bordés par des bassins subsidents (modifiée d'après Arnaud-Vanneau et al., 1979 ; Combes, 1990).

Les études tectono-sédimentaires de ce bombement attestent d'un contrôle paléogéographique par failles normales (Masse et Philip, 1976). Ces dernières, d'extension généralement E-W, accommodent l'effondrement des bassins sud-Provençal au sud et Vocontien au Nord ; et elles permettent de piéger, tout du moins en Languedoc, le profil d'altération bauxitique (illustration 5 *in* Marchand, 2020).

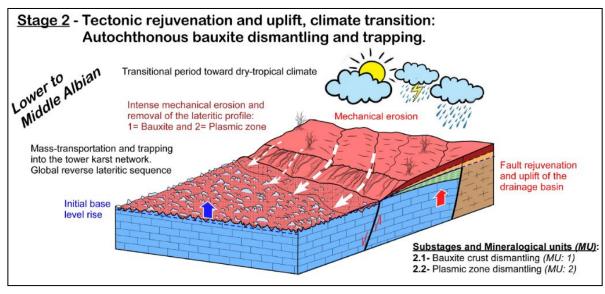


Illustration 5 : Extension albienne et piégeage de la Bauxite dans le compartiment affaissé (Marchand, 2020).

Dans les Alpilles, cette phase d'altération est scellée par les dépôts lacustres du Valdo-Fuvélien (Campanien). La lacune de dépôt du Crétacé inférieur correspond à une période de 40 Ma en lien (i) d'une part avec la phase de surrection de l'isthme Durancien à l'Albien; et (ii) d'autre part avec le début de l'orogenèse Pyrénéenne, décapant très probablement une partie de ces terrains. En effet, des évidences de mouvements verticaux existent au Coniacien en bordure du bassin Sud-Provençal (Floquet et Hennuy, 2001 et 2003), et ces derniers s'amplifient au Santonien avec la mise en place des premiers plis pyrénéo-provençaux de la Montagne Sainte-Victoire (Leleu *et al.*, 2009).

L'enregistrement de la croissance de la chaine pyrénéo-provençale s'étale entre le Campanien et l'Eocène. Son érection au sud du littoral actuel n'a pas laissé de trace du fait de l'ouverture du Golfe du Lion et du démantèlement de la chaîne lors du rifting méditerranéen Oligo-Miocène (Jolivet et al., 2020). Les Alpilles voient donc se mettre en place un milieu continental très franchement lacustre au cours du Campanien-Maastrichtien (faciès Valdo-Fuvélien et Rognacien). Les très fortes variations d'épaisseur et de faciès au front du Massif des Alpilles et du massif de l'Anelier plaident pour un contrôle tectonique du dépôt de ces séries dans des synformes (illustration 6 ci-dessous) influencés par la mise en place précoce du chevauchement des Alpilles et/ou de l'Anelier. Le Paléocène suit la même tendance avec un empilement de faciès lacustres bariolés, plutôt pelliculaire dans les Alpilles, alors que ces mêmes séries atteignent plus d'une centaine de mètres au front du massif de la Sainte-Victoire plus à l'Est.

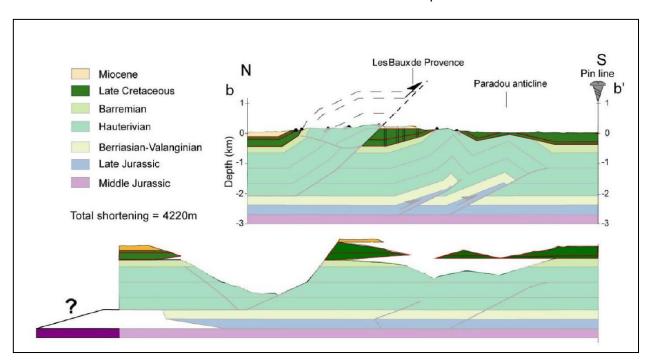


Illustration 6 : Coupe équilibrée des Alpilles. Les variations d'épaisseur au front des Alpilles dessinent clairement un synforme d'âge Crétacé supérieur. Une première étape de mise en place du chevauchement se fait donc au cours du Campanien-Maastrichtien (modifié d'après Molliex, 2009).

Période complexe de l'histoire pyrénéenne, le Paléocène est souvent considéré comme une période d'un calme relatif d'un point de vue tectonique (Ford *et al.*, 2016), ce qui expliquerait les faibles épaisseurs de sédiments enregistrées et la monotonie des faciès argileux continentaux. Mais il convient de noter que le domaine plus oriental de la Provence est dans une nette phase compressive au cours de cette période, comme en témoignent les éventails sédimentaires sur le flanc sud du massif de la Sainte-Victoire (Leleu, 2005; Leleu *et al.*, 2009 ; Espurt *et al.*, 2012). De

plus, de rares incursions marines sont connues dans le Languedoc et le bassin de Sud-Est enregistrées dans des paléokarsts, témoignant là aussi des variations du niveau de base dont les contrôles sont discutés (Husson *et al.*, 2012 ; Husson, 2013).

L'Eocène correspond à la principale phase de structuration de la Chaîne Pyrénéo-Provençale, en lien avec une forte accélération du rapprochement Ibérie-Europe (Vissers et Meijers, 2012). À l'Est de la faille de Cavaillon, la mise en place du chevauchement Ventoux-Lure est attestée par des variations d'épaisseurs au Lutétien-Bartonien dans les Baronnies (Montenat *et al.*, 2005). Molliex *et al.*, 2011 font état d'une mise en place des Alpilles au cours de cette même période, et les dépôts sont caractérisés par des marnes bariolées (Bartonien) et des calcaires (Lutétien) lacustres souvent silicifiés.

L'Oligocène est à nouveau une phase de structuration majeure du domaine méridional puisqu'une phase d'extension ou de transtension conduit à l'individualisation du bloc Corso-Sarde. Dans le domaine Languedocien, des fossés synrifts se mettent en place (i) le long du faisceau Cévenol et de la Faille de Nîmes et (ii) le long de la faille de la Durance (Sanchis et Séranne, 2000). Le secteur des Alpilles ne contient que très peu de dépôts oligocènes, exception faite de quelques patchs de marnes et conglomérats. Les Alpilles se retrouveraient dans une position de horst seulement affecté dans sa limite orientale par la faille de Cavaillon qui contrôlerait un bassin extensif très étroit (illustration 7 ci-dessous *in* Molliex *et al.*, 2011). Dans ce schéma, l'essentiel des Alpilles est un point haut, probablement soumis à des processus d'érosion et altération en lien avec un niveau de base déséquilibré par les mouvements verticaux extensifs/transtensifs (Clauzon *et al.*, 1997).

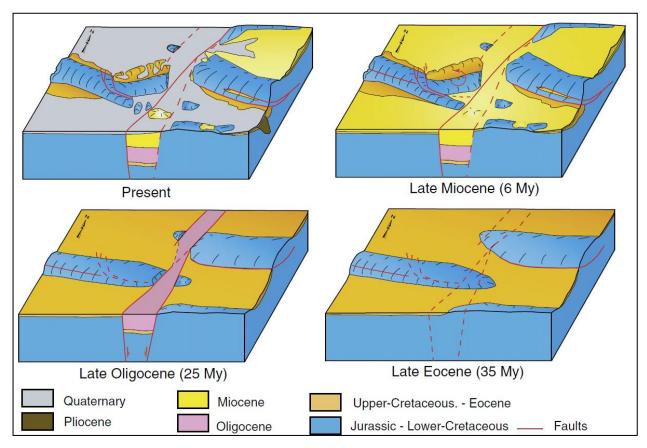


Illustration 7 : Bloc diagramme présentant l'évolution du contexte morpho-structural centré sur la partie orientale des Alpilles et la faille de Salon-Cavaillon, depuis la fin de l'Eocène jusqu'à l'actuel (Molliex, 2009).

Ce n'est qu'au Miocène que la mer revient dans les Alpilles, via la grande transgression burdigalienne (Sissingh, 2001) qui s'accompagne d'une surface d'abrasion marine décrite dans les monts du Vaucluse ("wave-cut" in Besson, 2005). Les dépôts marins du Burdigalien façonnent les paysages des Baux-de-Provence. Ils sont constitués de sables carbonatés (calcarénites) à grandes stratifications obliques sédimentaires, typiques de dunes sous-marines de grande ampleur. Si des mouvements compressifs alpins interviennent dès le Langhien, c'est au Serravallien et Tortonien que la déformation alpine impacte franchement la région subalpine et provençale (Villéger, 1984; Clauzon, 1984; Baroux, 2000; Molliex et al., 2011). Cette période est associée au retour de la mer au cours de la grande transgression serravallienne. Dans les Alpilles, une succession de formations sableuses parfois carbonatées représente cet intervalle temps et est considérée comme "vindobonienne" (terme obsolète pour Langhien-Serravallien-Tortonien). Dans ces faciès se trouvent des sables marins à pectens probablement marqueurs de la transgression serravallienne (sables et calcarénites à chlamys et huîtres). Les déformations compressives Miocène dans les Alpilles sont considérées comme relativement faibles : raccourcissement de 100 m et surrection de 50 m, la déformation étant localisée entre les transferts de la Durance et de Salon-Cavaillon (Molliex et al., 2011). La déformation alpine semble se terminer à la fin du Miocène, avec pour effet majeur une rotation antihoraire du domaine oriental des Alpilles (Opies), probablement en lien avec le jeu de la Faille de Salon-Cavaillon (illustration 7 ci-dessus in Molliex et al., 2011).

Au Messinien (Miocène terminal), la région méditerranéenne a été le siège de bouleversements géographiques de grande ampleur en relation avec la crise de salinité messinienne et la baisse brutale et drastique du niveau marin (-2000 m) entre 5,6 et 5,32 Ma. Cet évènement a pour effet de provoquer une chute généralisée du niveau de base responsable d'un processus d'érosion fluviatile très important avec le creusement de profonds canyons (Clauzon 1973, 1978, 1982) dans les domaines constitués de sédiments détritiques non carbonatés. Cette érosion, appelée surface d'érosion messinienne (MES en anglais), a été identifiée en mer sur les profils sismiques et par forages (Gorini, 1993; Gorini et al., 2005; Guennoc et al., 2000; Lofi et al., 2003, 2005; Oudet, 2008; Bache, 2008; Bache et al., 2009, 2011) et à terre, (illustration 8 ci-dessous) à l'affleurement, ainsi que sur profils sismiques et forages sous recouvrement plio-quaternaire (Clauzon, 1973, 1978; Fuchey et al., 2001; Molliex, 2009; Roure et al., 2009). Dans le secteur des Alpilles, les reconstitutions paléogéographiques proposent un tracé de la Durance plus méridional que sa position actuelle, traversant la partie orientale des Alpilles par la paléocluse de Saint-Pierre-de-Vence (Clauzon et al., 1990) et passant au sud de l'actuel Massif de l'Anelier avant de rejoindre le Rhône (illustration 8 ci-dessous). Dans ce schéma, le massif des Alpilles fut relativement épargné par les taux d'incisions majeurs, mais a été très probablement affecté par des processus d'altération alternatifs. En effet, au sein des domaines carbonatés, la continuité de la MES pose problème car l'érosion fluviatile est remplacée par des processus de dissolution. La karstification s'enfonce profondément dans les massifs carbonatés (Audra et al., 2004 ; Mocochain et al., 2006; Mocochain et al., 2009; Martini, 2005). De nombreux réseaux karstiques profonds ont été découvert par spéléo-plongée, qui peuvent se développer jusqu'à plusieurs centaines de mètres sous le niveau de base actuel.

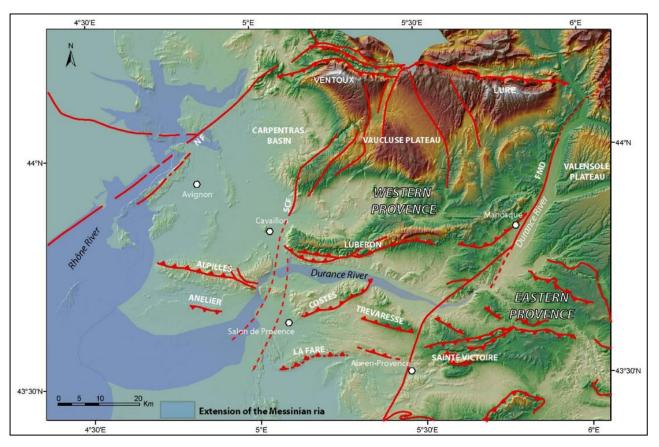


Illustration 8 : Cartographie de la ria messinienne en Provence (Molliex, 2009 modifié d'après Clauzon et Fleury, inédit).

#### 2.1.2. Le contexte hydrogéologique des Alpilles

Le massif des Alpilles est inscrit dans le secteur de confluence du Rhône et de la Durance. Il en constitue le principal relief, entouré par des plaines alluviales : la Durance au nord, la plaine de Graveson - Maillane entre les Alpilles et la Montagnette, et la vallée du Rhône à l'ouest. Au sud se trouve le secteur du marais des Baux, et au-delà la plaine de Crau. Il fait partie du domaine géologique Rhodanien qui est situé entre la faille de Nîmes et la faille de Salon-Cavaillon.

L'altitude du sommet est à un peu plus de 300 m NGF, tandis que celles des plaines alluviales environnantes est de l'ordre de 10 à 20 m NGF.

Les chapitres suivants décrivent en détail la nature et l'histoire de la karstification des formations carbonatées dans le massif. Les paragraphes ci-dessous rassemblent les informations d'ordre hydrogéologiques connues à ce jour (synthétisées dans la carte de l'illustration 9 ci-dessous).

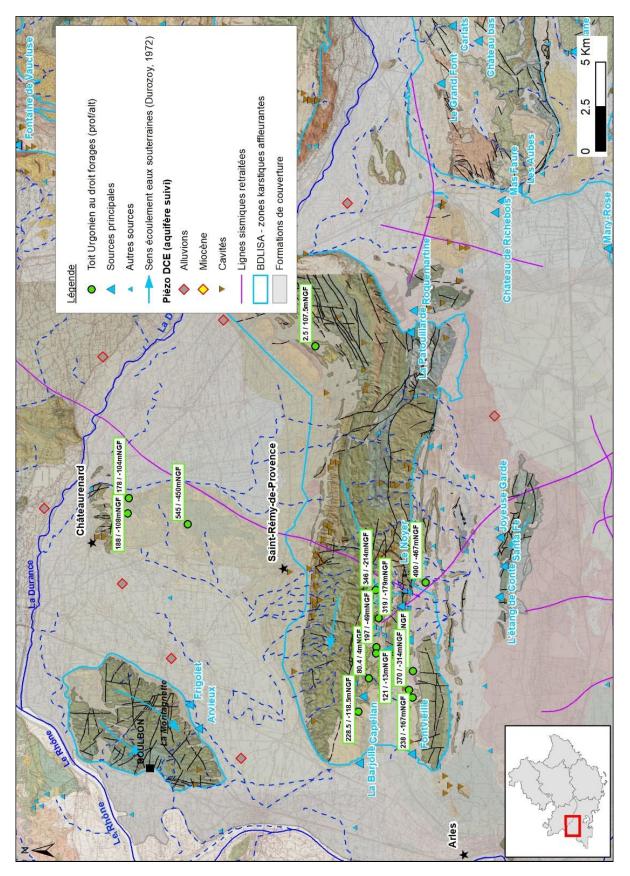


Illustration 9 : Carte rassemblant les informations connues et disponibles sur le contexte hydrogéologique du massif des Alpilles.

#### Les réservoirs reconnus dans les travaux antérieurs

Les calcaires de l'Hauterivien que surmontent ceux du Barrémien sont diaclasés et peuvent *a priori* être karstifiés (exceptés quelques niveaux marneux). Ces formations sont donc potentiellement en relation hydraulique avec le Barrémien. Ainsi, les affleurements de Barrémien et d'Hauterivien de l'anticlinal du massif des Alpilles semblent jouer le rôle de zone de recharge. Les résurgences sont ensuite localisées le long des discontinuités structurales au sud (illustration 9 ci-dessus).

Les calcaires de l'Hauterivien supérieur affleurant dans l'anticlinal de Manville sont aquifères, comme l'indiquent les nombreux forages et sources exploités pour l'eau potable dans ce secteur. Ils constituent globalement un aquifère fissuré de type discontinu et sont considérés comme karstifiés dans cet anticlinal (Silvestre, 2020). Quel que soit le niveau de l'Hauterivien considéré, chaque barre calcaire ou chaque banc fissuré le constituant forme un horizon aquifère potentiel, fissuré et captif, entre un toit et un mur marneux. Silvestre (2020) considère ainsi l'aquifère hauterivien comme un aquifère multicouches où alternent horizons aquifères et niveaux peu perméables.

A la faveur des nombreuses failles affectant le sous-sol au niveau du passage entre les anticlinaux de Manville et de Sousteyran, ces niveaux disparaissent dans le secteur des Canonnettes car recouverts par les terrains du Crétacé supérieur qui forment le remplissage du synclinal des Baux.

Silvestre (2020) précise que ce n'est pas pour autant qu'ils perdent leur potentialité d'aquifères, bien au contraire, puisqu'ils forment alors un aquifère fissuré intégralement captif sous les terrains du Fuvélien et du Bégudien qu'ils alimentent *per ascensum* (comme dans le bassin d'Aix-Gardanne où le Jurassique joue le rôle de l'Hauterivien).

#### Sources et forages

ANTEA liste dans son rapport (ANTEA, 2008) les principales résurgences du secteur des Alpilles (reportées dans l'illustration 9 ci-dessus). Elles sont situées sur le flanc sud de l'anticlinal qui sépare la dépression des Baux au nord, des marais des Baux au sud, principalement au contact des failles.

Il s'agit des sources des Arcoules (40 L/s) et du Château d'Escanin (30 L/s) au Paradou, les sources de la route des Baux à Maussane (cluse de Manville,13 L/s), les sources de la Bouche du Noyer (10 L/s) et des Calans (7 L/s). Sur l'accident nord de la Dépression des Baux s'alignent les sources du ravin de Cabrières (1 L/s) et surtout celle du Mas de la Dame (10 L/s). Ces sources sont toutes issues du Crétacé inférieur.

Par ailleurs, dans ce secteur des Baux et de Maussane, plusieurs forages implantés dans les aquifères karstiques du Crétacé sont actuellement exploités pour l'AEP et qui témoignent de la productivité de ces formations (illustration 10 ci-dessous) :

- le forage de Manville (09932X0189/S3), exploité à 50 m³/h, et qui capte l'Hauterivien à l'affleurement sur l'anticlinal de Manville ;
- le forage des Arcoules (09932X0182/C5), exploité à 100 m³/h, et qui capte l'Hauterivien affleurant sur l'anticlinal de Manville également ;
- cinq forages situés dans le synclinal des Baux et qui étaient auparavant utilisés pour exhaurer les eaux de la mine de bauxite sont exploités à des débits compris entre 40 et 80 m³/h (champ captant des Canonnettes). Ils exploitent l'aquifère du Crétacé supérieur à l'affleurement.

Enfin, sur le flanc nord du massif des Alpilles il n'existe pas de résurgence notable. Cependant, un drainage souterrain par les alluvions de bordure vers la Durance à Orgon au nord-est et vers

Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines

la plaine au nord-ouest parait envisageable, ce qui sera confirmé par l'analyse karstologique développé dans le paragraphe 3.3 de ce rapport.

D'après les données disponibles et la position des sources, l'écoulement global du massif des Alpilles se fait du nord vers le sud, mais localement, les écoulements sont orientés ainsi (Durozoy, 1972) :

- vers l'ouest ou le sud-ouest pour les Alpilles sensu stricto ;
- globalement nord-sud dans le synclinal des Baux (HYDROSOL, 2019) ;
- supposé vers le nord-est dans le secteur d'Orgon.

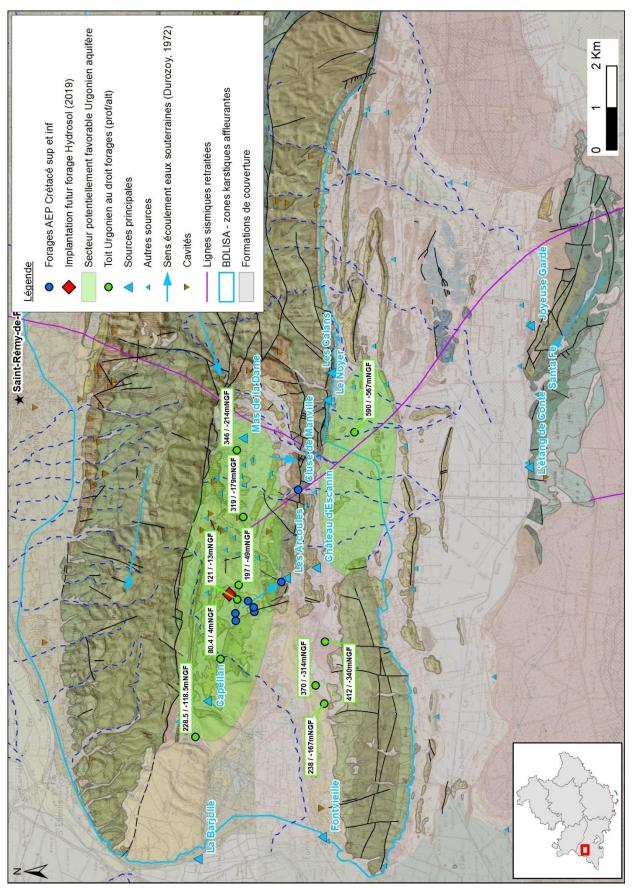


Illustration 10 : Carte hydrogéologique zoomée sur le versant sud du massif des Alpilles.

Par ailleurs, l'étude dite "Proven-Karsts" (Husson *et al.*, 2021), à travers une analyse des données disponibles propose des pistes pour l'identification d'une ressource profonde exploitable :

#### Entre Châteaurenard et Saint-Rémy-de-Provence : zone non favorable

Le potentiel aquifère des calcaires urgoniens sous couverture dans le bassin de Saint-Rémy apparaît faible du fait du sens d'écoulement global des eaux du nord vers le sud et de la localisation des sources au sud du massif à proprement parler des Alpilles. Les Alpilles constituent vraisemblablement la zone de recharge principale des calcaires du Crétacé inférieur, ce qui vient profiter au secteur sud. Ceci a été confirmé par les quelques tentatives de reconnaissance par forages qui se sont révélées infructueuses.

#### Synclinal des Baux : zone favorable sous couverture

L'Hauterivien apparait comme une cible aquifère pertinente au sud du Chevauchement des Alpilles et fait actuellement l'objet de prospections dans le synclinal des Baux (Hydrosol, 2019 et Silvestre, 2020). Hydrosol (2019) signale des arrivées d'eau par le bas dans les forages qu'il a réalisés en 2005 et 2006 (09666X0157) laissant supposer l'existence d'un aquifère plus profond perfusant *per ascensum* les calcaires valdo-fuvéliens. Cet aquifère serait constitué des calcaires néocomiens sous-jacents (Hauterivien à Berriasien). Silvestre (2020) confirme cette configuration en la comparant à celle du bassin d'Aix-Gardanne où le Jurassique vient alimenter le Valdo-Fuvélien *per ascensum* (Dewandel *et al.*, 2017).

Un site d'implantation d'un forage de reconnaissance a été défini dans le secteur des Canonnettes au contact d'une faille pour reconnaître le potentiel aquifère des calcaires de l'Hauterivien sous couverture du Crétacé supérieur, mais les travaux n'ont pas été réalisés en date de la rédaction du présent rapport.

#### Synclinal de Maussane : zone potentiellement favorable sous couverture

Le synclinal de Maussane présente un contexte géologique comparable à celui des Baux. Les calcaires du Crétacé inférieur se trouvent sous couverture du Crétacé supérieur (et de l'Eocène). Leur profondeur est cependant plus importante et atteint 500 à 700 m de profondeur d'après le profil sismique SE13 réinterprété et d'après un sondage de recherche de minerai de Bauxite de Péchiney (09932X0032/S2). Sur ce dernier, un horizon de « schistes bauxitiques » de 1 m d'épaisseur est signalé à 578 m de profondeur et le toit de l'Urgonien à 590 m de profondeur. Bien que cette description soit un peu évasive sur la présence effective de bauxite et donc sur l'indice qu'elle constitue quant au processus de karstification, elle laisse supposer que c'est une réalité. Il apparaît donc possible que les calcaires urgoniens sous-jacents aient pu être karstifiés.

#### Critères favorables de ce potentiel aquifère :

- Potentiel de karstification du Crétacé inférieur élevé ;
- Connexion très probable entre les calcaires affleurants de la chaîne des Alpilles constituant la zone de recharge, avec les calcaires du Crétacé inférieur sous couverture du Crétacé supérieur;
- Réservoir sous couverture du Crétacé supérieur (voire du Tertiaire);
- Profondeur du toit du Crétacé inférieur relativement peu élevée (200 m dans le secteur des Canonnettes, mais au moins 500 dans le synclinal de Maussane);
- Venues d'eau « par le bas » signalées dans le fond de forages dans le secteur des Canonnettes.

Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines

#### Critères défavorables :

Superficie de recharge relativement faible car limitée à la chaîne des Alpilles.

Restaient des interrogations à lever à l'issue de l'étude Proven-Karsts, qui vont l'être partiellement suite à la présente étude :

- La karstification du Crétacé inférieur sous couverture : les réseaux karstiques, s'ils existent, sont-ils colmatés ? la réponse ne pourra être apportée que par la réalisation de sondages de reconnaissance.
- Le bilan hydrologique des exutoires connus situés au sud des Alpilles est-il équilibré vis-à-vis de la recharge théorique à partir des affleurements de Crétacé inférieur de la chaîne des Alpilles? Un bilan déficitaire serait un indice positif d'une ressource en eau profonde faiblement connectée aux hydrosystèmes de surface (bilan prévu dans le cadre de l'étude en cours du BRGM sur les Alpilles);
- Déterminer la qualité de l'eau du réservoir du Crétacé inférieur (y a-t-il une influence des éléments indésirables de la bauxite ?);
- Déterminer l'origine des eaux et préciser leurs âges et les modes de recharge.

# 3. Caractérisation du massif des Alpilles en termes de réservoirs

#### 3.1. ARCHITECTURE SÉDIMENTAIRE

Dans une optique réservoir, le travail de caractérisation des architectures sédimentaires vise à comprendre les relations entre les différentes unités sédimentaires et les caractéristiques réservoirs de chacune d'entre elles.

Il s'agit donc ici de simplifier la géologie (Planche 1, en annexe 2) en respectant en tout premier lieu les grandes discontinuités, susceptibles de mettre en contact des réservoirs, et les surfaces marquant des maximas d'argilosité qui auront pour effet de séparer les différents réservoirs. À l'intérieur de ces unités, il s'agit de procéder à des regroupements, d'abord sur des affinités de faciès (schématiquement contrôlés par la lithologie et la texture) et réservoir, en identifiant le type de porosité efficace<sup>2</sup> : matricielle, fissurale, de dissolution (karst).

#### 3.1.1. Limites majeures : discordances Crétacé et Miocène

La première discontinuité d'importance majeure est marquée par les Bauxites (ou surface des bauxites). Ces dernières, supposées d'âge Albien (cf. § 2.1.1 ci-dessus) scellent une érosion affectant le barrémien et l'Hauterivien supérieur. Elles sont surmontées par le Campanien ce qui implique par endroit une mise en contact des réservoirs urgoniens<sup>3</sup> et valdo-fuvéliens<sup>4</sup>. Les bauxites sont donc encadrées par des lacunes temporelles significatives.

Les dépôts Miocènes (Burdigalien et "Vindobonien<sup>5</sup>") se déposent en discordance sur les terrains du Crétacé aussi bien supérieur (synclinal de Maussane) qu'inférieur (Massif de l'Anelier). Là encore, ils scellent une discontinuité importante et sont en continuité avec les réservoirs potentiels du Crétacé supérieur, en particulier dans le secteur des Baux-de-Provence, où ils sont relativement peu affectés par le chevauchement des Alpilles. En revanche, ces séries Miocènes sont particulièrement déformées dans le secteur d'Aureille où elles sont totalement verticalisées.

#### 3.1.2. Grandes unités géologiques : description du log synthétique

#### Le Jurassique et Berriasien carbonaté

Les séries carbonatées les plus anciennes dans le secteur d'étude sont d'âges oxfordiennes. Elles correspondent à des dolomies en bancs massives qui se développent jusque dans le Tithonien (Planche 2 en annexe 2). Lorsque les faciès ne sont pas dolomitisés, ils correspondent

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> La "porosité efficace" ou "porosité ouverte" : part de la porosité totale permettant la circulation de l'eau libre, grandeur jouant un rôle éminent dans l'estimation de la perméabilité.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> L'Urgonien est un faciès Provençal et subalpin typique, constitué de bioherms à rudistes. Il voit son climax de développement au Barrémien.

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Valdonnien et Fuvélien sont les dénominations de sous-étages obsolètes qui correspondent respectivement au Campanien inférieur et au Campanien moyen.

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Le Vindobonien est la dénomination obsolète regroupant plusieurs étages stratigraphiques (Langhien-Serravallien-Tortonien).

à des calcaires gris sombre en petits bancs (texture mudstone) pauvres en faune. Ils semblent relativement épargnés par l'intense fracturation qui affecte les séries sus-jacentes.

Ils sont surmontés par des calcaires tithoniens souvent dolomitisés, de couleur plus claire, à texture mudstone également, mais en bancs beaucoup plus massifs (faciès Tithonien). Ils sont lardés de veines de calcite et intensément fracturés (Planche 2 en annexe 2).

Dans le Massif de l'Anelier, tout comme dans les Opies, ces séries jurassiques sont affectées par une intense tectonique cassante et plicative, ce qui explique les très nombreuses veines de calcite et la texture parfois bréchique (brèches hydrauliques) observée notamment dans le secteur sud de l'Anelier. La limite Jurassique-Crétacé se marque dans le Berriasien basal par des calcaires argileux en plaquettes, mais cette assise est trop fine pour représenter un aquitard conséquent. Viennent au-dessus des calcaires crème en petits bancs, à texture mudstone-wackstone. Tout comme les carbonates jurassiques, ces calcaires sont parfois dolomitisés et sont très intensément fracturés.

#### Le Néocomien argileux

Le Berriasien, en dépit de son caractère franchement calcaire, marque un approfondissement de la plateforme carbonatée qui s'accélère au cours du Valanginien et Hauterivien avec un très net enrichissement en argiles. Les faciès oscillent entre des calcaires argileux et des alternances marno-calcaires. Les calcaires sont de texture mudstone et présentent un débit en petits bancs. Cette importante unité à forte composante argileuse atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et constitue l'aquitard majeur des Alpilles.

#### Progradation Hauterivienne- Barrémienne : installation des faciès urgoniens

Une première unité calcaire (Hauterivien supérieur) marque une première phase de progradation (diminution de la bathymétrie du milieu de dépôt) attesté par une forte diminution de la fraction argileuse. Les calcaires se présentent sous la forme de petits bancs grisâtres à jaunâtres, à texture mudstone (illustration 11 ci-dessous). Ils deviennent plus clairs à mesure qu'on remonte la série (n3c2, notation de la feuille au 1/50 000 de Châteaurenard), bien que toujours appauvris en faune. Si ces deux formations sont cartographiquement distinguées, en pratique elles peuvent être regroupées au vu du caractère compact et très micritique de ces faciès (Planche 1 en annexe 2). Ce premier ensemble est assez épais puisqu'il semble dépasser les 400 m d'épaisseur.





Illustration 11 : Faciès typiques de l'Hauterivien carbonaté. A) formation des calcaires bicolores (n3c1), calcaires en petits bancs gris-jaunâtre. B) Formation des Calcaires compacts (n3c2), faciès beaucoup plus clairs.

Une passée plus argileuse déconnecte cette première masse carbonatée de l'imposante série Urgonienne (Planche 1 en annexe 2). Celle-ci se manifeste par des calcaires à lits argileux et en un débit en boule. Ces faciès (illustration 13 ci-dessous), assez facilement identifiables sont par ailleurs très riches en oursins, et moules d'Inocerames (bivalves) et s'empilent sur une centaine de mètres. Des échanges au travers de ces calcaires argileux (considérés comme aquitards pour l'instant) ne sont pas à exclure, tant ces derniers sont par endroit très fracturés.

L'installation des faciès urgoniens sensu largo (Planche 1 en annexe 2) est précédée par le développement de faciès similaires au calcaires à boules mais s'enrichissant très nettement en gros silex blancs. La texture de ces calcaires reste relativement compacte (mudstone), mais elle évolue verticalement vers des faciès beaucoup plus bioclastiques (débris de bryozoaires...) à texture wackstone-packstone.



Illustration 12 : Faciès type des calcaires argileux à débit en boules. A) Miches à moule d'inocérames. B) Mudstone à tests d'oursins.

Les premiers vrais termes urgoniens correspondent aux calcarénites bioclastiques qui arment le Mont Gaussier et Le Rocher des deux trous. Ces faciès (Planche 3 en annexe 2) se développent sur près de 200 m d'épaisseur. Dans l'Est de la zone d'étude (Plan d'Orgon) se mettent en place des faciès beaucoup plus crayeux à rudistes (requinidiés) et coraux qui constituent le faciès "Urgonien" sensu stricto (Planche 3 en annexe 2). L'ensemble "Urgonien" (s.l.) représente une série très épaisse qui dépasse au total les 400 m (Planche 1 en annexe 2), mais qui est bien souvent en partie tronquée, en lien avec la phase d'érosion et d'altération bauxitique (voir § 2.1 ci-dessus).

#### Bauxites

La mise en place des bauxites (surface de bauxites) se fait sur un substratum affecté par une intense phase d'érosion comme en atteste l'âge des terrains affectés : Barrémien jusqu'au calcaires bicolores de l'Hauterivien. L'ampleur de cette érosion est donc très importante puisque ce sont parfois jusqu'à 700 m de séries qui ont été décapées. Les faciès bauxitiques seront abordés dans la partie « altération » et nous n'insisterons ici que sur le rôle d'écran que joue la formation bauxitique, déconnectant les réservoirs du Crétacé inférieur et Crétacé supérieur.

#### Campanien, scellement des bauxites et tectonique Pyrénéo-Provençale

Les bauxites sont partout scellées par les calcaires lacustres du Valdo-Fuvélien (Campanien inférieur à moyen). Ils forment une barre calcaire d'épaisseur comprise entre 50 et 100 m, et les sondages au front des Alpilles indiquent une épaisseur maximum de 150 m. Les faciès (Planche 4 en annexe 2) correspondent à des wackstone-packstone graveleux à ostracodes et gastéropodes.

À noter qu'à la base des calcaires, une séquence « *transgressive* » témoigne du remaniement du profil d'altération puisque des clastes de ce dernier sont emballés dans les carbonates (Planche 4 en annexe 2). Les calcaires campaniens sont de couleur plutôt claire (beige-crème à blanchâtres) et en gros bancs massifs. Ils présentent parfois une texture légèrement crayeuse probablement liée à un contenu argileux, et ils sont particulièrement fracturés. Verticalement, ils s'enrichissent en marnes claires à jaunâtres qui les rendent difficilement distinguables des faciès du Bégudien<sup>6</sup>.

Les calcaires sont surmontés par le Bégudien beaucoup plus argilo-carbonaté dans l'ensemble (Planche 4 en annexe 2). À noter cependant l'existence au front des Alpilles et du Massif de l'Anelier de dépôts conglomératiques (Planche 4 en annexe 2) dont l'épaisseur est difficilement appréhendable. Ils ne sont constitués que de galets de carbonates gris d'origine locale (mudstone rappelant le Crétacé inférieur) à texture sub-jointive et matrice calcaire. Clastes et matrice sont parfois très rubéfiés dans l'Anelier, et ces dépôts sont scellés par le Miocène (dépourvu de phénomène d'oxydation) ce qui laisse supposer qu'une phase d'altération Paléocène-Eocène a affecté le Bégudien.

La paléogéographie identifiée et cartographiée au 1/50 000, ainsi que les coupes sériées montrent un dispositif syntectonique : mise en place de conglomérats sur les massifs émergents (Alpilles, Anelier), ces derniers contrôlant une subsidence plus importante dans les synclinaux et le développement d'un système lacustre. Ce dispositif est important car il implique un caractère plutôt aquitard des séries du Bégudien au centre des synclinaux alors qu'en périphérie la présence des faciès conglomératiques à carbonatés sont réservoirs et peuvent potentiellement mettre en contact le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur.

#### Rognacien et Eocène argilo-carbonaté, continentalisation des Alpilles

Si le Campanien représentait déjà un milieu lacustre, le Maastrichtien voit se développer un environnement plus fluviatile caractérisé par une épaisse série de marnes versicolores entrecoupées de bancs gréseux voire conglomératiques (illustration 13 ci-dessous).

Relativement épaisse dans les synclinaux (plus de 200 m) les marnes sont surmontées par une barre calcaire relativement similaire aux carbonates du Valdo-Fuvélien. Ces calcaires graveleux à ostracodes et gastéropodes sont totalement hachés par la fracturation dans le synclinal de

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> Le Bégudien est un sous-étage local attribué au Campanien supérieur continental.

Mouriès (illustration 13 ci-dessous) et présentent une texture bréchique probablement synsédimentaire (brèche d'émersion). Ils sont également particulièrement affectés par des processus de corrosion les rendant particulièrement abrasif. Un point important à souligner est l'existence d'une multitude de paléokarst qui affecte le Rognacien (illustration 13 ci-dessous), voir § 3.2 ci-dessous. Cartographiquement les calcaires sont surmontés par un cortège argileux qui « marquent » les combes dans les synclinaux. Ces argiles, peu épaisses, seraient Maastrichtiennes à Paléocène (Vitrollien<sup>7</sup>).

Un point d'attention concerne les dépôts supposés de l'Eocène au front du Massif de l'Anelier : eM (calcaires et conglomérats à Microcodiums) et eB (brèches dolomitiques) sur la planche 5 en annexe 2. Tous deux ne contiennent que du matériel proche (Crétacé inférieur et Jurassique), et leur âge n'est pas calé.

Quoi qu'il en soit, le dispositif reste continental tout au cours de l'Eocène avec notamment le développement de calcaires lacustres d'âge Lutétien. Ils forment au même titre que le Rognacien calcaire une cuesta dans le synclinal de Mouriès et le bassin de Carpentras, au-dessus des argiles vitrolliennes. Cette barre calcaire présente beaucoup de faciès différents, depuis des mudstones à silex, jusqu'à des calcaires graveleux crayeux parfois très nodulaires. Elle est finalement surmontée par des marnes bariolées Bartoniennes qui tout comme le Vitrollien affleure très rarement.

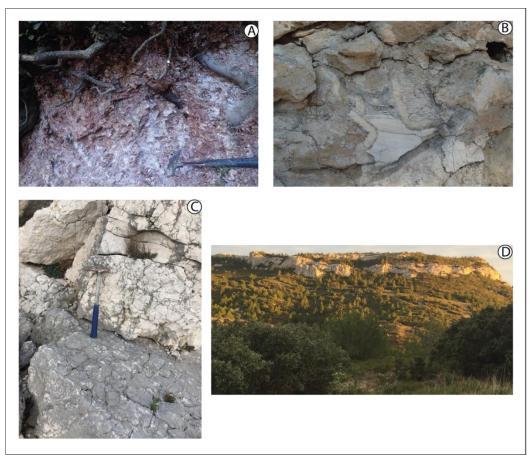


Illustration 13 : Faciès typique du Rognacien. A) Argiles marmorisées du Rognacien argileux (Mes de Maï). B) Paléokarst laminé dans la barre de Rognacien (Mes de Maï). C) Corrosion et fissuration de la

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> Le Vitrollien est un sous-étage local attribué au Paléocène continental.

barre de Rognacien (Synclinal de Mouriès). D) Barre de Rognacien surmontant les argiles marmorisées qui forment la pente douce (Les Calans).

#### Miocène, molasses et dernières déformations alpines

Le Miocène dans son entièreté présente une épaisseur relativement modeste, pour l'essentiel représenté par les calcarénites burdigaliennes de Saint-Rémy-de-Provence et des Baux-de-Provence où elles dépassent 50 m d'épaisseur. Elles se déposent dans un milieu marin attesté par les débris bioclastiques qui les constituent : bryozoaires, lamellibranches (Planche 6 en annexe 2), et elles sont structurées par de grandes stratifications obliques orientées plein sud. Ces grandes dunes se développaient en direction du sud depuis un littoral au nord, et ce conformément à la paléogéographie connue (transgression du sud vers le nord). Si elles paraissent assez homogènes au regard de leur épaisseur, dans le détail, elles admettent des passées plus marneuses dont l'épaisseur (2 m) est mineure leur confère un rôle minime dans le fonctionnement de l'aquifère.

Viennent ensuite une succession de formations dites "vindobondiennes", unitairement fines (20 m maximum) et à lithologie mixte : sables, marnes sableuses, calcaires gréseux (Planche 6 en annexe 2). Ces séries affleurent assez mal, en particulier les termes les plus argileux. Nous n'avons pu observer en détail que les formations des sables à Chlamys et conglomérat de Chabran (m2a4) et des calcarénites (m2a3, m2b).

Pour terminer, le Pliocène peu étudié dans le cadre du projet, est un ensemble de marnes bleues et de sables qui remplissent les paléovallées creusées au cours du Messinien. La dynamique de remplissage de ces rias implique un intérêt réservoir minime car les faciès sableux sont en très grande majorité séparés des réservoirs sous-jacents *via* le développement des épaisses séries de marnes bleues.

# 3.1.3. Apports des connaissances de l'architecture sédimentaire sur la caractérisation des réservoirs

Dans la suite de ce chapitre, on s'intéressera aux propriétés aquifères des roches, qu'on nomme également "propriétés réservoir". En effet leur lithologie leur confère le pouvoir de stocker et de laisser transiter des volumes plus ou moins important d'eau.

Les séries sédimentaires des Alpilles peuvent être regroupées en deux types de réservoirs aquifères, dominés chacun par un type de porosité<sup>8</sup> : (i) fissurale ou (ii) matricielle. Naturellement, les roches présentant une porosité matricielle ne sont pas dépourvues de fractures (cas de l'Urgonien) mais nous avons choisi de classer les formations selon le type de porosité qui contrôle très probablement au premier ordre les écoulements.

# Réservoirs dominés par les fractures

La porosité fissurale intervient bien souvent dans les formations relativement compactes très sujettes à la fracturation (Planches 7 et 8 en annexe 2). C'est le cas pour <u>les calcaires du Crétacé inférieur</u> (Hauterivien, symbole H), caractérisés par une texture de type *mudstone* (illustration 14 ci-dessous), aussi appelée micritique ou sublithographique (c'est-à-dire sans fossiles apparents, et constitués de grains invisibles à l'œil nu). Dans ces faciès, le faible contenu granulaire provoque l'absence d'une macroporosité, qui est la porosité efficace d'un point de vue hydrogéologique. À titre de comparaison, les mudstones du Valanginien-Hauterivien inférieur du

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> En fait, et pour être précis, il faudrait parler de "porosité efficace" comme cela a été expliqué plus haut, mais pour ne pas alourdir le discours, on parlera dans la suite de "porosité".

secteur de Saint-Paul-lès-Durance atteignent au maximum une porosité comprise entre 0 et 3 % et des diamètres d'entrée de pores de 0,015 µm (Bruna *et al.*, 2013). Toujours dans ce secteur durancien, seuls les importants mouvements verticaux pyrénéens et alpins ont généré de la porosité *via* l'ouverture des stylolithes précédemment générés. Au contraire, dans les Alpilles, peu de stylolithes ont été observés, ce qui exclut une nette augmentation de porosité *via* les stylolithes. *C'est donc essentiellement l'existence de fractures ouvertes qui va permettre la circulation d'eau*.

Original components not bound together at deposition				
Contains mud (particles of clay and fine silt size)			Lacks Mud	Original components bound together at deposition. Intergrown
Mud-supported		Grain-supported		skeletal material, lamination contrary to gravity, or cavities
Less than 10% Grains	More than 10% Grains			floored by sediment, roofed over by organic material but too large to be interstices
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone

Illustration 14 : Classification de Dunham (1962). Les calcaires y sont classifiés en fonction de leur contenu (bioclastes, ooïdes, etc.) et la présence de matrice. D'un point de vue réservoir, il faudra aller chercher les faciès à texture supportées-grains : packstone et grainstone. Un packstone est caractérisés par des « clasts » jointifs et l'espace intergranulaire rempli par de la micrite. À l'opposé, un grainstone ne continent pas de micrite, et voit donc son espace intergranulaire rempli par de l'air ou un ciment postérieur.

Dans le secteur d'étude, les principaux réservoirs fissuraux sont ainsi (i) les carbonates du Jurassique supérieur-Berriasien, (ii) les calcaires compacts de l'Hauterivien, (iii) les calcaires du Rognacien et pour terminer, (iv) les calcaires de l'Eocène (Planche 7 en annexe 2).

Les calcaires du Jurassique supérieur et/ou du Berriasien (symboles, J, Be ou J + Be) à texture compacte (mudstone à wackstone), sont en outre fréquemment dolomitisés, ce qui a pour effet d'engendrer une porosité secondaire. En effet, l'épigénèse dolomitique crée du vide, la dolomie occupant un volume plus faible que la calcite. Il existe donc dans les faciès dolomitisés une porosité bien meilleure que dans les calcaires de même âge.

#### Réservoirs dominés par la matrice

La porosité matricielle prédomine dans les faciès détritiques (sables et conglomérats) et dans les faciès carbonatés granulaires (grainstone) qui se comportent comme des sables avec une très forte porosité intergranulaire. Dans ces derniers, la préservation de la porosité intergranulaire est complexe car celle-ci est très fréquemment cimentée postérieurement au dépôt (illustration 14 cidessus). Elle est particulièrement bien préservée dans les dépôts granulaires miocènes et urgoniens, ce qui en fait d'excellents réservoirs matriciels.

Dans le secteur d'étude, ces observations concernent en particulier les dépôts burdigaliens des Baux-de-Provence (symbole T), ainsi que dans les calcarénites barrémiennes de Notre-Dame-de-Beauregard et dans la carrière d'Orgon à faciès urgonien (symbole B).

Concernant les faciès urgoniens, des travaux récents font état du lien entre le bombement Durancien et les processus météoriques qui affectent le bâti exondé sur la cimentation des faciès compacts vocontiens et la préservation de leur microporosité initiale (Godeau *et al.*, 2018). Ce phénomène expliquerait les très fortes porosités observées au niveau du Mont Gaussier.

Les séries burdigaliennes et urgoniennes représentent très probablement les meilleures corps réservoirs de tout le secteur d'étude. En revanche, en subsurface et plus spécifiquement dans les synclinaux de Mouriès et des Baux-de-Provence, les faciès urgoniens sont assez profonds, et c'est le Burdigalien qui présentera les meilleures propriétés à relativement faible profondeur.

#### **Aquitards**

Les couches considérées comme aquitards sont sans surprise les dépôts dominés par les argiles.

Dans le secteur d'étude, ils correspondent aux calcaires marneux, marnes du Crétacé inférieur (Valanginien - Hauterivien) ainsi qu'aux séries argileuses du Bégudien et Rognacien inférieur pour le Crétacé supérieur, et aux argiles du Vitrollien, Bartonien et Miocène pour le Cénozoïque.

De façon plus atypique, les calcaires valdo-fuvéliens semblent être peu aquifères comme en témoigne leur description hydrogéologique dans les notices, l'absence à l'affleurement d'indices de ruissellement et de karstification les affectant. Ils sont donc globalement considérés comme un aquitard. Cependant, au voisinage de structures tectoniques comme le chevauchement des Alpilles, une infiltration et productivité locale ne peut être exclue, au travers de fractures ouvertes.

## 3.2. STRUCTURATION TECTONIQUE DU MASSIF DES ALPILLES

Les paragraphes ci-dessous présentent le cadre structural régional et local des Alpilles *s.l.*, puis le schéma structural des Alpilles *s.s.*, les mesures de terrain et les coupes géologiques décrites en faciès (et succinctement en réservoir).

#### 3.2.1. Les Alpilles - cadre structural régional

Cette section reprend les écrits de la notice de la feuille au 1/250.000 de Marseille (1979) et de la thèse de Molliex (Molliex, 2009), mis à jour à la lumière des travaux de la présente étude.

La structure générale des Alpilles est celle d'un anticlinal dissymétrique sur rampe, déversé vers le sud, dont le flanc septentrional est constitué de calcaires néocomiens et barrémiens inclinés vers le nord (voir illustration 15 ci-dessous). Ces calcaires s'enfoncent sous les dépôts du Crétacé supérieur et de l'Eocène, puis sous les alluvions de la plaine de Châteaurenard.

Plusieurs discordances témoignent de la structuration polyphasée du chaînon des Alpilles :

- La discordance du Crétacé moyen est bien marquée, avec un développement important de bauxites (« surface des bauxites »), généralement sur les terrains de l'Hauterivien,

représentés par une série sédimentaire composée essentiellement de marno-calcaires de plus de 1000 m d'épaisseur.

- L'avant-pays est principalement constitué de terrains d'âge Crétacé supérieur à Eocène, montrant une structuration précoce (plissement) lors de la phase pyrénéo-provençale.
- Les dépôts miocènes sont transgressifs sur les séries sous-jacentes (formant le synclinal des Baux-de-Provence), très localement verticalisés (au sud d'Aureille), certainement en relation avec une déformation alpine tardive (faille de Maussane-Eyguières).

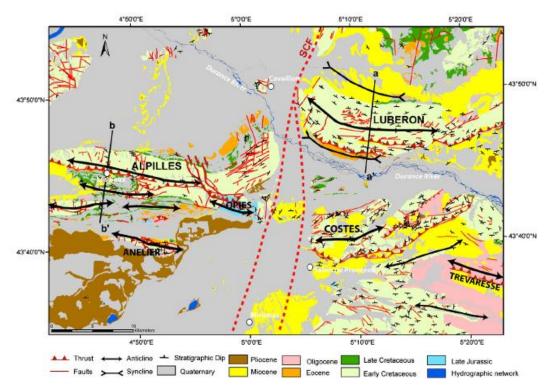


Illustration 15 : Schéma structural des Alpilles et du Lubéron (Molliex et al., 2011) ; SCF : faille de Salon-Cavaillon.

En première approche, les Alpilles se décomposent cartographiquement en deux unités structurales distinctes, qui sont séparées par un faisceau courbe de failles décrochantes dextres d'orientation moyenne NW-SE (zone décrochante d'Eygalières) qui se connecte vers le sud-est au système chevauchant E-W à vergence sud délimitant le sud du massif des Opies. La partie occidentale des Alpilles se présente sous la forme d'un anticlinal de rampe à vergence sud d'orientation N100°E affectant les calcaires marneux de l'Hauterivien. La partie orientale de la chaîne est constituée par un bloc monoclinal à pendage nord tronqué par une surface d'abrasion subhorizontale d'âge probablement tortonien (Molliex, 2009). Ce bloc est affecté par un réseau de failles orientées NE-SW (difficilement reconnaissable sur le terrain). Le massif des Opies est constitué de deux chevauchements majeurs qui mettent à l'affleurement des séries du Jurassique supérieur.

Au sud des Alpilles s.s., le synclinal crétacé supérieur et paléocène de Maussane s'étend de Paradou (ouest) à Aureille (est) ; il a été fortement déformé lors de la phase bartonienne et des plis isopaques affectent certains niveaux en dysharmonie sur le substratum néocomien (secteur plissé des Baumettes). Vers l'ouest, au sud du synclinal de Maussane, affleure l'anticlinal de Paradou à cœur Hauterivien, et de faible expression topographique. Comme l'anticlinal de Manville (situé quant à lui au nord du synclinal de Maussane), il est bordé par la formation bauxitique.

Structuralement plus au sud, la klippe de Mouriès est l'élément le plus avancé de l'unité chevauchante du massif de l'Anelier; tous deux constitués de séries du Jurassique supérieur et du Néocomien, ils témoignent de la mise en place de grands chevauchement à vergence nord, certainement profondément enracinés, et faisant face au chevauchement des Alpilles à vergence sud.

#### 3.2.2. Le schéma structural du secteur d'étude

Le schéma structural simplifié est compilé à partir des contours de la carte harmonisée au 1/50 000 du département des Bouches-du-Rhône (BRGM), complétés des observations menées sur le terrain.

Il permet de subdiviser la zone d'étude (massif des Alpilles s.l.) en trois sous-ensembles structuraux distincts (illustration 16 ci-dessous) :

- Un secteur Ouest délimité à sa bordure occidentale par la terminaison des Alpilles et à l'est par la terminaison est du synclinal des Baux-de-Provence. Il est en outre bordé au nord par une faille subméridienne. Ce secteur comprend les unités suivantes, du nord au sud : la série sédimentaire du Crétacé inférieur (Urgonien), le chevauchement des Alpilles à vergence sud, le synclinal des Baux-de-Provence, l'anticlinal de Manville, la faille de Maussane-Eyguières, le synclinal de Maussane, l'anticlinal de Paradou.
- Un secteur Central, délimité à l'ouest par le secteur occidental et à l'est par la zone décrochante d'Eygalières et la bordure sud du Massif des Opies. Ce secteur comprend les unités suivantes, du nord au sud : la zone décrochante d'Eygalières, la série sédimentaire du Crétacé inférieur (Urgonien), le chevauchement des Alpilles à vergence sud, la faille de Maussane-Eyguières, le secteur plissé des Baumettes, la klippe de Mouriès et le chevauchement de l'Anelier (tous deux impliquant des séries sédimentaires du Jurassique et du Crétacé inférieur).
- Un secteur Est, délimité à l'ouest par le secteur Central et à l'est par la faille de Salon-Cavaillon. Ce secteur comprend les unités suivantes, du nord au sud : la série sédimentaire du Crétacé inférieur (Urgonien), le chevauchement des Alpilles à vergence sud, le massif structuré jurassique des Opies (chevauchement à vergence nord), et la faille de Maussane-Eyguières.

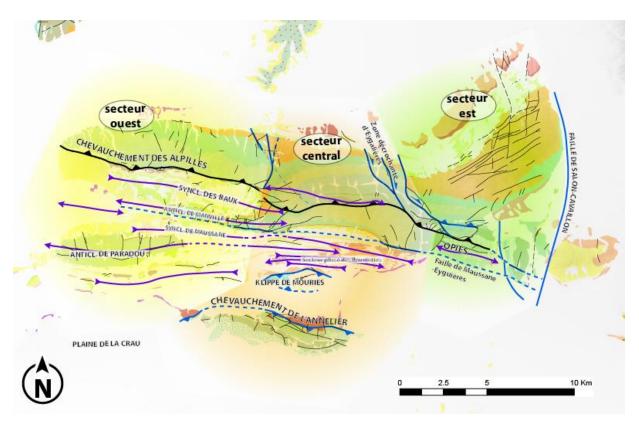


Illustration 16 : Schéma structural des Alpilles, avec les trois sous-ensembles structuraux A, B et C. En fond : carte géologique harmonisée au 1/50 000.

## 3.2.3. Les mesures structurales de terrain

La mission de terrain a permis entre autres de relever de nombreuses mesures structurales (illustrations 17 et 18 ci-dessous) :

- Orientation des plans de stratification des couches sédimentaires 180 mesures.
- Orientation des plans de fracturation (diaclases et failles) 66 mesures.

Sur l'ensemble du massif des Alpilles, la stratification est généralement peu pentée et orientée vers le nord, en particulier au nord du chevauchement des Alpilles dans les séries sédimentaires du Crétacé inférieur (Urgonien à tendance monoclinale). Les directions et pendages sont plus variés au sud du chevauchement, traduisant une géologie plus complexe (présences de plis et de failles). De manière générale la stratification est perturbée à proximité des accidents tectoniques (par exemple près du chevauchement frontal des Alpilles).

Toutes les lithologies riches en carbonates (les différents types de calcaires, dolomies) montrent une fracturation souvent bien développée (diaclases et rares failles avec une composante inverse ou décrochante); les lithologies sont parfois bréchiques (cataclases, fracturation hydraulique) et/ou silicifiées à proximité des failles (voir l'illustration 19 ci-dessous et la section 3.1.3 ci-dessus pour d'autres exemples de faciès fracturés).

La fracturation mesurée sur l'ensemble du secteur d'étude montre deux directions préférentielles N90-100 et N170-180 (plus une direction subsidiaire N120) ; ces directions sont similaires à celles mesurées dans la carrière d'Orgon par Lamarche *et al.*, (2012). Les relevés de terrain n'indiquent pas clairement des directions préférentielles de fractures ouvertes. Cette fracturation généralisée affectant les lithologies carbonatées favorise largement la porosité fissurale d'ensemble du massif

des Alpilles (cf. par ailleurs le § 3.1.3 ci-dessus). Toutes ces mesures structurales se sont révélées extrêmement utiles à la construction des coupes géologiques présentées dans le paragraphe suivant.

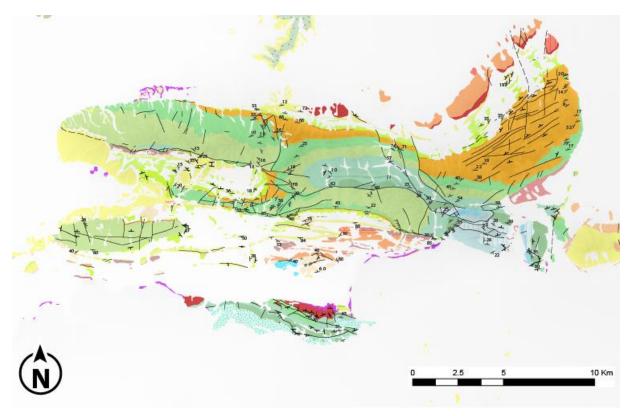


Illustration 17 : Mesures structurales relevées sur le terrain (en noir la stratification, en bleu les directions de fracturation) ; en fond : carte géologique harmonisée au 1/50000.

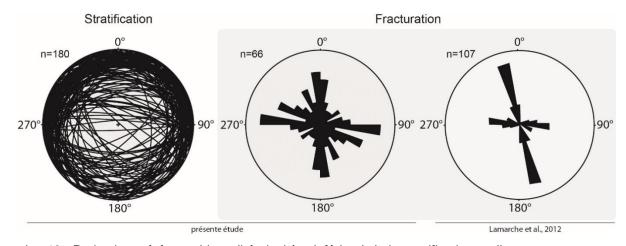


Illustration 18 : Projection stéréographique (hémisphère inférieur) de la stratification et diagrammes en rose de la fracturation (diaclases + failles) ; comparaison entre les données de la présente étude et celle de Lamarche et al. (2012).





Illustration 19 : fracturation des calcaires barrémiens (à gauche) - calcaires rognaciens bréchifiés, fracturés et silicifiés (à droite).

# 3.2.4. Les coupes géologiques

# Données d'entrée et méthodologie

Une coupe géologique a été réalisée pour chacun des trois secteurs (voir illustration 20 cidessous); ces trois coupes reprennent les éléments géologiques principaux identifiés dans chaque secteur : géométrie des unités lithostratigraphiques (selon la terminologie issue de l'étude sédimentologique, cf. § 3.1.2 ci-dessus), failles et chevauchements, anticlinaux et synclinaux.

Une coupe géologique représente la géologie en profondeur le long d'un tracé de coupe, matérialisé par une ligne sur la carte géologique (illustration 20 ci-dessous). De manière générale et plus particulièrement dans des zones géologiques complexes comme les Alpilles, une coupe géologique est d'autant plus réaliste (*i.e.* la géologie interprétée en profondeur est proche de la réalité) que la quantité et la qualité de l'information sur la géologie de subsurface est importante. Malheureusement, ce n'est pas le cas dans les Alpilles (quasi-absence de forages profonds), ce qui accroît les incertitudes sur la profondeur et la géométrie des ensembles sédimentaires.

Par ailleurs, dans les contextes tectoniques compressifs tel que les Alpilles, la prolongation des ensemble lithologiques et des structures tectoniques en profondeur dépend de choix sur la géométrie des chevauchements et des plis anticlinaux associés, et *in fine* des niveaux de décollements sollicités lors des déformations. Cinq niveaux de décollement potentiels ont été qualitativement identifiés sur la base de critères rhéologiques (contraste de comportement mécanique entre les calcaires et les marnes), soit de bas en haut de la série sédimentaire: (1) les Terres Noires de l'Oxfordien, (2) la base du Berriasien (base n1), (3) la base du Valanginien (base n2a), (4) la base de l'Hauterivien (base n3b), (5) la base du n3c1 (intra-Hauterivien).

Les coupes géologiques ont été construites sur la base :

- De la carte harmonisée au 1/50000 du département des Bouches-du-Rhône;
- Des nombreux relevés effectués sur le terrain (type de roches, faciès sédimentaires, mesures structurales - pendage, fracturation). Les ensembles lithologiques représentés et leurs épaisseurs moyennes sont ceux issus de l'étude sédimentologique (Planche 2 en annexe 2).
- Les niveaux de décollement préférentiels énoncés précédemment.
- De coupes géologiques réalisées lors de travaux antérieurs ; 21 coupes ayant la particularité de recouper tout ou partie du secteur d'étude sont ainsi disponibles dans la littérature (voir annexe 3); réalisées pour des objectifs précis à des échelles variées, ces coupes constituent une source de connaissance importante. Certaines ne traversent qu'une portion des Alpilles, d'autres s'étendent loin de part et d'autre du massif, vers le nord ou vers le sud ; c'est le cas des coupes réalisées à partir de profils sismiques, qui ont l'avantage d'imager le sous-sol des Alpilles à grande profondeur (plusieurs kilomètres) et de bénéficier de (rares) forages profonds de calage absents sur la zone d'étude. Ces coupes donnent une idée « en grand » de la structure profonde des Alpilles.

Une autre coupe importante est celle réalisée par Molliex *et al.*, 2011 car c'est la seule coupe équilibrée disponible sur les Alpilles : elle apporte des contraintes fortes sur la géométrie du chevauchement des Alpilles, et la profondeur et la nature des niveaux de décollement utilisés lors de la déformation.

- De rares données de forages, comme déjà mentionné ci-dessus : 5 forages issus de la BSS (398 m de profondeur au maximum) ont permis d'identifier la Bauxite et son soubassement calcaire (voir annexe 4 pour leur description).

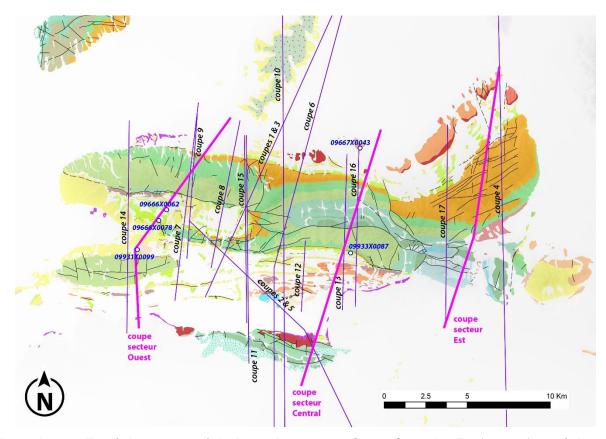


Illustration 20 : Tracé des coupes géologiques des secteurs Ouest, Central et Est (en rose); tracé des coupes géologiques disponibles dans la littérature (en violet, voir annexe 3) ; position des forages de calage (en bleu) ; en fond : carte géologique harmonisée des Bouches-du-Rhône au 1/50000.

# Description des coupes géologiques

Les trois coupes sont décrites du nord vers le sud ; l'accent est mis tout à la fois sur les traits structuraux caractéristiques (géométrie des séries sédimentaires, chevauchement, failles, plis), et les zones de plus grande incertitude (marquées par des « ? » sur les coupes des illustrations 21 à 26 ci-après). Le lecteur pourra se référer aux sections 3.1.1 et 3.1.2 ci-dessus pour le détail des faciès sédimentaires.

Les coupes habillées en faciès réservoirs (porosité matricielle vs fissurale, aquitard) sont aussi présentées et succinctement décrites (se référer à la section 3.1.3 ci-dessus pour le détail des découpages réservoirs, et à la section 3.2 ci-dessus et 3.3 ci-dessous pour leur description hydrogéologique en relation avec les épisodes de karstification).

## Coupe du secteur Ouest (illustrations 21 et 22 ci-dessous)

La coupe du secteur Ouest, d'une longueur de 14 km, débute à l'ouest de Saint-Rémy-de-Provence, traverse la chaîne des Alpilles, passe à l'ouest de Paradou et bifurque vers le sud jusqu'au nord du Canal de la Haute Crau. Elle image tout d'abord le massif des Alpilles (séries hauteriviennes et barrémiennes) à pendage monoclinal faible vers le nord, s'enfonçant vers le nord sous la plaine de Châteaurenard. La géométrie du chevauchement des Alpilles est reprise de Molliex et al. (2011); le rétrochevauchement vers le nord identifié par ces mêmes auteurs a été conservé. Il reste une incertitude sur l'épaisseur de la série barrémienne sous la surface des bauxites (surestimée ?), ainsi que sur la géométrie et l'épaisseurs du Crétacé inférieur à proximité du chevauchement (bourrage tectonique, dédoublement des séries?, ...). Plus au sud, le synclinal des Baux-de-Provence se développe entre les chevauchements des Alpilles et l'anticlinal de Manville. Il préserve les séries du Crétacé supérieur (Valdo-Fuvélien, Bégudien, Rognacien). La structure anticlinale de Manville, qui met à l'affleurement les séries barrémiennes, est certainement reliée à un chevauchement aveugle profond à vergence sud, cogénétique du chevauchement des Alpilles. L'anticlinal de Manville est découpé au sud par la faille tardive de Maussane-Eyquières, à composante normale vers le nord (décalage vers le bas des séries du Crétacé inférieur dans le compartiment nord). Cette faille recoupe la bordure nord du synclinal de Maussane, à cœur de Crétacé supérieur. Vers le sud, l'anticlinal de Paradou prend le relais du synclinal de Maussane en continuité structurale, mettant à l'affleurement les séries calcaires hauteriviennes. Tout comme l'anticlinal de Manville, il se développe en relation avec un chevauchement aveugle profond à vergence sud cogénétique du chevauchement des Alpilles ; en l'absence de tout donnée, la géométrie des séries sédimentaires au cœur de ces anticlinaux en profondeur est hautement hypothétique. La retombée de l'anticlinal de Paradou vers le sud se prolonge sous la plaine de la Crau, où les séries crétacées présentent un pendage subhorizontal. À noter que les séries jurassiques profondes sont indiquées de manière schématique.

Du point de vue réservoir, le chevauchement des Alpilles met en contact les aquitards du Valanginien-Hauterivien avec les séries aquifères des calcaires de l'Hauterivien supérieur et des calcarénites du Barrémien.

De part et d'autre du chevauchement, le toit des aquifères hauteriviens approche et dépasse parfois 1000 m de profondeur (au nord sous la plaine de Châteaurenard, au sud sous le synclinal des Baux-de-Provence). Par ailleurs, la faille de Maussane-Eyguières met d'une part en contact les aquifères barrémiens (au nord) et hauteriviens (au sud), et d'autre part l'aquifère hauterivien (au nord) et l'aquitard hauterivien moyen (au sud).

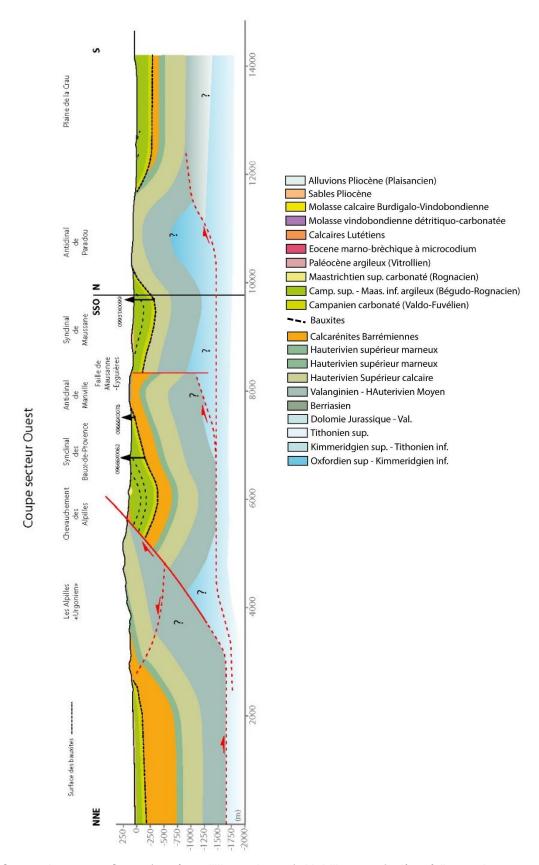


Illustration 21 : Coupe du secteur Ouest (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès sédimentaires.

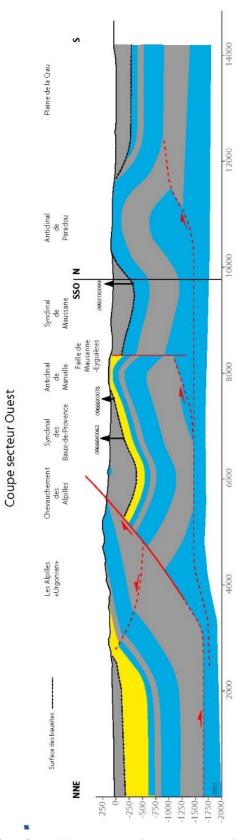


Illustration 22 : Coupe du secteur Ouest (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès réservoir (jaune : porosité matricielle ; bleu : porosité fissurale ; gris : aquitard).

# Coupe du secteur central (illustrations 23 et 24 ci-dessous)

Comme dans le secteur Ouest, la géométrie du chevauchement des Alpilles est adaptée de Molliex et al. (2011). La coupe du secteur Central, d'une longueur de 16 km, débute à l'ouest d'Eygalières, traverse la chaîne des Alpilles, passe à l'est de Mouriès et se termine au nord-est de Saint-Martin-de-Crau. Elle image tout d'abord la zone décrochante dextre d'Eygalières (d'origine tardi alpine) qui perturbe la géométrie de la série du Crétacé des Alpilles (variabilité des pendages). Vers le nord, sous la plaine de Châteaurenard, les pendages sont subhorizontaux. Le massif des Alpilles est ici constitué de toute la série marno-calcaire du Valanginien-Hauterivien (dont la géométrie en profondeur est hypothétique). Le chevauchement des Alpilles repose sur la série hauterivienne (marno-calcaire puis calcaire) à pendage faible vers le sud. Cette série est recoupée au sud par la faille de Maussane-Evquières à jeu normal vers le sud, bordant au nord le secteur plissé des Baumettes qui se caractérise par une succession de petits anticlinaux faillés et de synclinaux à cœur de Lutétien. La coupe se prolonge vers le sud jusqu'à l'unité chevauchante du massif de l'Anelier, en passant à l'est de la klippe de Mouriès (témoin le plus avancé de cette unité chevauchante). Contrairement au chevauchement des Alpilles, ces structures présentent une vergence nord, impliquant des séries sédimentaires calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (Berriasien - Valanginien). Il est à noter que les profondeurs et géométries des séries sédimentaires tertiaires et crétacées entre le secteur plissé des Baumettes et le massif de l'Anelier sont hypothétiques (recouvrement quaternaire, absence de données de subsurface) et que les séries jurassiques profondes sont indiquées de manière schématique.

Du point de vue réservoir, la zone décrochante d'Eygalières perturbe l'agencement habituel des aquifères-aquitards sur le versant nord des Alpilles (à comparer avec les coupes des secteurs Ouest et Est). Le toit des aquifères hauteriviens peut dépasser 700 m de profondeur sous la plaine de Châteaurenard. De même la faille de Maussane-Eyguières et le secteur plissé des Baumettes perturbent les géométries des aquifères et aquitards (perte de contact par décalage verticaux) ; dans ce secteur, le toit des aquifères hauteriviens est situé à 1000 m de profondeur.

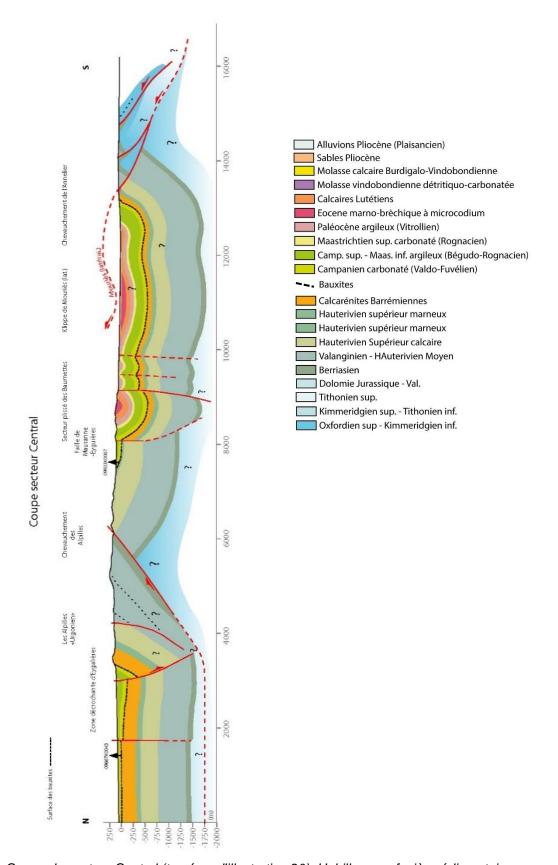


Illustration 23 : Coupe du secteur Central (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès sédimentaires.

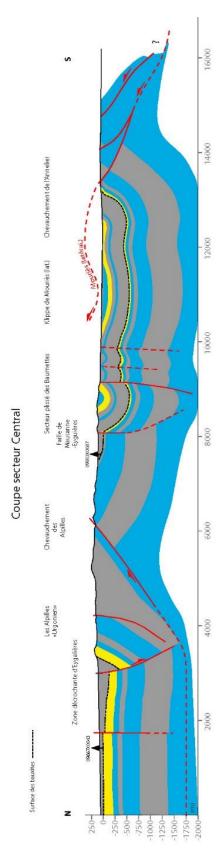


Illustration 24 : Coupe du secteur central (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès réservoir (jaune : porosité matricielle ; bleu : porosité fissurale ; gris : aquitard).

# Coupe du secteur Est (illustrations 25 et 26 ci-dessous)

La coupe du secteur Est, d'une longueur de 16 km, débute au nord d'Orgon et se termine au sudouest d'Evauières. Elle présente une géométrie simple au nord du chevauchement des Alpilles : toute la série sédimentaire du Jurassique supérieur et du Crétacé (jusqu'au faciès du Crétacé supérieur, en passant par les faciès de type « Urgonien » du Barrémien) présente un pendage peu penté vers le nord, quasiment horizontal sous la plaine de Châteaurenard. Des failles visibles sur la carte harmonisée, transverses à la série, sont positionnées sur la coupe (tiretés rouges). sans pour autant connaître leur véritable effet structural. Par opposition, le secteur au sud du chevauchement des Alpilles est structuralement plus complexe : ce dernier est représenté par l'unité chevauchante (vers le sud) des Opies, impliquant principalement les faciès du Jurassique supérieur (plusieurs écailles sont reconnues). Reste un problème de variation de l'épaisseur des séries marno-calcaires valanginiennes et hauteriviennes, non résolu à ce jour (présence d'un chevauchement aveugle, jeu décrochant sous-estimé?). De même il n'existe aucune donnée permettant de déterminer la nature des séries sous le massif chevauchant des Opies. Ce dernier est tronqué par la faille de Maussane-Eyquières, marquant la limite méridionale de la coupe : aucune donnée de subsurface ne permet d'interpréter la géologie pour les deux derniers kilomètres plus au sud.

Du point de vue réservoir, les aquifères calcaires hauteriviens (profondeur du toit supérieure à 1250 m) et barrémiens sont bien développés au nord du chevauchement des Alpilles. Les séries aquitardes du Crétacé inférieur, les chevauchements des Alpilles et le massif des Opies jouent certainement le rôle de barrière entre un secteur nord (plate-forme Urgonienne) et un secteur sud, non imagé ici.

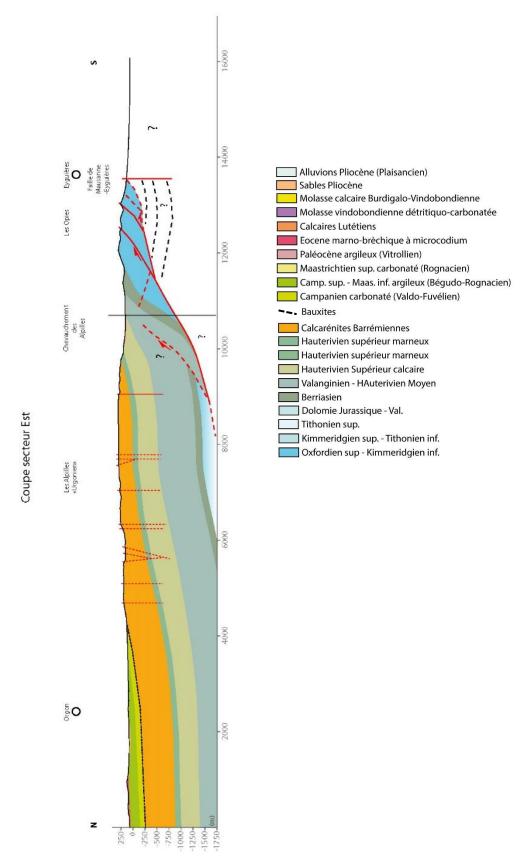


Illustration 25 : Coupe du secteur Est (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès sédimentaires.

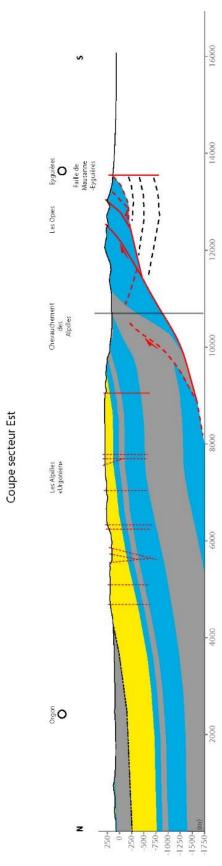


Illustration 26 : Coupe du secteur Est (tracé sur l'illustration 20). Habillage en faciès réservoir (jaune : porosité matricielle ; bleu : porosité fissurale ; gris : aquitard).

# 3.3. KARSTOGENÈSE

Afin de compléter l'étude structurale et sédimentaire, la karstification des différentes formations carbonatées a été étudiée pour affiner leurs propriétés réservoirs et estimer son impact à l'échelle du massif.

# 3.3.1. L'expression de la karstification

Dans le massif des Alpilles, toutes les formations calcaires ou dolomitiques à l'affleurement de type réservoir fissural ou matriciel présentent des indices de karstification.

Ces indices (i) témoignent que plusieurs types de karstification ont affecté ces différentes formations réservoir, et (ii) présentent plusieurs positions au sein d'un système karstique (karstification de surface vs souterraine) actuellement à l'affleurement (planches 9 à 13 en annexe 5).

## Les formes karstiques de surface

#### Lapiaz & cryptolapiaz

La cryptokarstification est le résultat d'un processus de crypto-altération lié au potentiel d'altération chimique des surfaces karstiques sous couverture (Renault, 1967; Nicod, 1975, 1994; Combes, 1978, 1990; Quinif *et al.*, 1997). La karstification sous couverture se définit par la superposition d'un front de lessivage et d'un front d'altération qui agissent comme un "double front d'action pédologique" (Millot, 1990). Cela provoque la formation de surfaces aplanies sur roches cohérentes. Dans le cas des calcaires, la dissolution se fait sous des couvertures sédimentaires perméables à semi-perméable mais non karstifiables (Courrèges, 1997; Dupuis, 1992; Quinif *et al.*, 1997; Salomon *et al.*, 1995). La disparition de matière par dissolution du toit des carbonates entraîne un enfouissement progressif de la couverture non karstifiable (illustration 27 ci-dessous). Les formes sous couverture sont largement visibles sur les terrains carbonatés et correspondent aux morphologies de type doline (relief en creux) et aux pinacles (relief en bosse) plus ou moins développées (illustration 27, photos B et C). L'échelle de temps pour former un karst sous couverture évolue d'une centaine de milliers d'années à plusieurs millions d'années.

Sur le terrain, nous avons pu identifier des formes épikarstiques de type karst nu et de type karst sous couverture. En karst nu, cela s'exprime par de très nombreuses diaclases qui recoupent la stratigraphie lorsqu'elle est subhorizontale ou par la dissolution des joints stratigraphiques dans les zones les plus verticalisées. Ces morphologies épikarstiques se retrouvent dans les formations jurassiques du massif des Opies (planche 9, photos A & B en annexe 5**Erreur! Source du renvoi introuvable.**), de l'Urgonien (illustration 27 ci-dessous), du Rognacien (planche 11, photo C en annexe 5), du Lutétien (planche 12, photo D en annexe 5) et du Miocène (planche 9, photos B&C en annexe 5). Les rares témoins sous couverture correspondent aux cryptolapiaz trouvés sous la bauxite. En effet, lorsque le substratum crétacé sous la bauxite est visible, il présente une morphologie en creux et bosses (planche 10, photo A en annexe 5), typique d'une karstification qui s'est produite sous couverture (cryptokarstification).

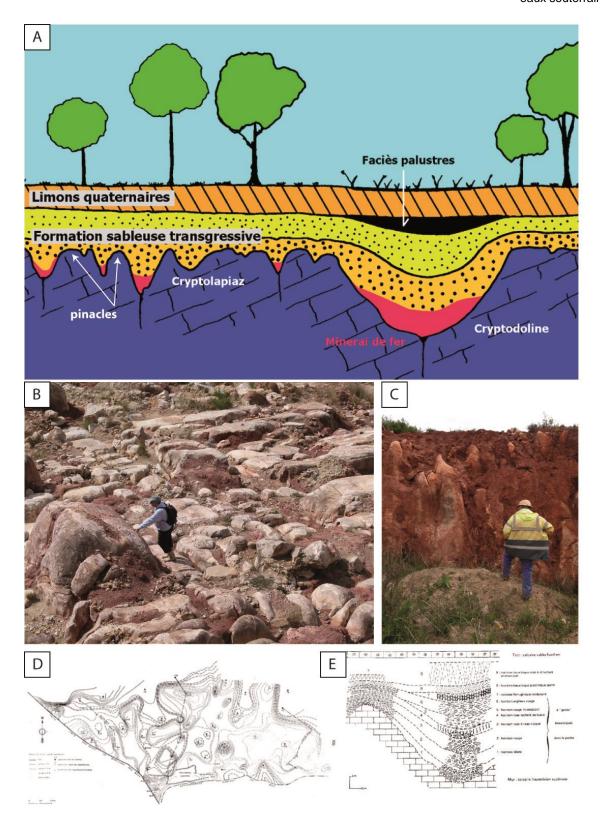


Illustration 27 : Les différentes morphologies obtenues par karstification sous couverture ou cryptokarstification.

A : coupe de principes au travers d'un cryptokarst. Le toit du calcaire est découpé en cryptolapiaz (à gauche) et cryptodoline (à droite) sous une couverture perméable. Sur cet exemple, l'altération de cette

couverture a libéré du fer qui a épigénisé le toit du calcaire en minerai de fer. La dépression formée par soutirage de la couverture dans la doline a permis de conserver des sédiments palustres érodés par ailleurs avant le recouvrement par des limons quaternaires.

B et C : Toit du jurassique sous la bauxite présentant un crypto-lapiaz calqué sur des plans de fractures orthogonales à la carrière de Villeveyrac (Hérault).

D : Carte de variations d'épaisseur de la couche de la bauxite du gisement des Canonnettes qui permet de visualiser la morphologie karstique sous-bauxitique (Guendon & Parron, 1983).

E : organisation schématique du profil bauxitique sur dôme et dans les dépressions karstiques au gisement des Fléchons (Guendon & Parron, 1983).

#### **Paléosurfaces**

Aucune doline ou poljé n'ont été recensés sur le massif, que ce soit sur le terrain ou grâce au Modèle Numérique de Terrain (MNT). Plusieurs paléosurfaces ont en revanche été identifiées.

Sur le terrain, on distingue des paléosurfaces basculées par la tectonique (en jaune et en rose, sur l'illustration 28 ci-dessous) et une surface horizontale, qui est la surface la plus élevée (en rouge sur l'illustration 28). Localement ces surfaces sont scellées par divers niveaux du Miocène inférieur à supérieur, mais lorsque celles-ci ne comportent aucun indice marin, leur origine reste plus spéculative.

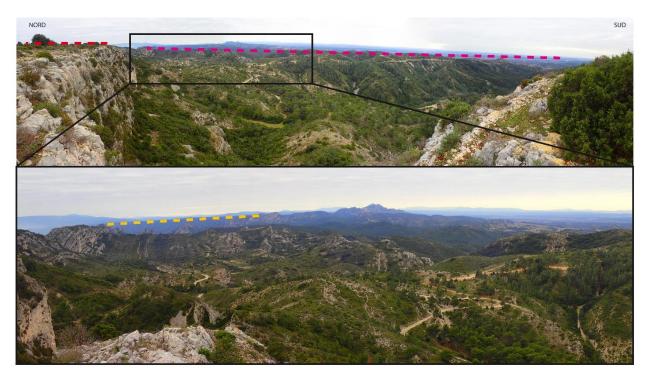


Illustration 28 : Panorama depuis la surface sommitale du plateau de la Caume vers l'Est. Depuis cette surface sommitale horizontale (en rouge), on domine une surface démantelée pentée vers le Sud au premier plan (en rose) et une surface pentée vers le Nord en arrière-plan (en jaune).

Concernant les paléosurfaces basculées, nous en distinguons deux principales :

- la plus visible affecte le bloc est et présente un léger pendage vers le Nord-Est (en jaune sur les illustrations 28 et 29),

- la deuxième affecte les blocs ouest et central mais l'érosion postérieure à l'élaboration de cette surface rend sa lecture plus compliquée. Elle présente une pente vers le Sud (en rose sur les illustrations 28 et 29) conforme à celui des formations burdigaliennes préservées dans le bloc ouest (les Baux-de-Provence, reliefs au Nord de Fontvieille comme le Mont de Valence sur la coupe 1 de l'illustration 29).

Dans le bloc central, on trouve au pied du flanc sud du relief des grès à petits galets quartzeux non cartographiés sur la carte géologique, mais qui correspondent au faciès du Burdigalien. Ces faciès reposent sur la paléosurface, ce qui suggère un aplanissement ante-Burdigalien, puis un scellement par les séries marines burdigaliennes (transgression burdigalienne *in* Besson, 2005), suivi d'un basculement lors de mouvements tectoniques alpins postérieurs, lors des passages Burdigalien-Langhien ou Serravallien-Tortonien (Besson, 2005).

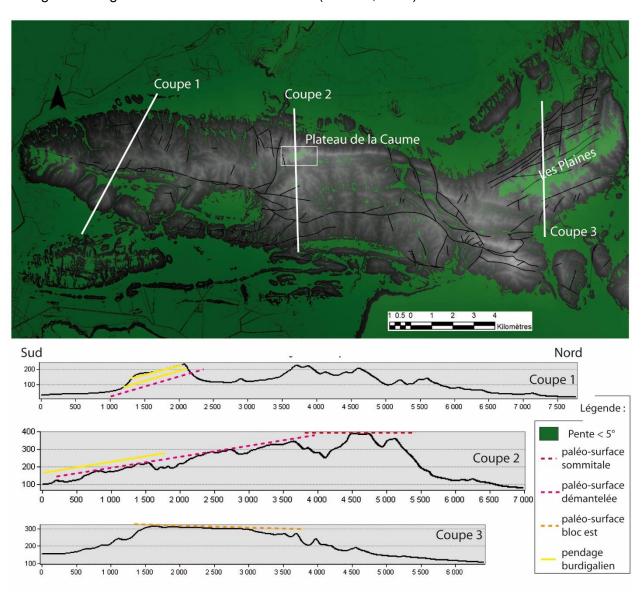


Illustration 29 : MNT des Alpilles sur lequel les pentes inférieures à 5° sont représentées en vert. Les paléosurfaces identifiables sur le MNT sont : la surface sommitale horizontale du plateau de la Caume (coupe 2) et la surface basculée vers le Nord du relief « les plaines » (coupe 3). La coupe 1 présente la paléosurface anteburdigalienne en cohérence avec le pendage des formations burdigalienne, qui apparait démantelé sur le coupe 2.

Nous proposons le même scénario pour l'élaboration de la paléosurface du bloc est, que les déformations alpines miocènes n'affectent pas de la même façon que le reste des Alpilles. En effet, la terminaison orientale de la crête des Alpilles subit une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre lors des déformations alpines miocènes (Molliex *et al.*, 2011) qui est sans doute à l'origine de son léger basculement vers le Nord. Ces paléosurfaces basculées pourraient donc correspondre à la surface d'aplanissement continentale majeure décrite précédemment (Nicod, 1967; Clauzon *et al.*, 1990), d'âge oligocène, qui va favoriser la transgression rapide de la mer miocène qui a ensuite été déformée par les mouvement alpins.

La plus haute paléosurface constitue le plateau de la Caume qui se trouve dans le bloc central des Alpilles (en rouge sur les illustrations 28 et 29, ainsi que sur l'illustration 30). Elle recoupe le pendage acquis lors des déformations tectoniques pyrénéo-provençales et ne semble pas basculée. Les formes les plus récentes sont généralement emboîtées dans les surfaces les plus anciennes. Mais dans ce cas, la surface sommitale n'étant pas basculée, il semblerait qu'elle soit post-basculement et donc la dernière à se former. Aucun indice marin n'a été recensé sur cette surface lapiazée (illustration 30), il est donc difficile de lui attribuer une origine avec certitude. D'après Besson (Besson, 2005), les Alpilles deviennent une zone haute constituant une barrière morphologique durant le Burdigalien terminal. Nous envisageons ainsi que cette paléosurface corresponde à une surface d'abrasion marine tortonienne, dernière transgression marine avant la crise messinienne.



Illustration 30 : à gauche : Vue sur le plateau de la Caume où l'on observe que la paléosurface sommitale horizontale recoupe le pendage des formations Urgoniennes. à droite : Sommet du plateau de la Caume qui présente un lapiaz sur sa surface rabotée.

#### Les vallons

Le massif des Alpilles est incisé par de nombreux vallons (illustration 31). L'âge de formation de ces vallons est forcément postérieur à l'élaboration des paléosurfaces qu'ils incisent, donc postérieur à l'Oligocène. Les paléosurfaces basculées sont majoritairement entaillées par des vallons dont les exutoires se trouvent au pied de ces surfaces, dans le sens du basculement. C'est le cas (illustration 31) pour les bassins versants sud (en rouge) et le versant Nord du bloc est (en vert), dont les vallons se sont développés suite aux basculement, dans le sens de la pente. Les vallons qui incisent le versant nord des blocs central et ouest (en bleu) et les vallons qui incisent le versant sud du bloc est (en vert) leur sont postérieurs suite à des captures plus récentes dont l'âge peut être Miocène à Plio-Quaternaire.

Au moment où elles se forment, les vallées en domaine karstique conditionnent la position des points les plus bas de la topographie et, dans le cas des karsts, le niveau de base local qui commande l'organisation des structures de drainage endokarstiques. Aujourd'hui, les vallons des Alpilles sont des vallées sèches ou qui présentent un fonctionnement intermittent.

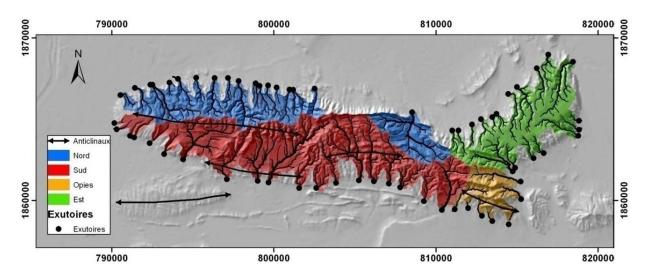


Illustration 31 : Représentation des vallons et des bassins versants topographiques du Massif des Alpilles (Molliex, 2009).

# Les formes karstiques souterraines

L'érosion a permis de faire affleurer des formes souterraines qui se sont structurées en profondeur, puis ont été amenées en surface par des mouvements tectoniques postérieurs.

#### Brèches et couloirs d'altération

Les couloirs d'altération sont les expressions géomorphologiques d'une spéléogenèse par fantômisation.

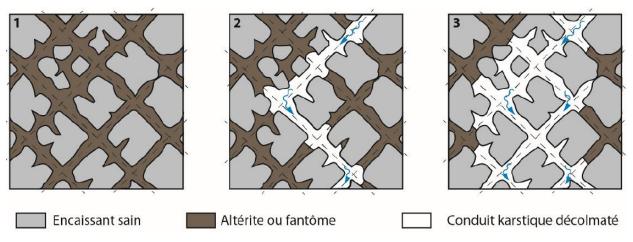


Illustration 32 : Plan schématique d'un pseudo-endokarst.

Tant qu'il n'y a pas assez d'énergie potentielle (courant), les circulations ne peuvent évacuer l'altérite (1). Puis, l'apparition d'un gradient hydraulique permet la mise en place d'une circulation et l'évidement des conduits par érosion régressive (2). Progressivement, le maillage tectonique sur lequel s'était calée l'altération se dessine et laisse apparaître un labyrinthe de galeries (3). Les parties trop éloignées des principales circulations resteront colmatées par le fantôme. L'altérite in-situ est ensuite évacuée par érosion mécanique lors de l'augmentation du gradient.

La fantômisation est un processus de spéléogenèse en deux temps avec (i) une dissolution préférentielle le long des discontinuités (joints stratigraphiques, fractures...) sans export de matière insoluble qui se fait dans des conditions de très faible gradient et (ii) l'évacuation de l'altérite (ou fantôme de roche) dans un second temps suite à la mise en place d'un gradient hydraulique (illustration 32 ci-dessus). La reconnaissance des phénomènes de fantômisation n'est pas toujours aisée, notamment lorsque les altérites ont disparu. Il reste néanmoins des morphologies typiques, comme les couloirs d'altération, des réseaux labyrinthiques qui peuvent être repris par l'érosion lorsque ceux-ci arrivent en surface et sont à l'origine de vallons en forme de baïonnettes.

Ce sont ces types de géométrie que l'on observe sur le massif des Alpilles, notamment sur le versant Nord où de nombreux vallons affectent les formations du Crétacé inférieur selon un réseau géométrique en baïonnettes.

Les brèches d'altérations karstiques sont associées aux phénomènes de karstification au sein du réservoir sous couverture voire même en lien avec les phénomènes de fantômisation. Elles sont présentes sur le terrain en grand nombre, affectant les formations du Berriasien (Planche 9, D&E en annexe 5), de l'Urgonien (Planche 6, photo G en annexe 5) et du Lutétien (planche 4, photo C en annexe 5). Sur le terrain, une partie de ces brèches se trouve partiellement colmatée par des sédiments, ce qui indique une transmissivité initiale importante, permettant le transit de fluides et de sédiments. Les brèches non colmatées possèdent des propriétés réservoirs très intéressantes.

Dans les vallons, ces brèches d'altération sont reprises par l'érosion et la gravité, provoquant l'effondrement et la remobilisation de ces éléments bréchiques (Planche 2, photo H en annexe 5).

## Cavités et réseaux spéléologiques

Concernant les manifestations spéléogénétiques, le massif des Alpilles est dominé par de petits réseaux faiblement développés et peu profonds (sources : BSS (<a href="http://infoterre.brgm.fr">http://infoterre.brgm.fr</a>) + base de données Karsteau (<a href="http://karsteau.org/karsteau/recherche/entree/recherche entree.php">http://karsteau.org/karsteau/recherche/entree/recherche entree.php</a>)). Ils sont recensés au sein des formations de l'Urgonien pour la grande majorité, du Jurassique concernant le massif des Opies et du Mont Menu (illustration 33 ci-dessous). Très peu de réseaux ont été répertoriés au sein du Rognacien et du Bégudien.

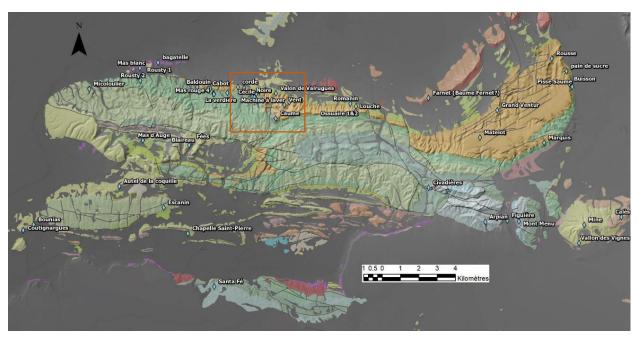


Illustration 33 : localisation des réseaux spéléogénétiques recensés dans les bases de données (BSS + Karsteau) du Massif des Alpilles sur fond de carte géologique harmonisée (voir légende dans la planche en annexe 2). Le cadre rouge correspondant à l'emprise de l'illustration suivante.

La majorité d'entre eux correspondent à des puits et galeries associées qu'on appelle « puitsméandres » qui correspondent aux morphologies karstiques qui se développent dans la zone d'infiltration (planche 10, A & B en annexe 5).

Sur le flanc septentrional des Alpilles au Sud de Saint-Rémy-de-Provence, il existe aussi un nombre significatif de galeries d'orientation E-O, perpendiculaires aux vallons N-S qui entaillent les formations de l'Urgonien. Ces galeries relient les vallons entre eux en traversant les interfluves de part en part, situées en position perchée par rapport au niveau actuel des vallons (planche 10, C, D, E en annexe 5 et illustration 34 ci-dessous). La relation perpendiculaire organisée entre ces réseaux et les vallons évoque une structuration du karst par fantômisation. Dans ce secteur septentrional, on observe que les vallons principaux se développent perpendiculairement aux vallons secondaires, calés sur les joints stratigraphiques. Les galeries se retrouvent en amont, dans l'axe de ces vallons secondaires (planche 10, C, D, E en annexe 5), ce qui indique que les vallons et ces réseaux se sont sans doute développés à partir de ces couloirs d'altération.

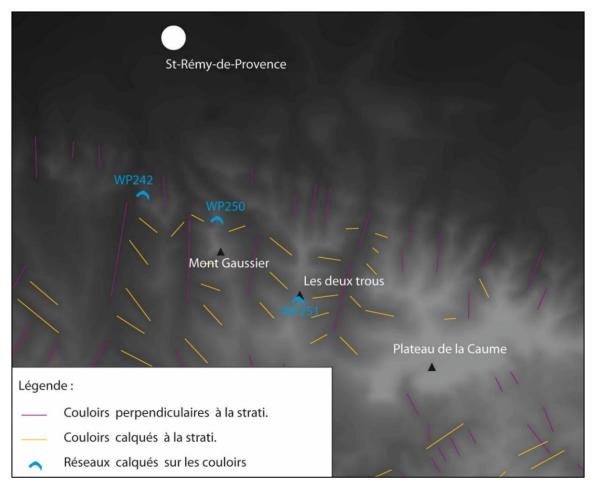


Illustration 34: MNT du flanc septentrional du secteur central des Alpilles, au Sud de Saint-Rémy-de-Provence. On observe que les vallons principaux, perpendiculaires à la stratigraphie sont sub parallèles et que les vallons secondaires sont calqués sur la stratigraphie. En amont de ces vallées secondaires se trouvent des galeries qui traversent le relief et relient les vallées secondaires de part et d'autre de l'interfluve. Nous avons pu en observer à trois endroits, correspondant au numéro WP (WP242 correspond à la photo D et WP250, à la photo C de la planche 10 en annexe 5.

#### **Paléokarsts**

Dans le massif des Alpilles, on trouve plusieurs paléokarsts au sein des formations carbonatées jurassiques et crétacées. Ces remplissages karstiques présentent fréquemment un faciès dit « à laminites » qui correspond à des sédiments rythmés transportés par des courants tractifs puis sédimentés dans un réseau de vides interconnectés. Ces vides connectés peuvent être des paléodrains ou des vides intrabréchiques (illustration 35 ci-dessous). Ils sont fréquemment déformés par la tectonique pyrénéenne. Ces paléokarsts affectent les séries de l'Urgonien (sites A, B et E), les calcaires du Rognacien (site C) et le Jurassique et le Berriasien des Opies (site D).

Le site A se situe sur le flanc septentrional des Alpilles, au Sud de Saint-Rémy-de-Provence. Dans ce secteur, des paléokarsts à laminites et des brèches affleurent en bord de route en fond de vallée (illustration 36, photos A & B). Les brèches karstiques (illustration 36, photos A & A') sont partiellement cimentées par une matrice de silts carbonatés orangés à ocres (riches en oxydes-hydroxydes). Le paléokarst à faciès de type laminite étant voisin (illustration 36, photos B & B'), il se trouve contenu dans la stratigraphie du Barrémien et basculé avec elle. Bien que

non échantillonné et non daté, le basculement de ce paléokarst indique une karstification et un remplissage antérieur à la mise en place du chevauchement des Alpilles.

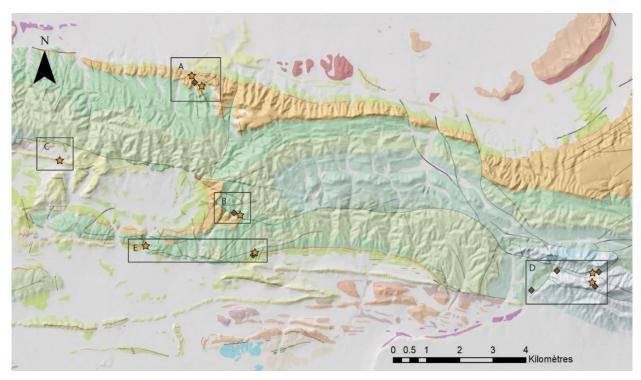


Illustration 35 : Localisation des paléokarsts à laminites (étoiles oranges) et brèches d'altération karstique (losanges marrons) trouvés sur le massif des Alpilles (liste non exhaustive).

Plus en altitude (à 230 m), sur le flanc est de cette vallée, au pied du relief du Mont Gaussier, un paléokarst à remplissage de silt ocre affectant les calcaires du Barrémien, a été échantillonné (illustration 36, photos C & C'). Il s'agit d'un remplissage marin composé d'une microsparite à échinodermes fortement recristallisée. Cet échantillon a fait l'objet d'une datation par nannofossiles ; il a livré *Ericsonia robusta* (NP8-NP9), *Bomolithus megastypus* (NP7-NP8), *Fasciculithus tympaniformis* (NP5-NP10), *Fasciculithus clinatus* (NP6-NP9), *Chiasmolithus bidens* (NP6-NP11), *Heliolithus kleinpellii* (NP6-NP8), *Ellipsolithus macellus, Coccolithus pelagicus, Toweius tovae, Toweius eminens, Sphenolithus moriformis*, lui donnant un âge Thanétien basal (Paléocène), ainsi que quelques nannofossiles du Crétacé supérieur remaniés.

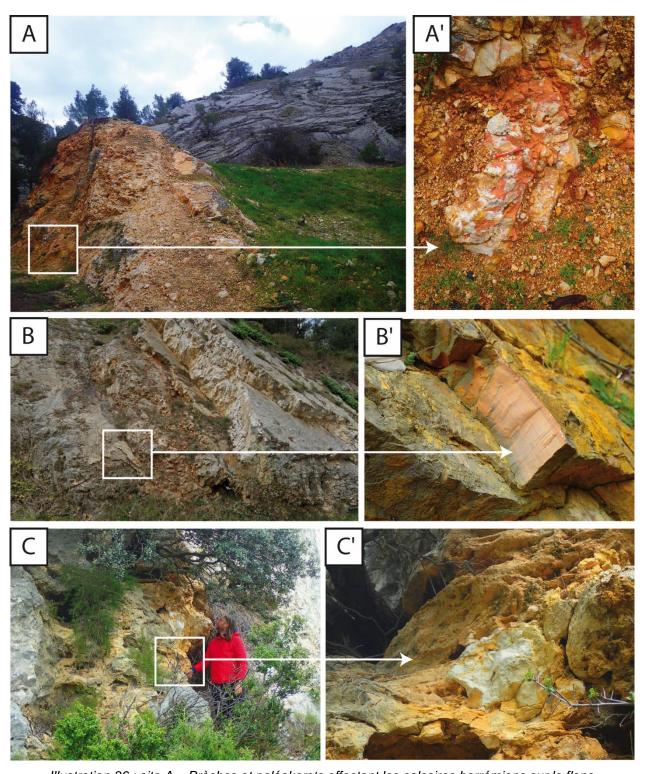


Illustration 36 : site A – Brèches et paléokarsts affectant les calcaires barrémiens sur le flanc septentrional des Alpilles. Photos A et A' : Brèches en fond de vallée partiellement indurées par une matrice de silt orange. Photos B et B' : paléokarst à laminite, basculé avec la stratigraphie. Photos C et C': paléokarst à remplissage marin remaniant des clastes de carbonates (Barrémien ?) au pied du Mont Gaussier. Un échantillon a été prélevé et étudié en lame mince.

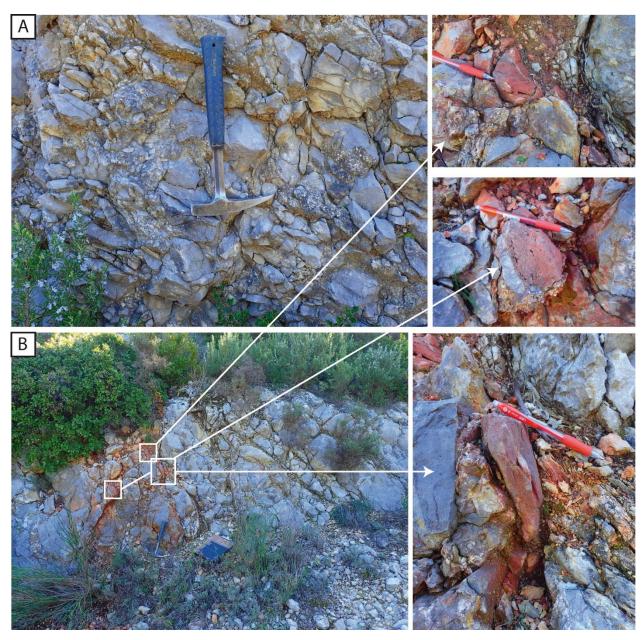


Illustration 37 : site B – Brèches et paléokarsts affectant les calcaires hauteriviens du massif des Alpilles. Photo A : Brèche d'altération karstique cimentée par de la calcite. Photo B : Brèche d'altération karstique partiellement cimentée par un remplissage karstique rouge à composante marine. Un échantillon a été prélevé et étudié en lame mince.

Le site B se trouve sur la partie ouest du bloc central de l'anticlinal des Alpilles dans les faciès de l'Hauterivien. Ce niveau est très souvent bréchifié dans le secteur. Sur le terrain on y distingue une bréchification due à la déformation à proximité des accidents tectoniques ainsi qu'une brèche de type d'altération karstique injectée de calcite sans déformations associées (illustration 37, photo A) ou cimentée par une matrice sédimentaire rougeâtre (illustration 37, photo B). Ces sédiments qui ont transité au sein de cette brèche forment une microsparite riche en grains de quartz et en oxydes-hydroxydes avec la présence de crinoïdes et d'échinodermes, témoins d'une origine marine. Cet échantillon a fait l'objet d'une datation par nannofossiles ; il a livré Heliolithus kleinpellii (NP6-NP8), Ellipsolithus macellus, Ericsonia subpertusa (Danian-Ypresian, NP3-NP9), Chiasmolithus consuetus, Fasciculithus involutus (NP5-NP10) Fasciculithus tympaniformis (NP5-NP10), Coccolithus pelagicus, Toweius tovae, Sphenolithus moriformis, lui donnant un âge

Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines

Sélandien supérieur-Thanétien basal (Paléocène), ainsi que quelques nannofossiles du Crétacé supérieur remaniés.

Le site C se situe à l'ouest des Baux-de-Provence, dans la barre carbonatée du Rognacien (illustration 38, photo A). Les calcaires sont affectés par de petites cavités pluri-centimétriques tapissées de calcite de type géodique, colmatées par un remplissage de type microsparite à sparite (illustration 38, photo B). La mise en place de ce type de paléokarst nécessite plusieurs variations du niveau de base et des conditions différentes à chaque stade :

- i) chute du niveau de base et mise en place d'un gradient hydraulique afin de dissoudre et créer les cavités au-dessus du niveau de base ;
- ii) remontée du niveau de base et ennoyage du massif pour permettre à la calcite géodique (ou calcite de blocage) de croître dans l'eau en l'absence de gradient hydraulique ;
- iii) chute du niveau de base pour permettre la réapparition d'un gradient hydraulique nécessaire au transit hydro-sédimentaire et au dépôt des laminites, voir l'illustration 38, photo C. Cet échantillon a fait l'objet d'un essai de datation par nannofossiles mais l'échantillon est azoïque et ne contient pas de coccolithes *in situ* ou remaniés.

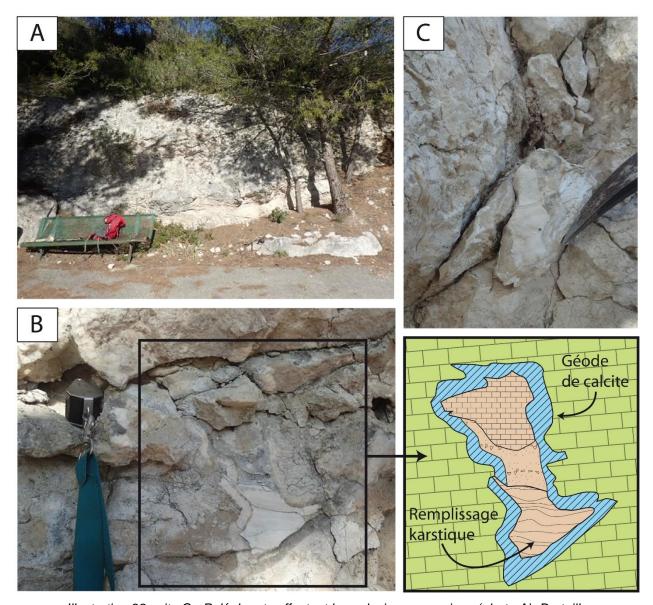


Illustration 38 : site C - Paléokarsts affectant les calcaires rognaciens (photo A). De taille pluricentimétrique, ils correspondent à des petites cavités tapissées de calcite en géode et colmatées par un remplissage carbonaté de type « laminite » (photo B). Un échantillon a été prélevé sur cet affleurement et étudié en lame mince (photo C).

Le site D se situe près du sommet des Opies à plus de 400 m d'altitude. Le Jurassique est fréquemment veiné par de la calcite et affecté par des paléokarsts à silt orangé-ocre qui incorporent des éléments de l'encaissant carbonaté de type remplissage karstique de brèche à support matriciel (illustration 39 - A, B). Ce paléokarst a été échantillonné et à fait l'objet d'une datation par nannofossiles. Il s'agit d'une sparite recristallisée, ayant livré *Chiasmolithus danicus* (NP3-NP6), *Ericsonia subpertusa* (Danian-Ypresian, NP3-NP9) *Fasciculithus involutus* (NP5-NP10) *Fasciculithus tympaniformis* (NP5-NP10), *Braarudosphaera bigelowii, Toweius tovae, Sphenolithus moriformis, Neochiastozygus perfectus* (NP4-NP6), *Coccolithus pelagicus*, lui donnant un âge Sélandien supérieur - Thanétien basal (Paléocène), ainsi que quelques nannofossiles du Crétacé supérieur remaniés.

On trouve aussi des petites cavités tapissées de calcite géodique et colmatées par ce remplissage de silts ocres (illustration 39, photo C), ainsi que des géodes remplies de mégacristaux (illustration 39, photo D). La présence de ces méga-cristaux interpelle car on les retrouve dans d'autres secteurs du côté de Châteauneuf-du-Pape et du bassin de Saint-Chaptes (dans le Gard). Pour le premier secteur, les méga-cristaux ont été trouvés dans une carrière affecté par plusieurs paléokarsts dont le remplissage a délivré de la faune marine paléocène. Pour le deuxième, les méga-cristaux ont été interprétés comme de la calcite de blocage et deux propositions ont été avancées pour attribuer un âge à ce phénomène (Camus, 2019) : (i) contemporain de l'épisode marin paléocène ou (ii) contemporain des phases transgressives du Miocène inférieur.



Illustration 39 : Site D – Brèches et paléokarsts affectant les calcaires jurassiques au sommet du massif des Opies. Photos A et B : Brèches karstiques à support matricielle de silt ocre. Photo C : paléo cavité tapissée de calcite géodique colmatée par un remplissage de silt ocre. Photo D : Méga cristaux de calcite.

Le site E, correspond à deux affleurements similaires par leur position, sur le flanc méridional de l'anticlinal de Manville et du bloc central des Alpilles, dans les faciès de l'Hauterivien sous la surface des bauxites. Les deux sites présentent une karstification scellée par le remplissage d'aramonite (bauxite remaniée).

 Le site sur l'anticlinal de Manville montre un redressement des couches de l'Hauterivien et une karstification qui se développe particulièrement le long des joints stratigraphiques. Cette karstification des discontinuités stratigraphiques est favorisée par la verticalité du pendage et la gravité qui guident les écoulements le long de celles-ci et le soutirage des aramonites. Ce paléokarst s'est donc formé pendant ou après la formation de l'anticlinal.

Le site sur le flanc sud du bloc central des Alpilles se trouve à proximité du gisement bauxitique des Trencades. La surface des bauxites est basculée vers le Sud, par la déformation de l'anticlinal sous laquelle les calcaires de l'Hauterivien sont constitués par une brèche d'altération karstique (illustration 40, photo B'). Ces brèches sont affectées par des diaclases verticales dans lesquelles les aramonites ont été piégées (illustration 40, photo B), ce qui témoigne une première karstification de type « bréchification karstique », puis une seconde karstification postérieure aux déformations, qui se développe verticalement au sein des brèches, scellée par le dépôt d'aramonite. Une surface d'érosion sub-plane recoupe l'ensemble qui est recouverte de gélifrats du Quaternaire (illustration 38, photo B).

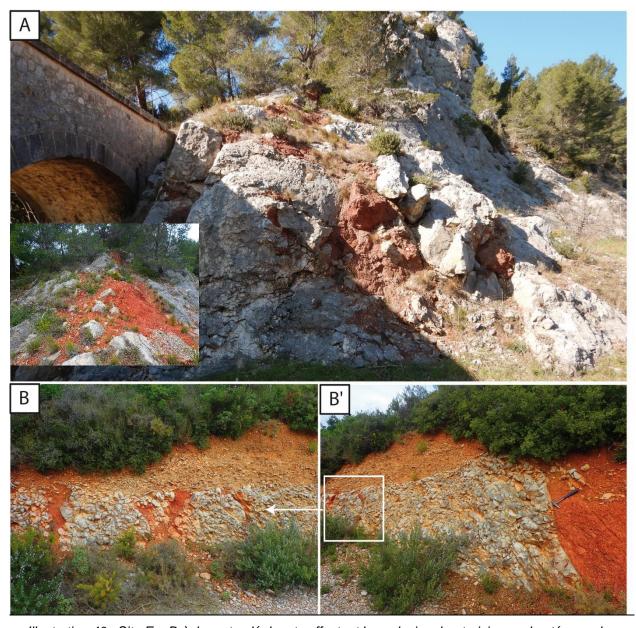


Illustration 40 : Site E – Brèches et paléokarsts affectant les calcaires hauteriviens colmatés par des aramonites. Photo A : Paléokarst à remplissage d'aramonite sur le flanc Sud de l'anticlinal de Manville. La karstification principalement calquée sur les joints stratigraphiques verticalisés et l'organisation du remplissage semblent indiquer que le dépôt de l'aramonite s'est fait après la structuration de l'anticlinal.

Photos B et B': L'hauterivien constituant de mur de la Bauxite au niveau du gisement des Trencades est fortement bréchifié (photo B'). Cette brèche d'altération karstique est affectée par des diaclases verticales remplies d'aramonite (photo B). Par-dessus on trouve les gélifrats du Quaternaire déposés en discordance sur une surface d'érosion postérieure à la mise en place du paléokarst à aramonite.

#### 3.3.2. Les différentes phases de karstification

#### L'épisode des bauxites

Situé à l'aplomb du bombement durancien, le massif des Alpilles conserve les témoins de l'émersion et de l'altération qui ont affecté cette zone au Crétacé inférieur. La bauxite (ou formation bauxitique) constitue un des principaux témoins. On la retrouve au sein de quatre bassins synclinaux de cœur crétacé supérieur (Lajoinie & Laville, 1979) : Mouriès, Fontvieille-Maussane, Les-Baux-de-Provence et Saint-Rémy-de-Provence (illustration 41 ci-dessous).

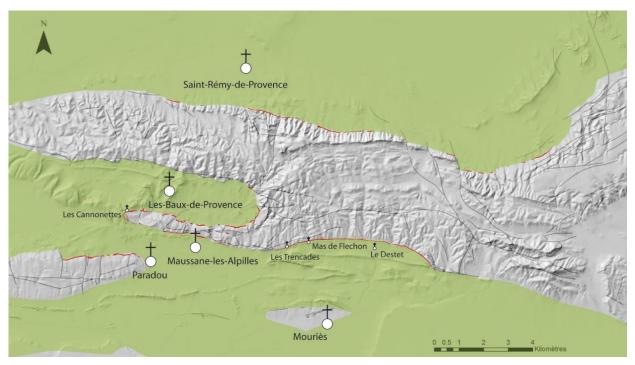


Illustration 41 : Carte localisant les affleurements de bauxite (en rouge), extraite de la carte harmonisée du BRGM et la couverture du Crétacé supérieur (en vert) conservée dans les bassins synclinaux du secteur des Alpilles.

La bauxite est une roche lithifiée qui contient des hydroxydes de fer ; elle est enrichie en hydroxydes d'alumine et appauvrie en silice. Cette formation est issue de l'altération d'une roche mère alumino-siliceuse (roche cristalline ou argileuse) qui produit une bauxite latéritique dite "bauxite autochtone" ou "bauxite primaire". On parle de "bauxites allochtones" ou "bauxites secondaires" lorsqu'elles sont préservées sur un substratum différent de leur roche mère (Combes, 1969 ; Combes, 1990). Les bauxites allochtones impliquent donc l'érosion d'une bauxite primaire, un transport et une sédimentation sur un substratum différent. C'est le cas des "bauxites karstiques", qui reposent sur un substratum carbonaté.

Les gisements de bauxite en Provence sont tous de types « bauxites karstiques » justifiant leur terme d'allochtone. Laville (1981) précise que leur roche-mère est voisine du fait de la faible résistance des hydrates d'alumine à de long transport et que la bauxite karstique subit une évolution postérieure au dépôts (parallochtonie relative).

L'exploitation du minerai a permis d'observer les différents faciès de cette formation bauxitique et d'étudier les relations de la bauxite avec son toit et son mur. Elle se trouve principalement sous forme de couches et composée de trois membres : un faciès siliceux supérieur, un faciès bauxitique médian (illustration 42, photo B) et un faciès siliceux inférieur (Lajoinie et Laville, 1979). Le faciès médian de texture fréquemment conglomératique constitué de pisolithes témoigne de l'allochtonie du matériel : de fins litages et granoclassements sont parfois visibles. Les faciès siliceux, inférieurs et supérieurs, sont liés à des évolutions diagénétiques post-dépôt de la formation bauxitique (illustration 42, photo B) en interaction avec le mur et le toit de la bauxite (Laville, 1981). En effet, elle repose sur un substratum déjà différencié de l'Hauterivien au Barrémien (faciès Urgonien) karstifié et est recouverte par un calcaire lacustre d'âge campanien (illustration 42, photo A).

Le massif des Alpilles présente plusieurs indices de cette évolution sous couverture. L'exploitation de la bauxite dans la carrière des Canonnettes a permis d'atteindre le substratum urgonien, dont le toit est affecté par des dépressions et des pinacles (illustration 42, photo C) provoquant des variations d'épaisseur de la couche bauxitique (illustration 27, photo D ci-avant). Au niveau du gisement des Trencades, les pinacles affleurent sous la bauxites (illustration 42, photo F). C'est qui avait déjà été décrit par Guendon & Parron (1983) au gisement des Fléchons (illustration 27, photo E ci-avant).

Ces morphologies témoignent de l'altération post-dépôt de la bauxite en lien avec cette phase de karstification. Le karst des bauxites est donc un karst formé en plusieurs temps, avec :

- i) le développement d'un lapiaz contemporain d'une surface d'érosion élaboré en domaine carbonaté appelée « surface des bauxites ». Le lapiaz se développe suivant les diaclases qui affectent la roche carbonatée lors du régime extensif associé à la formation du bombement Durancien ;
- ii) l'évolution de ce lapiaz sous couverture, après recouvrement par la bauxite allochtone, lors de l'altération de cette couverture. Cette cryptokarstification provoque la dissolution et l'élargissement des diaclases permettant le soutirage de la couverture en son sein, avant le scellement de la bauxite par les formations du Campanien, qui ne semblent pas être affectées par le soutirage karstique.

Si la bauxite n'est pas présente partout, on matérialise la discordance entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur comme la surface des bauxites. Si cette surface est relativement simple à suivre dans la zone des Alpilles, elle disparait au Nord, dans le bassin de Carpentras. En effet, sous le bassin de Carpentras, la bauxite n'est répertoriée ni à l'affleurement, ni en forage. Elle est encore visible dans la carrière d'Orgon associée aux morphologies karstiques sous couverture évoquées plus haut (illustration 43) mais elle disparait sous le bassin et le Tertiaire repose en discordance sur l'Urgonien. En bordure nord-est du bassin de Carpentras, sur les contreforts des monts de Vaucluse et au Nord de la faille de Nîmes, à la frontière avec le bassin de Valréas, on rencontre la transition albo-cénomanienne.

Sous la Crau, au Sud du massif de l'Anelier, la surface des bauxites a largement disparu aussi, suite aux déformations pyrénéo-provençales et oligo-aquitaniennes.

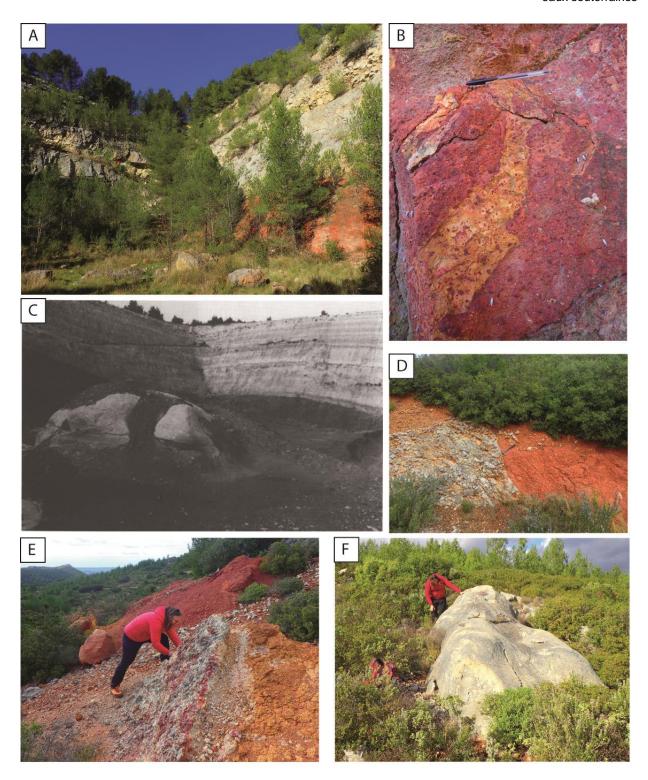


Illustration 42 : Photographies de différents gisements de Bauxites des Alpilles. Photo A : Situation actuelle de l'ancienne carrière des Canonnettes depuis l'aire des Baux-de-Provence. Photo B : faciès médian bauxitique à texture conglomératique pisolithique à oolithique témoignant l'allochtonie de ce niveau. Photo C : Photo J. L. Guendon (Fabre, 1983) de l'ancienne carrière des Canonnettes montrant un pinacle de calcaire urgonien pointant sous le recouvrement bauxitique, qui n'est plus visible aujourd'hui. On peut observer le haut d'un pinacle de calcaire hauterivien constituant le mur de la bauxite. Photo D : Contact entre la bauxite et les calcaires hauteriviens bréchifiés au niveau du gisement les Trencades (Aire de Maussane. Photo E : Faciès siliceux supérieur présentant un aspect bariolé dû à la

"déferrification" de la goethite et de l'hématite, gisement les Trencades. Photo F : Pinacle de carbonate hauterivien au mur de la bauxite, gisement les Trencades.





Illustration 43 : Carrière d'Orgon. À gauche : pinacles de l'Urgonien sous formation bauxitique remaniée (présence de silex). À droite : soutirage karstique de la formation bauxitique et d'argiles noires susjacentes.

### La structuration pyrénéo-provençale

Cette structuration se manifeste en deux temps, avec (i) des plissements contemporains des dépôts du Crétacé supérieur, puis (ii) une phase paroxysmale, avec la mise en place des chevauchements pyrénéo-provençaux au Bartonien (Eocène).

La première déformation pyrénéenne se marque dès le Campanien : les plis précoces voient le cœur des anticlinaux érodés comme en témoignent le remaniement et le dépôt des bauxites allochtones. Cette bauxite remaniée se retrouve sous forme de clastes au sein de niveaux conglomératiques correspondant niveau basal du Valdo-Fuvélien (illustration 44 ci-dessous) ou bien sous forme d'argile rouge brique à pisolithe de fer, appelée aramonite, en couche sédimentaire (illustration 44) ; on en retrouve également au sein des formations rognaciennes, attestant d'une poursuite des déformations compressives à cette époque.





Illustration 44 : Bauxites remaniées. Photo A : sous forme de clastes au sein de la séquence transgressive à la base des formations du Valdo-Fuvélien. Photo B : sous forme d'aramonite déposée en couche au sein des formations rognaciennes.

Au paléocène, plusieurs phases de karstification ont été reconnues dans la région, associées à un remplissage marin (Combes *et al.*, 2007 ; Husson *et al.*, 2012 ; Husson, 2013 ; Husson *et al.*, *in prep.*). Ces épisodes de karstification sont associés à « la surface à Microdium » et sont reconnus grâce au colmatage partiel de cavités et de brèches karstiques par des sédiments marins du Paléocène (Danien, Sélandien et Thanétien). Le Paléocène correspond à une période de karstification qui aboutit à la formation de brèches et de cavités dont la transmissivité permet un transit hydro-sédimentaire de sédiments marins et le scellement partiel des indices karstiques. La succession des épisodes de karstification et la rapidité des évènements marins (Husson *et al.*, 2012 ; Husson, 2013) permettent une karstification successivement réempruntée et une organisation des structures de perméabilité et donc de drainage au sein des formations carbonatées.

Après une sédimentation lacustre associée à un relatif calme tectonique au Lutétien, l'érosion reprend au Bartonien, pendant le paroxysme de la déformation pyrénéo-provençale. Les têtes de chevauchements sont de nouveaux décapées et les produits de l'érosion sont transportés et resédimentés dans les bassins. Ils peuvent aussi être piégés dans le karst. Ce phénomène se traduit par de nombreux paléokarsts à aramonite dans la région, associés à ces déformations, y compris dans les Alpilles.

En conclusion, la structuration pyrénéenne - du Crétacé supérieur à l'Eocène - se traduit dans le secteur des Alpilles par plusieurs périodes d'érosion et de karstification, responsables de la mise en place de structures de drainage qui s'expriment sous forme de brèches transmissives et de réseaux spéléologiques, dont les témoins sont constitués par les paléokarsts partiellement colmatés par des sédiments marins paléocènes et des aramonites (bauxites remaniées).

Cette karstification affecte tous les terrains carbonatés crétacés et jurassiques en lien avec un niveau de base contrôlé par la position des zones de dépôts dans les bassins de Carpentras et de Mouriès. Tous les anticlinaux sont donc affectés par cette karstification, même ceux au sein de ces bassins, qui sont structurés sous recouvrement oligo-miocène (Illustration 45).

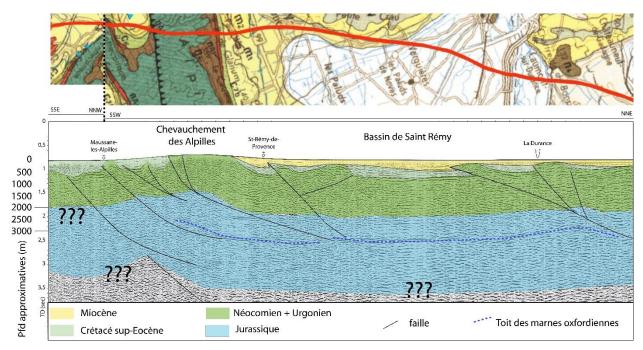


Illustration 45 : Coupe sismique au sein du bassin de Saint-Rémy-de-Provence (sud du bassin de Carpentras) montrant la structuration des chevauchements et rétrochevauchements dont les têtes de blocs sont érodées avant le recouvrement miocène (Husson et al., 2021).

### Le rifting oligo-aquitanien et les transgressions marines miocènes

Le rifting oligo-aquitanien affecte tout particulièrement la vallée du Rhône comme en témoignent les forages et profils sismiques qui révèlent une structuration en horsts et grabens dont certains (Bassin de Vistrenque) atteignent plus de 4000 m de profondeur (Benedicto, 1996). Plusieurs forages traversent les séries sédimentaires oligocènes au sud et à l'ouest des Alpilles et présentent un complexe calcaréo-salifère très développé. Cette sédimentation biochimique témoigne de conditions de bassins endoréiques soumis à une alternance d'évaporations et de dépôts carbonatés (dissolution des massifs alentours), et suggère une intense karstification des zones émergées. C'est aussi cette période qui est identifiée comme une période d'aplanissement majeure par les auteurs (Nicod, 1967 et Clauzon *et al.*, 1990), qui va favoriser la transgression rapide de la mer miocène.

Le Miocène est aussi une période qui voit se développer des surfaces d'aplanissement en lien avec les transgressions, à l'origine de surfaces d'abrasion marine (wave-cut platform). Ces surfaces sont issues d'un processus de nivellement du relief par l'action mécanique des vagues. Ces formes sont très répandues en Bas-Languedoc et en Provence, sur les massifs de la Nerthe au sud des Alpilles, dans les garrigues Nîmoises de secteur d'Alès au Nord (Camus, 2019) ou encore dans le massif du Luberon (Molliex, 2009). Ces surfaces constituent de très bons indicateurs paléo-environnementaux puisqu'elles traduisent la position du paléo-rivage et donc du niveau de base.

Dans le massif des Alpilles, il existe plusieurs paléosurfaces d'aplanissement visibles dans le paysage. Ces surfaces peuvent avoir différentes origines et peuvent être polygéniques et polyphasées. Elles apparaissent dès l'Oligocène et dans un milieu continental pour Nicod (1967) et Nury (1988), ou à partir du Miocène et dans un milieu marin (abrasion marine) pour Rousset (1973) et Tassy (2012). Nous avons vu précédemment, que ces deux types de paléosurfaces existent sur le massif avec (i) une première paléosurface oligocène d'origine continentale puisqu'elle est scellée par la transgression burdigalienne, basculée par les mouvements tectoniques miocènes postérieurs (Langhien à Tortonien), et (ii) une deuxième paléosurface,

horizontale en position sommitale, non basculée et donc postérieure aux épisodes tectoniques miocènes que nous identifions comme une surface d'abrasion marine tortonienne.

En Provence, les transgressions miocènes sont précédées et séparées par des périodes de chute du niveau de base liées au contrôle tectonique, responsables de la vidange du bassin rhodano-provençal à la base de chaque séquence et de la création de vallées incisées (Besson, 2005). On retrouve dans le Massif de l'Anelier des paléovallées incisées remplies par des sédiments vindobondiens (conglomérat transgressif, grès...) à proximité d'affleurements présentant des perforations de lithophages témoignant de la position du paléo-niveau de base du Miocène (illustration 46).





Illustration 46 : À gauche : formations calcaires du Crétacé supérieur de l'Anelier perforées par des lithophages, recouvertes par les dépôts miocènes. À droite : Zoom sur les perforations de lithophages.

Ces chutes du niveau de base à l'origine des vallées incisées peuvent aussi être responsables de phases de karstification entre deux ingressions marines. En effet, deux paléokarsts à remplissage miocène ont été recensés dans la zone d'étude :

- Dans la partie Nord de la klippe de Mouriès, sous la barre lutétienne, on trouve un paléokarst se développant dans le Jurassique fortement déformé au niveau de la zone du plan de chevauchement, rempli par des sables et attribué au Burdigalien (Cerdan *et al.*, 2009). Les formations jurassiques au-dessus du plan de chevauchement sont affectées par une surface plane de plongement inférieur au plan de stratification. Cette surface est perforée de trous de lithophages (pholades) et témoigne de la position du paléo-rivage du Burdigalien. Dans ce cas, la karstification est donc ante-burdigalienne et pourrait-être oligo-aquitanienne (illustration 47 cidessous).
- Dans le massif des Opies, au sein des formations du Berriasien, où le remplissage karstique gréso-carbonaté de couleur roussâtre est assez similaire aux calcarénites du Vindobonien (illustration 48 ci-dessous). La karstification scellée par ce remplissage pourrait être attribuée à la période d'émersion Burdigalien-Langhien ou Serravallien-Tortonien.

Durant la période Oligo-Miocène le massif des Alpilles semble donc être affecté par une surface d'aplanissement continentale oligocène dont le niveau de base est contrôlé par la subsidence des fossés synrift qui encadrent les Alpilles. Cette surface est aplanie puis transgressée au Burdigalien. Au cours du Miocène, cette surface va être affectée par un réseau de vallées incisées et une karstification lors des régressions marines, puis basculée (vers le Sud pour le bloc ouest et central des Alpilles et vers le Nord pour le bloc est), au fur et à mesure des déformations alpines. Au Tortonien, après le basculement, la dernière transgression marine atteint le sommet

des Alpilles et provoque la surface d'abrasion marine sommitale et le dépôt de formations marines tortoniennes sur la surface basculée.



Illustration 47 : À gauche : Paléokarst à remplissage ocre au sein d'une zone déformée par le chevauchement de la klippe de Mouriès. À droite : Le remplissage du paléokarst est constitué d'un sable carbonaté ocre.



Illustration 48 : Photo A : Diaclase affectant les calcaires du Berriasien, avec un remplissage similaire au faciès des calcarénites. Photo B : Zoom sur le remplissage gréso-carbonaté. Photo C : Faciès des calcarénites vindobondiennes (Miocène) à l'affleurement.

#### Les conséquences de la crise messinienne

Lors de la crise messinienne, la chute du niveau de base entraine le ravinement des canyons du Rhône et de la Durance de part et d'autre des Alpilles (illustration 49 ci-dessous). Le canyon messinien du Rhône atteint -1000 m NGF à l'ouest des Alpilles. La paléo-Durance messinienne

traverse l'extrémité orientale les Alpilles, par la cluse de Saint-Pierre-de-Vence (Clauzon *et al.*, 1990), au niveau du Vallon des Glauges, situé à l'Ouest d'Eyguières. Le vallon longe le flanc ouest du Mont Menu et borde l'Est du massif des Opies. Un forage BSS traverse le fond du talweg messinien de la cluse à 130 m sous le niveau actuel du vallon. En aval, elle traverse d'est en ouest la plaine de la Crau en s'approfondissant avant de rejoindre le canyon du Rhône à plus de 1050 m de profondeur au niveau de la paléo-confluence située à l'ouest d'Arles.

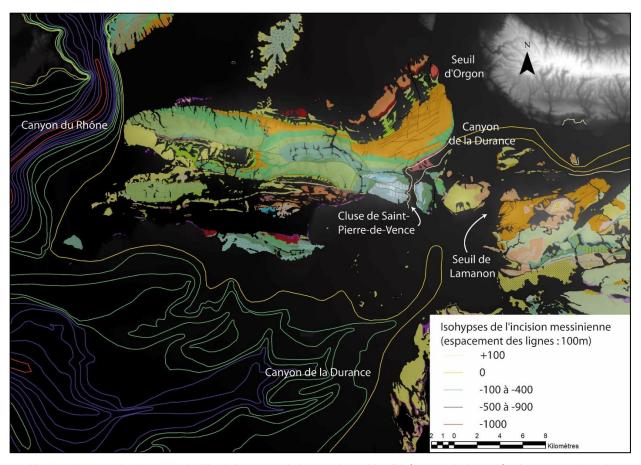


Illustration 49 : Isohypses de l'incision messinienne du paléo-Rhône et de la paléo-Durance dans le secteur des Alpilles, d'après Roure et al., 2009.

La chute du niveau de base messinienne se traduit par un approfondissement du karst dans les massifs carbonatés et une structuration des réseaux karstiques à des profondeurs importantes. En témoigne la Fontaine de Vaucluse en bordure du bassin de Carpentras (-308 m de profondeur reconnue), ou encore le karst de la basse-Ardèche (-220 m de profondeur reconnue, Mocochain et al., 2011). Dans le massif des Alpilles, peu de travaux ont été menés pour évaluer l'impact de la crise sur la karstification du secteur. Néanmoins, plusieurs indices géologiques et morphologiques semblent indiquer que la karstification en réponse à la chute du niveau de base ne s'est pas réalisée de la même façon sur les flancs Nord et Sud des Alpilles.

L'écorché pré-pliocène (Depons, 2007) permet d'imager les terrains sous recouvrement pliocène atteints par la surface d'incision messinienne (illustration 50 ci-dessous). On observe que le canyon du Rhône à l'ouest des Alpilles est étroit et incise profondément les formations carbonatées du Crétacé et du Jurassique. Au Sud des Alpilles, sous la plaine de la Crau, la paléovallée est plus large et majoritairement contenue dans les formations miocènes. On devine un certain nombre d'affluents incisant les formations miocènes qui remontent vers les massifs de

l'Anelier et des Alpilles. En revanche, aucune incision messinienne n'a été reconnue au Nord des Alpilles, dans le bassin de Saint-Rémy-de-Provence (sud du bassin de Carpentras).

Au cours de l'évènement messinien, la dynamique paléo-hydrologique est complétement différente sur les versants Nord et sud du massif des Alpilles.

Rappelons que les transgressions miocènes et le comblement final du bassin au Tortonien ont entrainé une régularisation topographique du secteur, connue comme la surface d'abandon prémessinienne. Ainsi lors de la crise messinienne, les faiblesses tectoniques (synclinaux, fossé...) n'ont pu *a priori* guider l'incision des canyons. Cependant, les chutes du niveau de base entre l'Aquitanien et le Tortonien qui ont précédé la crise messinienne sont à l'origine de paléo-canyons colmatés lors des transgressions. Cet héritage a pu servir de guide à l'incision. En effet, si l'incision parvient, au cours de sa formation, à capter un remplissage ante-messinien, il est probable qu'elle suive son tracé car le matériel accumulé est moins consolidé et plus facilement érodable (Baumard, 2001; Depons, 2007). Dans ce cas, la paléogéographie ante-Tortonienne a un impact sur le cheminement des canyons messiniens.

un impact sur le cheminement des canyons messiniens.

| Vindobosiere | Bardisalere | Aqualaire | Bardisalere | Aqualaire | Bardisalere | Aqualaire | Bardisalere | Aqualaire | Bardisalere | Bardisale

Illustration 50 : Écorché pré-pliocène vs isohypses de la surface d'incision messinienne (Depons, 2007)

C'est probablement ce qui se passe sur le flanc sud des blocs ouest et central des Alpilles. Les vallées miocènes qui incisent la paléosurface basculée vers le Sud, vont servir de guides à l'incision messinienne, provoquant un transfert de flux dans ces vallées depuis le massif jusqu'à la confluence avec la Durance au niveau de la plaine de la Crau. Le niveau de base étant représenté par le fond des vallées messiniennes qui restent cantonnées aux formations miocènes, la karstification générée sur le flanc Sud est limitée aux formations carbonatées situées en position haute vis-à-vis de ces vallées.

En revanche au Nord des Alpilles, l'absence d'incision messinienne dans le bassin de Saint Rémy indique que la circulation s'est organisée de façon souterraine au sein des massifs carbonatés, sous le bassin. Le canyon du Rhône qui longe le flanc ouest et incise les carbonates crétacés et jurassiques constitue le niveau de base messinien pour le flanc Nord des blocs ouest et central des Alpilles. Une fois les formations miocènes partiellement érodées sur le massif, des fenêtres hydrologiques vont pouvoir se créer entre ces zones amonts et des zones de restitution localisées au niveau du canyon du Rhône.

Pour le bloc oriental, la percée des Alpilles par la Durance au niveau de la cluse de Saint-Pierrede-Vence est évidemment déterminante sur l'organisation du drainage messinien. L'incision de la cluse devient le niveau de base du massif des Opies. Deux vallons secs séparent le massif des Opies du relief plus au Nord, nommé « les Plaines », constitué par la paléosurface basculée vers le Nord. Ces vallons, connectés à la cluse en aval, incisent les formations marno-calcaires de l'Hauterivien en amont, et pourraient correspondre à des vallons messiniens, déconnectant ainsi le drainage entre le massif des Opies drainé vers la cluse et le relief des Plaines drainés vers le Nord, en direction d'un exutoire au niveau du Rhône.

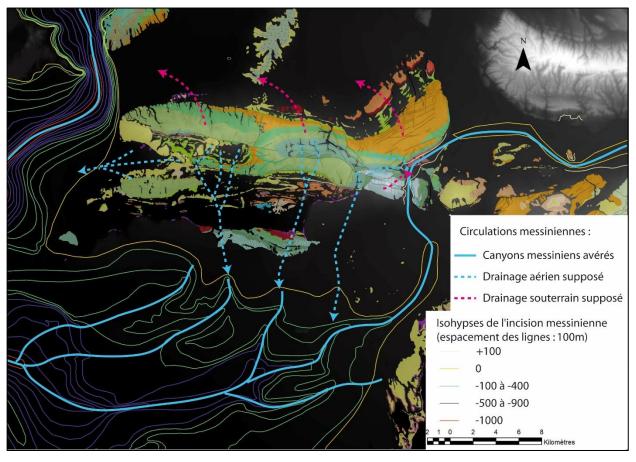


Illustration 51 : Paléo-écoulements aériens vs souterrains lors de la crise messinienne.

### Le Plio-Quaternaire

Le Pliocène commence avec le retour de la Mer Méditerranée à son haut niveau ante-messinien. Cette remontée du niveau de base permet un ré-ennoiement des paléo-canyons messiniens qui vont être progressivement comblés par des sédiments marins, puis continentaux au fur et à mesure du remplissage des canyons messiniens. Les karsts profonds développés sous le bassin de Saint-Rémy-de-Provence vont être ennoyés lors de la remontée du niveau de base à l'origine

d'un aquifère profond sous la couverture tertiaire en position de karst barré en arrière du canyon du Rhône.

Durant le Pliocène le cours de la Durance est resté presque superposé au canyon messinien dans l'actuel Vallon des Glauges. Au Quaternaire, le vallon des Glauges devient une vallée morte, sans drainage significatif suite au déplacement de la Durance vers l'Est jusqu'au seuil de Lamanon (illustration 51 ci-dessus). Puis, à la faveur d'un second détournement, la Durance passe par le seuil d'Orgon pour se jeter directement dans le Rhône au sud d'Avignon. Ces changements par épigénie d'aggradation sont provoqués par les variations glacio-eustatiques du Quaternaire.

## 3.3.3. Localisation des réservoirs karstifiés et modalités d'infiltration du massif des Alpilles

Le karst des Alpilles est donc issu des différentes phases de karstification présentées au chapitre précédent. Le polyphasage de la karstification, et en particulier la structuration karstique sous couverture qui s'opère notamment lors de l'épisode des bauxites, reprise par la karstification paléocène, se traduit par la création et le maintien d'une bonne continuité hydraulique des discontinuités karstiques à chaque phase d'évolution géodynamique du massif. Cela permet une réadaptation successive des zones de restitution des eaux lors des oscillations du niveau de base, notamment lors de la crise messinienne.

Néanmoins, les déformations pyrénéo-provençales qui ont affecté le massif et dont témoigne le chevauchement des Alpilles sont à l'origine d'une érosion intense et de la disparition des réservoirs urgoniens à l'apex des têtes de blocs ; réservoirs aux excellentes propriétés matricielles qui ont subi en sus, une forte karstification sous couverture à l'origine de la bonne continuité hydraulique.

L'érosion qui nivelle les têtes de blocs pour parvenir à la formation de la paléosurface oligocène est sans doute associée à une karstification à faible gradient, mais dont les témoins sont invisibles sur le massif. Les épisodes de karstification postérieurs sont donc en lien avec la chute du niveau de base. Cela se traduit de deux façons en fonction de pré-structuration karstique du réservoir :

- par la formation de vallées incisées dans les formations imperméables ou réservoirs nonpréalablement karstifiées ;
- par l'emprunt de structures karstiques existantes (couloirs d'altération, brèches d'altération karstique) dans les formations réservoirs déjà karstifiées.

Lors de l'abaissement messinien – épisode court mais intense, considéré comme l'évènement majeur à l'origine de la karstification profonde régionale – seuls les réservoirs karstiques déjà pré-structurés vont pouvoir répondre car les structures de drainage sont préexistantes.

Ainsi, les formations urgoniennes du flanc Nord des Alpilles qui plongent sous le bassin de Saint-Rémy-de-Provence vont pouvoir drainer les écoulements provenant du massif vers le canyon du Rhône, en empruntant les couloirs et les brèches d'altération préalablement existantes (illustration 51). C'est d'ailleurs dans ces réservoirs et ce secteur, qu'on trouve 90 % des cavités et réseaux spéléologiques recensés sur le massif.

A l'inverse, les autres formations réservoirs à l'affleurement, n'ayant pas subi de façon aussi intense cette pré-structuration sous couverture, vont se retrouver affectées par l'incision de vallées calées sur le niveau de base. L'ampleur de la karstification sera dans ce cas limité à l'amplitude d'incision de ces vallons. C'est le cas concernant tous les bassins versants comportant des exutoires au Sud, le massif des Opies et la partie Sud du bloc Est (illustration 51).

Sur le massif des Alpilles les modalités d'infiltration sont binaires. Soit l'infiltration est limitée, due à la nature imperméable des formations, soit elle est diffuse et de faible concentration dans les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans avoir la possibilité de se concentrer. On peut néanmoins supposer deux types de fonctionnements opposés concernant les formations réservoirs :

- des formations réservoirs intensément karstifiées, dont la transmissivité est telle qu'elle permet d'alimenter un réservoir profond sous couverture à l'aplomb du bassin de Saint-Rémy-de-Provence. L'absence de sources sur le versant Nord confirme une infiltration complète alimentant les réservoirs sous couverture de bassin de Saint-Rémy.
- Des formations réservoirs dont la karstification a été plus contenue et limitée à la topographie assez proche de l'actuelle, ce qui impliquerait un potentiel réservoir beaucoup plus faible sous couverture.

Il faut noter que le réservoir de l'Urgonien situé au Sud du chevauchement des Alpilles, sous couverture, dans le synclinal de Baux, est susceptible d'avoir été karstifié lors de l'épisode messinien. En effet, la surface des bauxites est reconnue dans le synclinal et la karstification sous couverture de l'Urgonien aussi. Si la crise messinienne a pu jouer un rôle sur la karstification de ce réservoir, la chute du niveau de base qui en est responsable est à relier à l'incision du canyon du Rhône, plutôt qu'à celle de la Durance.

# 4. Conclusions : la mise en place d'un schéma hydrogéologique à l'échelle du massif des Alpilles

L'étude géologique menée sur le massif des Alpilles a permis de proposer un modèle lithologique et structural des formations impliquées dans la circulation des eaux souterraines et une esquisse de modélisation fonctionnelle a pu être dressée.

Une campagne de levés géologiques et structuraux a permis d'acquérir de précieuses informations sur l'histoire géologique de ce massif et notamment sur les conditions de sa mise en place et sur les évènements qui ont conduit à le façonner.

Une réinterprétation d'anciens profils géophysiques ont permis d'appuyer les hypothèses émises et la comparaison avec des forages profonds ont permis de calibrer les résultats.

Ainsi, une carte et un log représentatif du massif, ainsi que trois coupes transversales ont pu être dessinés, ces documents étant produits d'une part en fonction de la lithostratigraphie (représentant les différentes roches et leurs caractéristiques en fonction de leur âge), et d'autre part en fonction des propriétés "réservoir" des roches. Ce sont ces derniers documents qui apparaissent les plus intéressants pour la suite du travail à mener, à savoir la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines à l'échelle du massif.

### Il ressort de ces documents que le massif des Alpilles recèle cinq réservoirs majeurs :

- <u>2 réservoirs de porosité fissurale, de fractures ou de dissolution</u> (illustrations 52 et 53) :
- Les calcaires du Crétacé inférieur (Hauterivien supérieur), qui arment les reliefs de la partie axiale du massif d'est en ouest et le sud de la vallée des Baux. Leur extension à l'affleurement, notamment au nord du chevauchement des Alpilles, mais aussi au sud de la vallée des Baux, et leur développement en profondeur (puissance estimée à 300 m) en font un réservoir primordial à l'échelle du massif.

Au sein de la partie nord de ce réservoir, il est probable que les écoulements majeurs soient orientés de l'est vers l'ouest : comme cela a été montré par l'analyse de la mise en place des systèmes karstiques (famille à laquelle ce réservoir est à rattacher), les formations du flanc nord vont drainer les écoulements depuis le massif vers le Rhône *via* les structures souterraines existantes.

Pour ce qui est de sa partie sud, les écoulements sont plus probablement orientés vers le sud : les formations dans ce secteur n'ayant pas subi de karstification aussi intense sous couverture, les vallons ont été incisés et les écoulements drainés vers les exutoires septentrionaux liés au paléo-cours de la Durance.

Les formations calcaires du Jurassique supérieur / Crétacé inférieur (Berriasien), qui constituent notamment le massif des Opies, et, plus au sud, le cœur de l'anticlinal de l'Annelier. Même si l'extension des affleurements est relativement réduite à l'échelle du massif des Alpilles, les potentialités de ressources sont importantes. Comme le montre la présence des sources de Santa Fe ou de Joyeuse Garde, les écoulements sont plutôt orientés vers le nord, au moins sur le flanc nord du massif de l'Annelier. Pour le massif des Opies, les écoulements seraient plus probablement orientés vers le sud-ouest.

La carte de l'illustration 56 ci-dessous permet une localisation des affleurements et de l'extension de ces réservoirs.

Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines

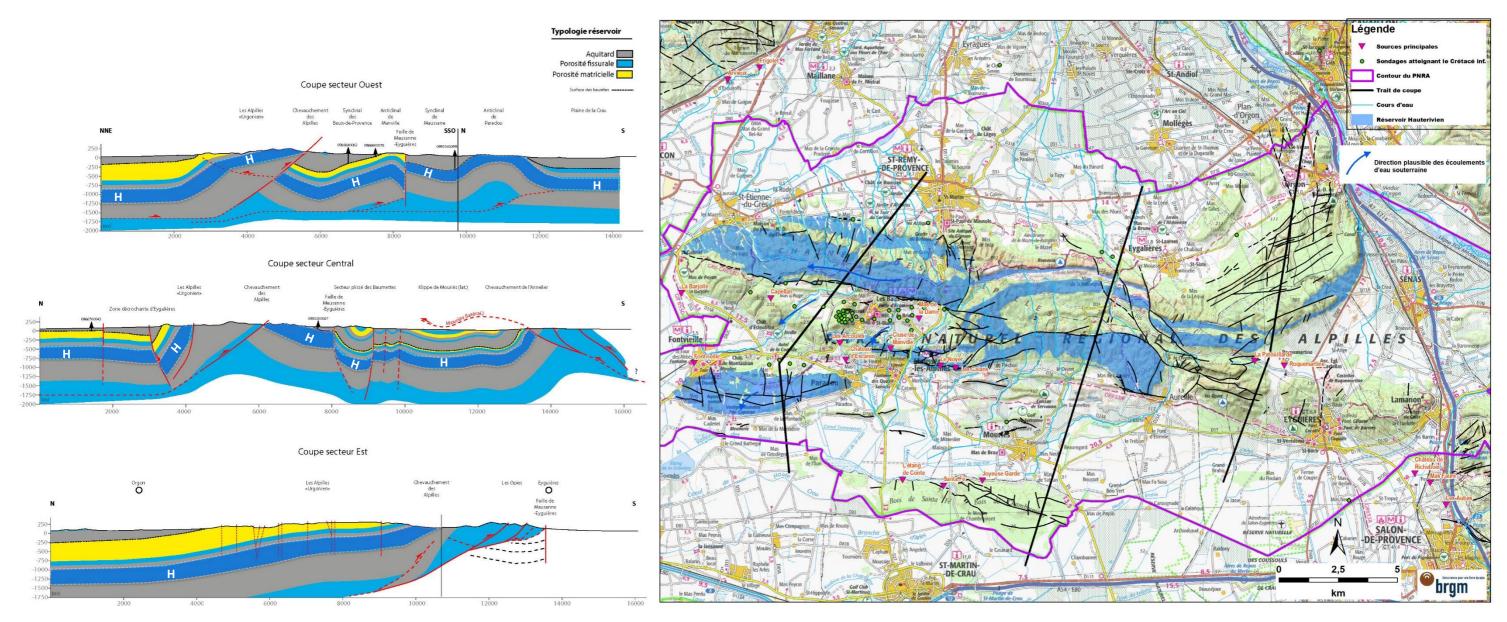


Illustration 52 : Représentation cartographique des affleurements du réservoir à porosité fissurale ou fracturée dominante de l'Hauterivien supérieur (H) et des coupes réservoirs traversant les secteurs est, central et ouest. Le réservoir est en bleu foncé sur les coupes.

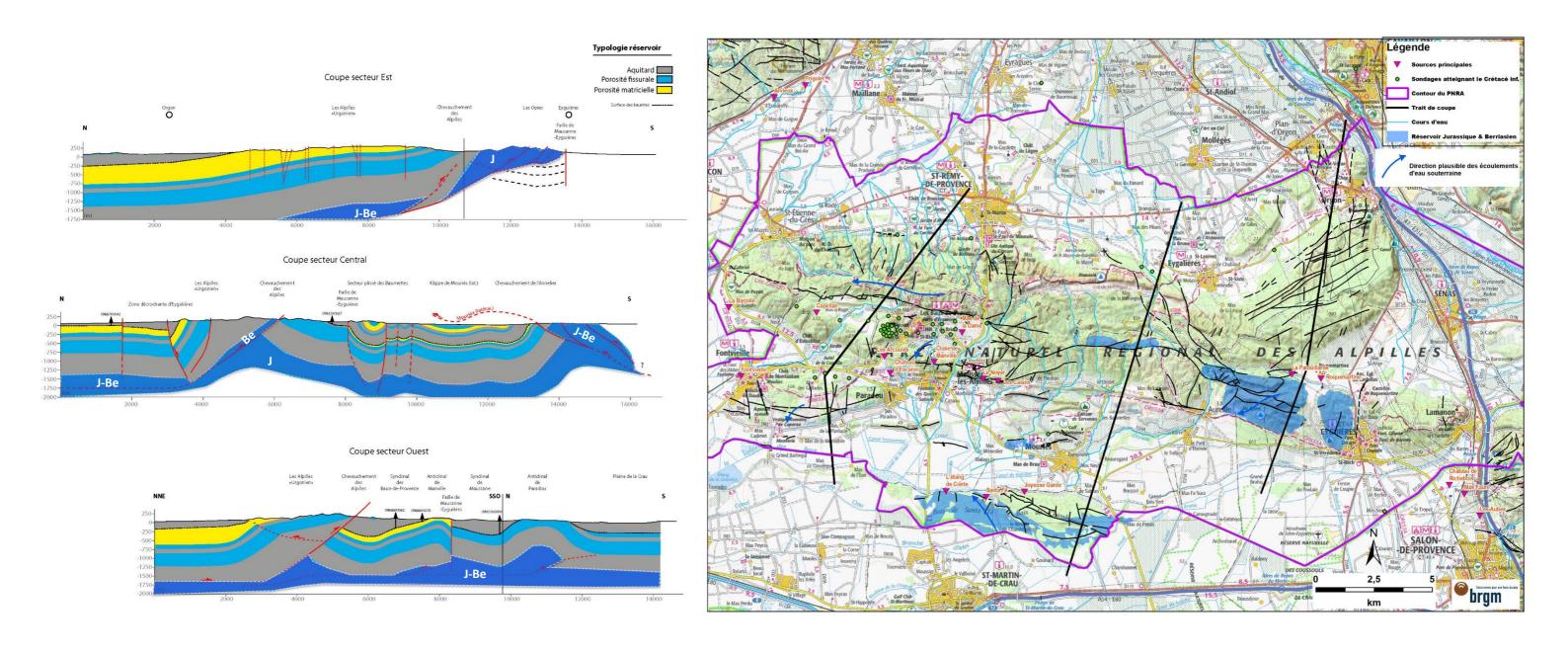


Illustration 53 : Représentation cartographique des affleurements du réservoir à porosité fissurale ou fracturée dominante du Jurassique – Berriasien (J-Be) et des coupes réservoirs traversant les secteurs est, central et ouest. Le réservoir est en bleu foncé sur les coupes.

A ces réservoirs majeurs à porosité de fissure ou de fracture dominante, on pourrait ajouter deux réservoirs mineurs, celui du Crétacé terminal (Rognacien), marqué par le niveau de bauxites, et celui de l'Eocène (Lutétien). De puissance et d'extension à l'affleurement réduites, ils pourraient jouer un rôle dans le transfert de l'eau entre les grands réservoirs.

### - 2 réservoirs à porosité majoritairement matricielle (illustrations 54 et 55) :

- Les calcaires urgoniens du Barrémien, dont la base est à porosité fissurale (<u>calcarénites</u>), et le corps à porosité matricielle, qui affleurent sur tout le flanc nord du massif des Alpilles, en particulier dans le secteur d'Orgon et d'Eygalières, où ils sont séparés du réservoir jurassique des Opies par le chevauchement des Alpilles (dont ils constituent le compartiment nord, charrié) et par les formations de l'Hauterivien inférieur et du Valanginien, considérées comme aquitardes. Servant de substratum aux dépôts de bauxite, ils disposent d'une épaisseur pouvant atteindre 800 m, et sont également parcourus par de nombreux accidents cassants notamment dans la partie orientale du massif, affectant les écoulements. C'est d'ailleurs à la faveur de ces accidents et familles de failles que sourdent plusieurs des sources pérennes, et notamment celles du flanc sud du massif.
- Les calcaires, calcarénites et molasse du Tertiaire (Lutétien, Burdigalien et Vindobonien) (qui arment les reliefs comme ceux de Baux-de-Provence), d'extension plus réduite que les formations énoncées ci-dessus, mais qui peuvent jouer un rôle tampon dans les écoulements. Ces formations se retrouvent en effet souvent au contact (y compris vertical) des calcaires du Crétacé, et peuvent alimenter les réseaux de fractures a priori moins inertiels. À noter qu'à la base de ces formations, et séparées de celles-ci par les niveaux argileux du Vitrollien (pas toujours présents), se trouvent les complexes marno-bréchiques du Lutétien, dont les fissures confèrent à ces unités une bonne perméabilité. Des sources pérennes à la base de ces formations constituent là aussi des indices de l'existence de ressources non négligeables.

Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire de eaux souterraines.	les 1es

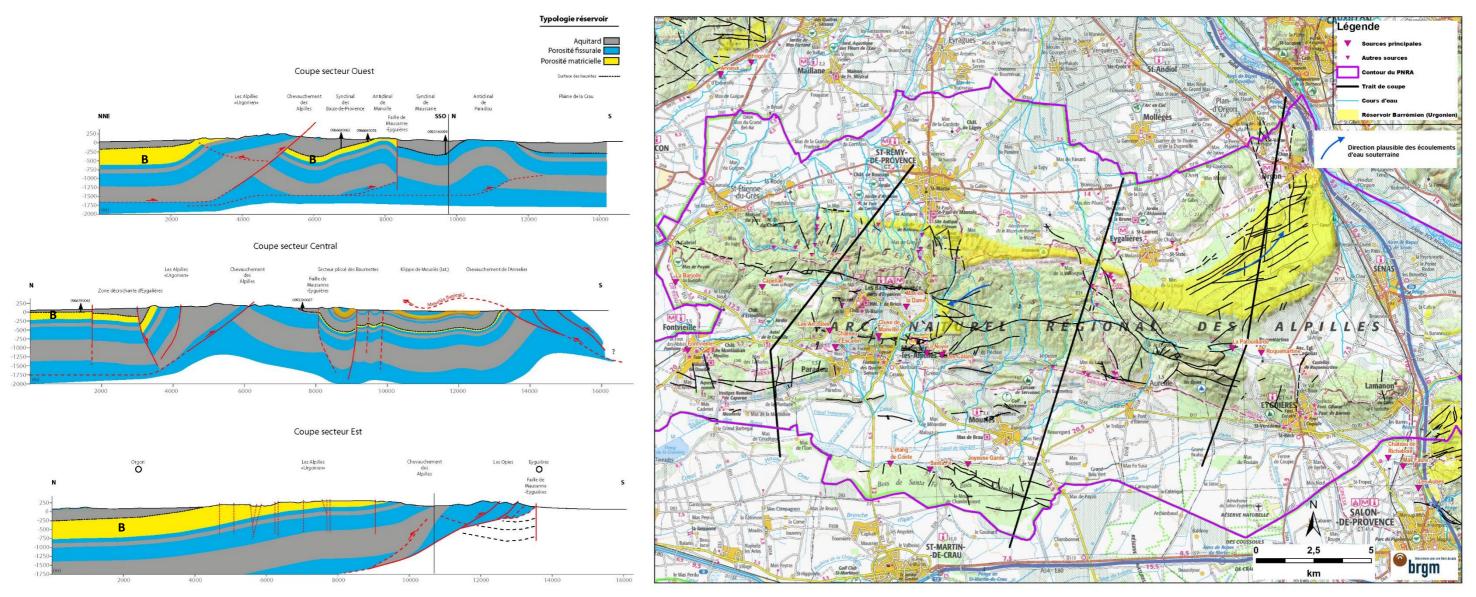


Illustration 54 : Représentation cartographique des affleurements du réservoir à porosité matricielle dominante de l'Urgonien (Barrémien - B) et des coupes réservoirs traversant les secteurs est, central et ouest. Le réservoir est en jaune dans la carte et sur les coupes.

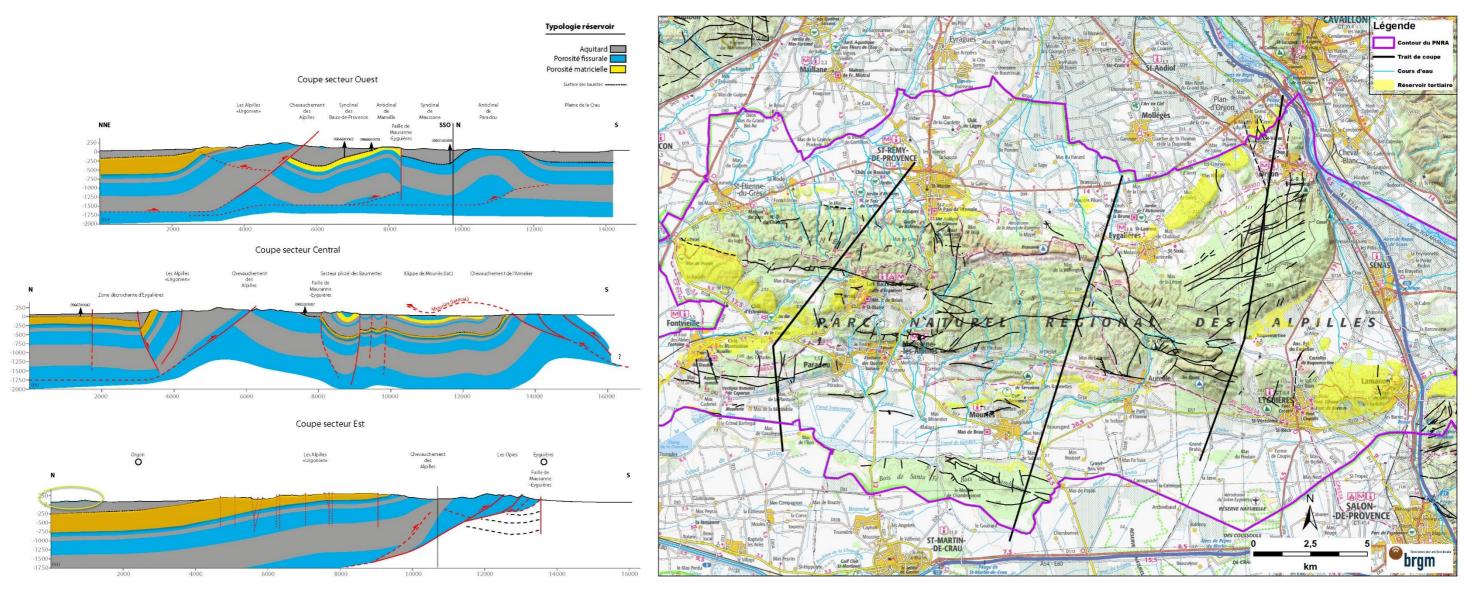


Illustration 55 : Représentation cartographique des affleurements du réservoir à porosité matricielle dominante des formations du Tertiaire (T) et des coupes réservoirs traversant les secteurs est, central et ouest. Le réservoir est en jaune clair dans la carte et sur les coupes.

De toutes ces cartes et coupes, se dessine un modèle du fonctionnement hydrogéologique du massif, en terme de réservoirs, qu'on peut résumer dans la carte et les coupes des illustrations 56 et 57 ci-dessous.

Les directions et sens plausibles d'écoulements des eaux souterraines ont été reportés sur les coupes et sur la carte ; ils ont été déduits de ce qu'on savait précédemment, de ce qu'on a appris des conditions de mise en place des karsts sur les versants nord et sud du massif et des agencements des réservoirs les uns par rapport aux autres. Le massif des Alpilles apparaît comme un lieu d'écoulements globalement diffluents : avec une composante vers le nord pour les eaux s'infiltrant dans le versant nord et une composante vers le sud pour celle provenant du versant sud.

Des communications entre les grands réservoirs sont probables, en fonction des différences de charge à l'intérieur de chacun d'entre eux, notamment entre les réservoirs de l'Hauterivien et du Barrémien, sous le versant nord à travers l'Hauterivien supérieur peu épais et probablement discontinu.

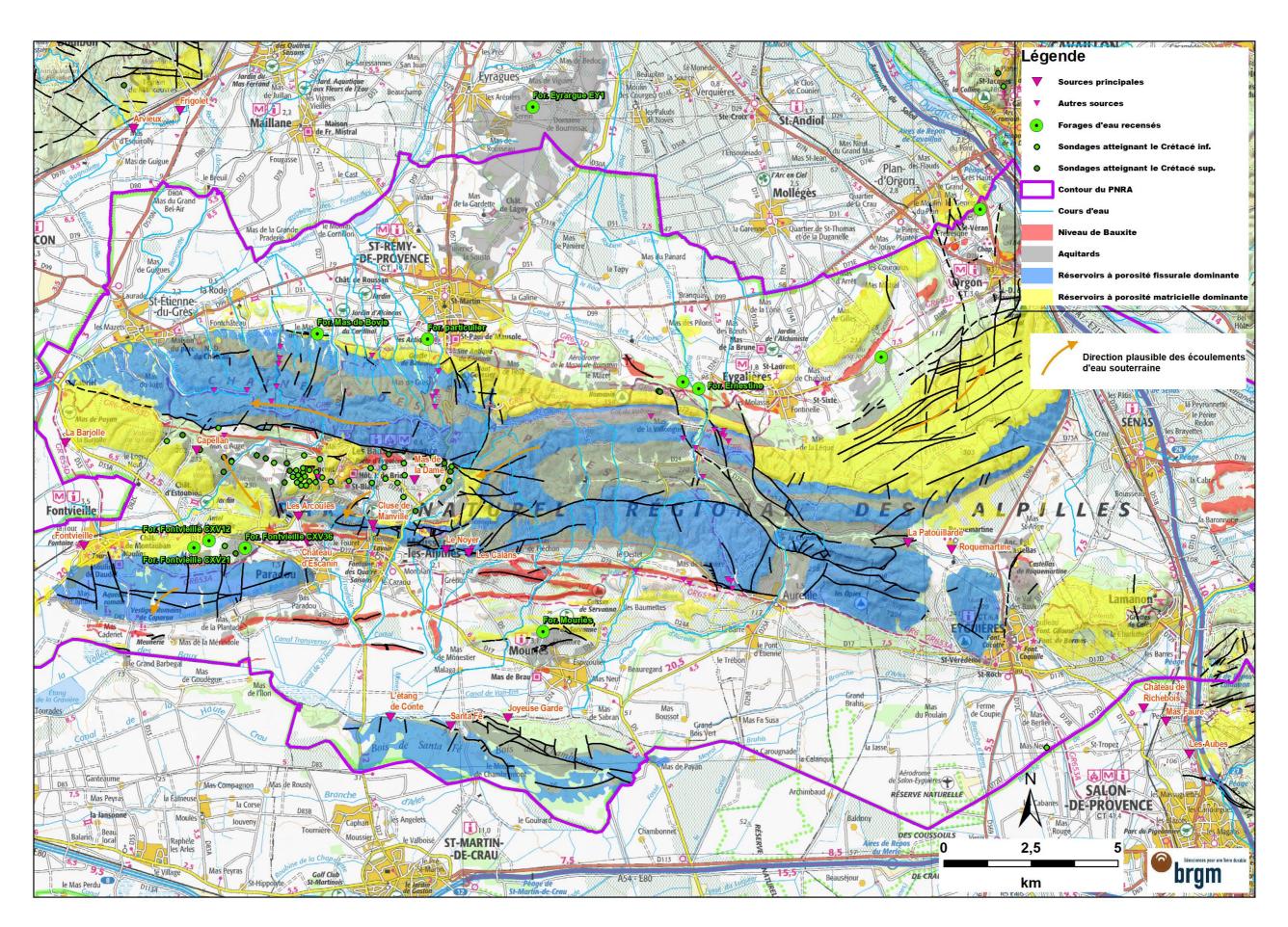
Il faut préciser que les flèches n'indiquent que des directions générales, et ne sont pas en rapport avec des niveaux piézométriques, réels ou virtuels, ceux-ci se situant à des cotes proches de celles des niveaux de base que sont le Rhône à l'ouest, la Durance à l'est ou la nappe de Crau au sud.

Enfin, en plus de ces réservoirs, il convient d'en considérer un cinquième : <u>les formations du quaternaire</u> (alluvions et colluvions, éboulis...), qui jouent un rôle fondamental à plusieurs titres : il contient potentiellement des nappes peu profondes (phréatiques : les premières rencontrées, et traversées par des puits par exemple) et sont parfois très exploités, notamment dans les zones basses comme les plaines et les marais. Il constitue en outre l'interface entre les zones de surfaces (eaux courantes ou stagnantes) et les milieux plus profonds (les quatre réservoirs présentés précédemment). De par sa situation, il peut être très sensible aux pressions, notamment anthropiques, et sont l'objet des conflits d'usage, patents ou latents, ce qui a des répercussions sur la quantité et la qualité des eaux. De même, leur position relativement aux canaux qui parcourent le massif (en contrebas de ceux-ci ou au contraire en position surplombante) induit des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (fuites des canaux ou au contraire alimentation par apport des coteaux).

Les pourtours du massif que sont des plaines alluviales de la Durance, du Rhône et de la Crau sont intégralement constituées de ces formations aquifères, et en continuité avec les réservoirs du massif : on sait que des écoulements souterrains en provenance du massif alimentent ces nappes, comme l'indiquent les isopièzes des alluvions de l'illustration 58.

Sur la carte de l'illustration 58 ci-après, ont été reportées les formations quaternaires, en les distinguant en fonction de leurs propriétés aquifères : réservoir à porosité matricielle dominante pour les colluvions et certaines alluvions modernes, aquitards pour les limons holocènes par exemple.

Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines



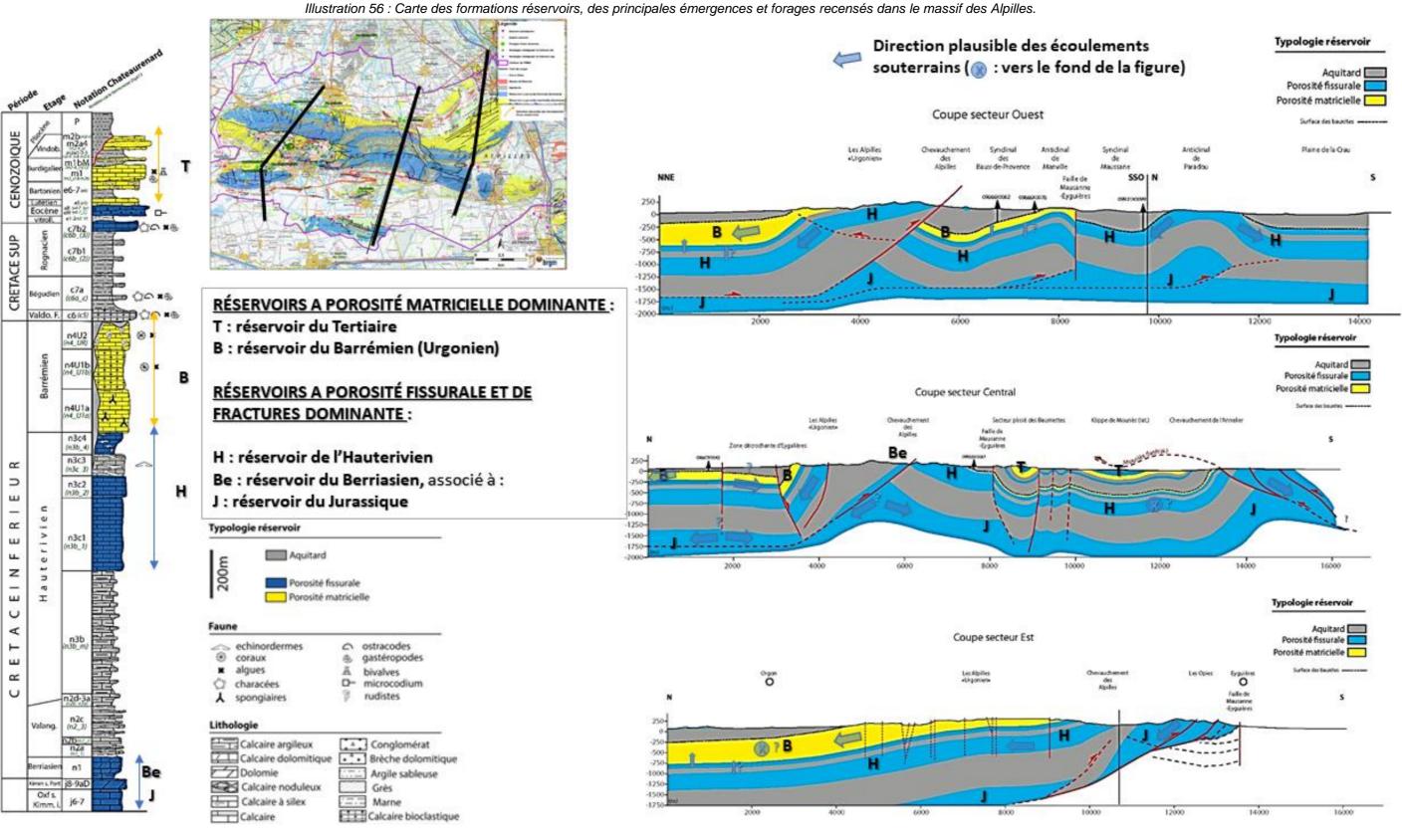


Illustration 57 : Coupes des réservoirs "profonds" à travers le massif des Alpilles, avec les sens plausibles d'écoulements au sein de ces aquifères.

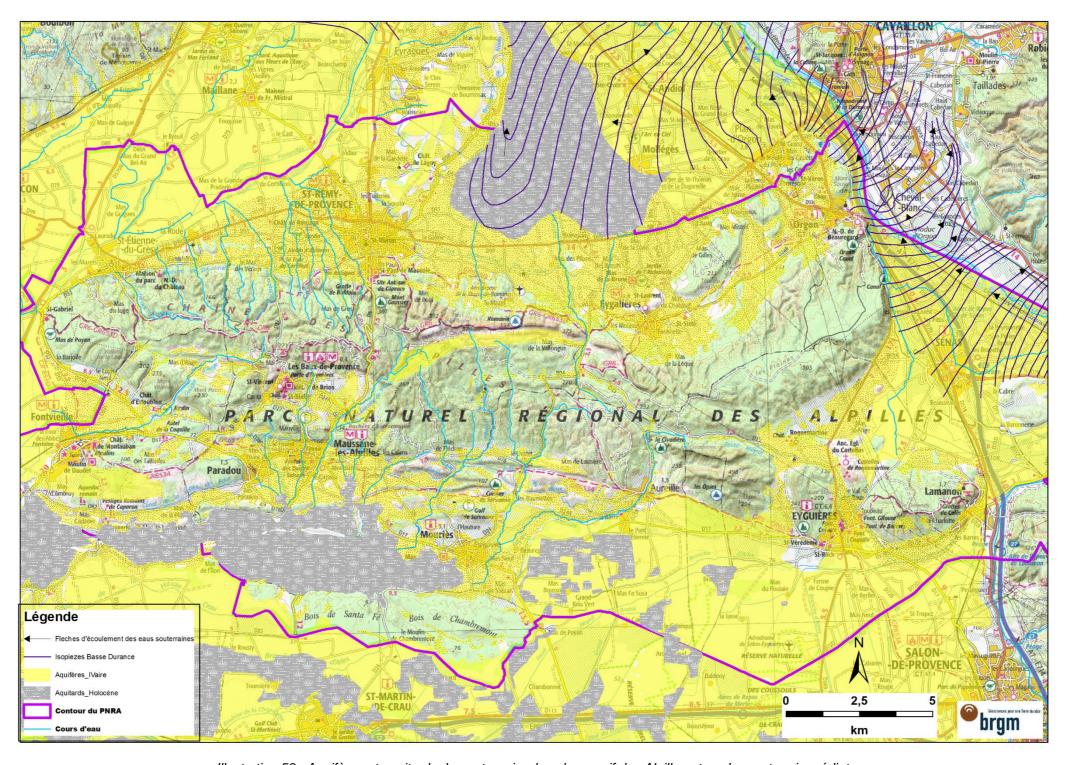


Illustration 58 : Aquifères et aquitards du quaternaire dans le massif des Alpilles et sur le pourtour immédiat.

Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines

L'impact des évènements liés aux variations des niveaux de base au cours du Tertiaire et du Quaternaire (et notamment la crise messinienne, de courte durée mais d'intensité extrême tout autour du bassin méditerranéen) a façonné les écoulements souterrains dans le massif.

Ainsi, formations urgoniennes du flanc Nord des Alpilles qui plongent sous le bassin de Saint-Rémy-de-Provence vont pouvoir drainer les écoulements provenant du massif vers le canyon du Rhône, en empruntant les couloirs et les brèches d'altération préalablement existantes.

C'est d'ailleurs dans ces réservoirs et ce secteur, qu'on trouve 90 % des cavités et réseaux spéléologiques recensés sur le massif.

A contrario, les autres formations réservoirs à l'affleurement, n'ayant pas subi de façon aussi intense cette pré-structuration sous couverture, vont se retrouver affectées par l'incision de vallées calées sur le niveau de base. L'ampleur de la karstification sera dans ce cas limité à l'amplitude d'incision de ces vallons. C'est le cas concernant tous les bassins versants comportant des exutoires au Sud, le massif des Opies et la partie Sud du bloc Est.

Sur le massif des Alpilles les modalités d'infiltration sont binaires : soit l'infiltration est limitée, due à la nature imperméable des formations, soit elle est diffuse et de faible concentration dans les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans avoir la possibilité de se concentrer. On peut néanmoins supposer deux types de fonctionnements opposés concernant les formations réservoirs :

- Des formations réservoirs intensément karstifiées, dont la transmissivité est telle qu'elle permet d'alimenter un réservoir profond sous couverture à l'aplomb du bassin de Saint-Rémy-de-Provence. La rareté des sources sur le versant Nord confirme une infiltration complète alimentant les réservoirs sous couverture de bassin de Saint-Rémy.
- Des formations réservoirs dont la karstification a été plus contenue et limitée à la topographie assez proche de l'actuelle, ce qui impliquerait un potentiel réservoir beaucoup plus faible sous couverture.

Il faut noter que le réservoir de l'Urgonien situé au Sud du chevauchement des Alpilles, sous couverture, dans le synclinal de Baux, est susceptible d'avoir été karstifié lors de l'épisode messinien. En effet, la surface des bauxites est reconnue dans le synclinal et la karstification sous couverture de l'Urgonien aussi. Si la crise messinienne a pu jouer un rôle sur la karstification de ce réservoir, la chute du niveau de base qui en est responsable est à relier à l'incision du canyon du Rhône, plutôt que l'incision de la Durance.

Restent à déterminer les relations hydrauliques entre ces réservoirs, guidés par les positions des niveaux de base et les différences de charge hydrauliques, ce qui pourra être déterminé dans un second temps par le suivi de niveaux piézométriques en différents points du massif.

Ces constats permettent de tirer des enseignements et de dessiner des pistes pour la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines :

 Les cinq grands aquifères définis précédemment serviront de base à la mise en place d'un réseau de suivi quantitatif permettant, dans un premier temps d'enregistrer les variations de niveaux ou de débits d'une manière significative, et à plus long terme (au moins 10 ans de mesures), de servir de base à des modélisations des écoulements, établies sur la base de scenarios d'évolution hydroclimatique et/ou de variations de pressions des activités humaines.

En effet, disposant des agencements des réservoirs et des grandes directions des écoulements, définies sur la base notamment des axes de drainage majeurs issus de l'analyse karstologique, il sera possible de choisir, soit des piézomètres (existants ou à Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place d'un observatoire des eaux souterraines

- créer), soit des émergences pérennes à équiper pour établir des gradients d'écoulements au sein de systèmes continus ou pour accéder directement aux ressources de systèmes karstiques (incluant des bassins d'alimentation) à partir du suivi de sources.
- Les interactions entre les compartiments (eaux de surface naturelles ou artificielles eaux souterraines) pourront aussi être abordées grâce à des stations judicieusement placées, notamment à proximité des zones humides pour voir quel est le rôle joué par les eaux souterraines dans leur pérennité quant à leur évolution dans le contexte de changement climatique qui affecte la région.

Le nombre exact de points n'est pas encore définissable à ce stade car il sera nécessaire d'acquérir des informations au préalable d'une part sur les zones d'enjeux au droit des grandes unités définies dans cette étude, ainsi que sur leur vulnérabilité. Ce travail permettra de hiérarchiser les aquifères, puis, en confrontant un réseau "théorique" aux données de terrain (points déjà existants et éventuellement réutilisables, définitions de secteurs d'implantations de nouveaux ouvrages), mettre en place un réseau optimal, s'appuyant sur ces différents éléments.

Pour poursuivre les investigations entamées par la phase de travail un certain nombre de recommandations peuvent être émises, qui permettraient d'obtenir des données complémentaires souhaitables pour finaliser la mise en place du réseau, et, au-delà, pour assurer une meilleure gestion des eaux souterraines :

Pour mieux appréhender le rôle des formations du Quaternaire :

Établir une / des carte(s) piézométriques Hautes Eaux / Basses Eaux permettant de mieux appréhender les directions d'écoulement et les gradients de l'eau souterraine, ainsi que les relations entre les nappes et les coteaux et entre les nappes et les eaux de surface.

Grâce à des campagnes d'hydrogéochimie (hautes eaux / basses eaux) :

Vérifier l'existence de « pôles » hydrochimiques représentant les faciès des divers réservoirs et les temps de transfert de l'eau souterraine dans chacun d'entre eux, ainsi que les mélanges entre réservoirs.

- À l'aide de quelques traçages :
  - Définir plus précisément les bassins d'alimentation des principales sources, en particulier celles du cœur du massif ;
  - o Étudier dans le détail les relations entre les nappes superficielles et les cours d'eau.
- Réaliser des essais de pompage longue durée :
  - Permettant de modéliser les relations hydrauliques entre les réservoirs (notamment entre l'Hauterivien et le Barrémien);
  - o Permettant d'appréhender le rôle de limites hydrauliques joués par les cours d'eau.

### 5. Bibliographie

Arnaud, A., Arnaud, H., Thieuloy, J.P. (1976) - Bases nouvelles pour la stratigraphie des calcaires Urgoniens du Vercors (Massifs subalpins septentrionaux - France). Newsletters on Stratigraphy, v 5,  $n^2$ 2-3, p. 143 – 159\$

Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Charollais, J., Conrad, M. A., Cotillon, P., Ferry, S., ... & Peybernès, B. (1979) - Paléogéographie des calcaires urgoniens du sud de la France. Géobios, 12, 363-383.

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

Bache, F. (2008). Evolution Oligo-Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal (Doctoral dissertation, Université de Bretagne Occidentale).

Bache, F., Olivet, J. L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., & Suc, J. P. (2009). Messinian erosional and salinity crises: view from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 139-157.

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

Baroux, E. (2000). Tectonique active en région à sismicité modérée: le cas de la Provence (France): apport d'une approche pluridisciplinaire (Doctoral dissertation, Paris 11).

Bastide, F. (2014) - Synthèse de l'évolution de la plateforme Urgonienne (Barrémien tardif à aptien précoce) du Sud-Est de la France : Faciès, micropaléontologie, géochimie, géométries, paléotectonique et géomodélisation. Sciences de la Terre. Université de Grenoble; Université de Lausanne, 2014. Français. ffNNT : 2014GRENU005ff. fftel-01233862

Baumard B. (2001) - Valorisation de données pour l'étude de la crise messinienne dans le Gard rhodanien et la partie est de la France.

Benedicto A. (1996) - Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie Nord), Sud-Est de la France, Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier 2, 235 pp.

Besson, D. (2005) - Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France): Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays (Doctoral dissertation, École Nationale Supérieure des Mines de Paris).

Bruna, P. O. (2013) - Évolution des propriétés réservoir des carbonates peu poreux: exemple des calcaires du Crétacé inférieur de la Moyenne Durance (Doctoral dissertation, Aix-Marseille).

Camus H. (2019) - Diagnostic karstologique du réservoir Urgonien du Gardon, Gard. Rapport complémentaire CENOTE-R-2019-06, 41pp.

Cerdan A, Monier C., Romeuf N. (2009) – Affleurement de Mouriès. Site internet Lithothèque PACA. http://www.lithotheque.ac-aix-marseille.fr/Affleurements\_PACA/13\_ alpilles/13 alpilles affleurements mouries.htm

Clauzon G. (1973) - The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. *In*: W.B.F. Ryan and K.J. Hsü (Editors), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Washington, **t. XIII**, part. 2, 1251-1256.

Clauzon, G. (1978) - The Messinian Var canyon (Provence, Southern France) - Paleogeographic implications. Marine Geology, 27(3-4), 231-246.

Clauzon, G. (1982) - Le canyon messinien du Rhone; une preuve decive du" desiccated deepbasin model" (Hsue, Cita and Ryan, 1973). Bulletin de la Société géologique de France, 7(3), 597-610.

Clauzon, G. (1984) - Évolution géodynamique d'une montagne provençale et de son Piémont: l'exemple du Lubéron (Vaucluse, France). Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 1, 427-442.

Clauzon G., Ambert P., Vaudour J. (1990) - Cartographie géomorphologique de la Basse-Provence rhodanienne. Méditerranée, tome 71, 3-4. In: L'agriculture en terrasses sur les versants méditerranéens; histoire, conséquences sur l'évolution du milieu. Séminaire - Aix-en-Provence - 3 février 1990. 75-82.

Clauzon G., Puig J.M. & Guendon J.L. (1997) - Géomorphologie quantitative et paléogéomorphologie dans les karsts du domaine méditerranéen : livret-guide de l'excursion. Journées de l'Association Française de Karstologie, Aix-en-Provence, CAGEP-Institut de Géographie d'Aix-en-Provence.

Combes P-J. (1969) - Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Mémoires du centre d'étude et de recherches géologiques et hydrogéologiques, Fondation CERGA, Montpellier, 342 pp.

Combes P.J. (1978) - Karst précoce et karst secondaire du troisième horizon de la bauxite dans la zone du Parnasse (Grèce). I.C.S.O.B.A, 4th International Congress for the study of bauxites, Alumina and Aluminium. Athènes, p. 101-113

Combes P-J. (1990) - Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. Geodinamica Acta, 4, 2, 91-109.

CombeS P.J. (1998) - Geologic and paleomorphological observations of the Neogene and the Pleistocene of the Parnass Zone (Greece); application to the exploration for and exploitation of bauxites. Acta Geologica Hungarica, 41, 4, p. 401-411.

Combes P. J., Peybernès B., Fondecave-Wallez M.J., Séranne M., Lesage J.L., Camus H. (2007) - Latest-Cretaceous/Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (south of France); paleogeographic, hydrogéologic and geodynamic implications. Geodinamica Acta, 20 (5), 301-Courreges M. (1997) - Le Crypto-karst de la peninsule du Medoc; crypto-alteration, dissolution, karst sous-marin et evolution quaternaire. Quaternaire, 8, 2-3, p. 289-304.

Courreges M. (1997) - Le Crypto-karst de la peninsule du Medoc; crypto-alteration, dissolution, karst sous-marin et evolution quaternaire. Quaternaire, 8, 2-3, p. 289-304, 353.

Depons A. (2007) - Écorché géologique sous la surface messinienne dans le bassin de Camargue à partir des interprétations sismigues et des forages. Stage de Master II. Total, 52pp.

Dupuis C. (1992) - Mesozoic kaolinised giant regoliths and Neogene haloysitic cryptokarst: two striking paleoweathering types in Belgium. In: J-M.SCHMITT & Q. GALL, Eds Mineralogical and geochemical records of paleoweathering. Mem. Sci. de la Terre. ENSMP, 18, p 61-68.

Espurt, N., Hippolyte J.-C., Saillard, M. & Bellier, O. (2012) - Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire system, Provence, France. –Tectonics, 31,4,p. TC4021, doi: 10.1029/2011TC002988.

Fabre G. (1983) - Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks G. Bardossy. Developments in economic geology n°14, Elsevier sci. publi. campany, Amsterdam-Oxford-New York, 1982. In: Karstologia, 2, 70-71.

Floquet, M. & Hennuy, J., (2001) - Anatomy of resedimented carbonates in the latest Turonian - earliest Coniacian South-Provencal Basin. Géologie Méditerranéenne, XXVIII: 67–71.

Floquet M., Hennuy J., (2003) - Evolutionary Gravity Flow Deposits in the Middle Turonian - Early Coniacian Southern Provence Basin (Se France): Origins and Depositional Processes. In: Locat J., Mienert J., Boisvert L. (eds) Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research, vol 19. Springer, Dordrecht

Fuchey, Y., Le Strat, P., Ambert, P., Bourgine, B., & Vairon, J. (2001) - Synthèse cartographique et modélisation 3D du remplissage Cénozoïque du bassin de l'Hérault et de l'Orb. *ASF Association des sédimentologistes français*.

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) Three-Dimensional Model of Composite Dolomite Bodies. AAPG bulletin, 97(9), 1477-1501.

Godeau, N., Deschamps, P., Guihou, A., Leonide, P., Tendil, A., Gerdes, A., Hamelin, B., Girard, J.P. (2018) - U-Pb dating of calcite cement and diagenetic history in microporous carbonate reservoirs: Case of the Urgonian Limestone, France. *Geology* 2018;; 46 (3): 247–250.

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

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

Guendon J-L. & Parron E. (1983) - Bauxites et ocres crétacées du SE de la France. Mécanismes de l'altération des roches sédimentaires. Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille St-Jérôme, série B, n°23, 142 pp.

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

Husson E., Séranne M., Combes P.J., Camus H., Peybernès B., Fondecave-Wallez M.J., Melinte-Dobrinescu M.C. (2012) - Marine karstic infillings; evidence of extreme base level changes and

geodynamic consequences (Paleocene of Languedoc, south of France). Bull. Soc. Géol. Fr., 183, (5), 425-441.

Husson E. (2013) - Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Thèse de Doctorat, Univ Montpellier, 318 pp.

E. Husson, M. Genevier, B. Dewandel, M. Moulin coll. L. Beccaletto (2021) – PROVEN-KARSTS - Karsts profonds et ressources en eau en région Provence : état des connaissances et zones à investiguer. Rapport final Version 2. BRGM/RP-71300-FR, 295 p., 160 ill.., 11 tabl., 5 ann.

Jolivet, L., Romagny, A., Gorini, C., Maillard, A., Thinon, I., Couëffé, R. & Seranne, M. (2020) - Fast dismantling of a mountain belt by mantle flow: late-orogenic evolution of Pyrenees and Liguro-Provençal rifting. Tectonophysics, 776, 228312.

Lajoinie J.-P. & Laville P. (1979) - Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements. Mem BRGM, 100, 146 pp.

Lamarche J., Lavenu A. P. C., Gauthier B. D. M., Guglieni Y., Jayet O., (2012) - Relationships between fractures patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in Carbonates (South-East Basin, France), Tectonophysics 581, 231-245.

Laville P. (1981) - La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie crétacée. Chronique de la Recherche Minière, 461 : 51-68.

Leleu, S. (2005) - Les cônes alluviaux crétacé supérieur/paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. – Thèse Sci., Université de Strasbourg, 222 p.

Leleu, S., Ghienne, G.F., G. Manatschal (2009) - Alluvial fan development and morpho-tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous-Palaeocene), Provence, France. Basin Research, v21,  $n^{\circ}2$ , pp. 157 – 187.

Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., ... & Fouchet, C. (2003) - Plio—Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, *198*(3-4), 289-317.

Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A. T., Ryan, W. B., & Steckler, M. S. (2005) - Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, *217*(1-2), 1-30.

Marchand,E (2020) - Rôle des interactions tectonique-sédimentation sur l'évolution et la variabilité spatiale d'un gisement de bauxite karstique : exemple du bassin de Villeveyrac (Sud de la France). Minéralogie. Université de Montpellier; IMT Mines Alès, 2019. Français. fftel-02472837v1

Martini J. (2005) - Étude des paléokarsts des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France) : mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne. *Karstologia*, **45-46**, 1-18

Masse J.P. & Philip J. (1976) - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. Rev. géogr. phys. et géol. dynam. (2), vol. XVIII, fasc. 1 : 49-66

Millot G. (1990) - Façonnement géochimique des pédiments rocheux: Méditerranée, n° horssérie. Actes du 3e Forum du G.F.G. Genèse et évolution des pie(d)monts, Aix, p. 1-2.

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

Mocochain L., Audra Ph., Clauzon G., Bellier O., Bigot J.-Y., Parize O., Monteil Ph. (2009) - The effect of rivers dynamic induced by Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: example of the Lower Ardèche River (Rhône Mid-valley). *Geomorphology*, **106**, 46-61

Mocochain L., Audra P., Bigot J.-Y. (2011) - Bull Soc Geol France, Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts Bulletin de la Société Géologique de France, 182 (2), 87-93.

Molliex, S. (2009) - Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (SE France) (Doctoral dissertation, Université Paul Cézanne-Aix-Marseille III).

Molliex S., Bellier O., Terrier M., Lamarche J., Martelet G., Espurt N. (2011) - Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault. Tectonophysics, 501, 1-16.

Montenat, CK, Janin, M-C., Barrier, P. (2004) - L'accident du Toulourenc : une limite tectonique entre la plate-forme provençale et le Bassin vocontien à l'Aptien-Albien (SE France). Compte Rendus Geosciences, v.336, N°14, pp.1301-1310.

Nicod J. (1967) - Recherches géomorphologiques en Basse-Provence calcaire. Thèse d'Etat, Université Aix-Marseille, 557 pp.

Nicod J. (1975) - Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. Bulletin de l'Association de géographes français, 427-428, 289-297.

Nicod J. (1994) - Plateaux karstiques sous couverture en France. Ann Géo, 576, p.170-194.

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

Oudet, J. (2008) - Étude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal: apports de la modélisation géologique 3D et de la chronostratigraphie intégrée (Doctoral dissertation, Université de Provence).

Quinif Y., Vandycke S., Vergari A. (1997) - Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). Bull. Soc. Géol. France, 168, 4, p 436-472.

Renault P. (1967) - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Le problème de la spéléogenèse. Ann. spéléol., 22, 1-2, p5-17 et 209-267.

Roure S., Clauzon G., Rubino J-L., Séranne M., Camy-Peyret J., Xavier J-P. (2009) - L'incision Messinienne: Cartographie des canyons du Rhône et de la Durance: Processus et implications. 12ème congrès de l'ASF, 25-31 octobre 2009, Rennes.

Rousset C. (1973) - Paléogéographie, karstologie et bauxitogenèse en Provence. ICSOB A, 3ème Congr. intern. Nice, 109-116.

Rousset C. (1973) - Paléogéographie, karstologie et bauxitogenèse en Provence. ICSOB A, 3ème Congr. intern. Nice, 109-116.

Salomon J.N., Pomel S., Nicod J. (1995) - L'évolution des crypto-karsts : comparaison d'un paléo-cryptokarst tropical exhumé. In Salomon J.N. et Maire R (Ed.) Kart et évolution climatiques (P.U. Bordeaux), p. 431-445

Sanchis, E., & Séranne, M. (2000) - Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France. Tectonophysics, 322(3-4), 219-242.

Seranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J, Quinif, Y. (2002) - Surrection et érosion polyphasée de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. Bull. Soc. géol. Fr., 173 (2): 97-112

Sissingh W. (2001) - Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. Tectonophysics, 333, p. 361-400.

Tassy A. (2012) - Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque: Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural. Thèse de doctorat. Univ Aix-Marseille, 416pp.

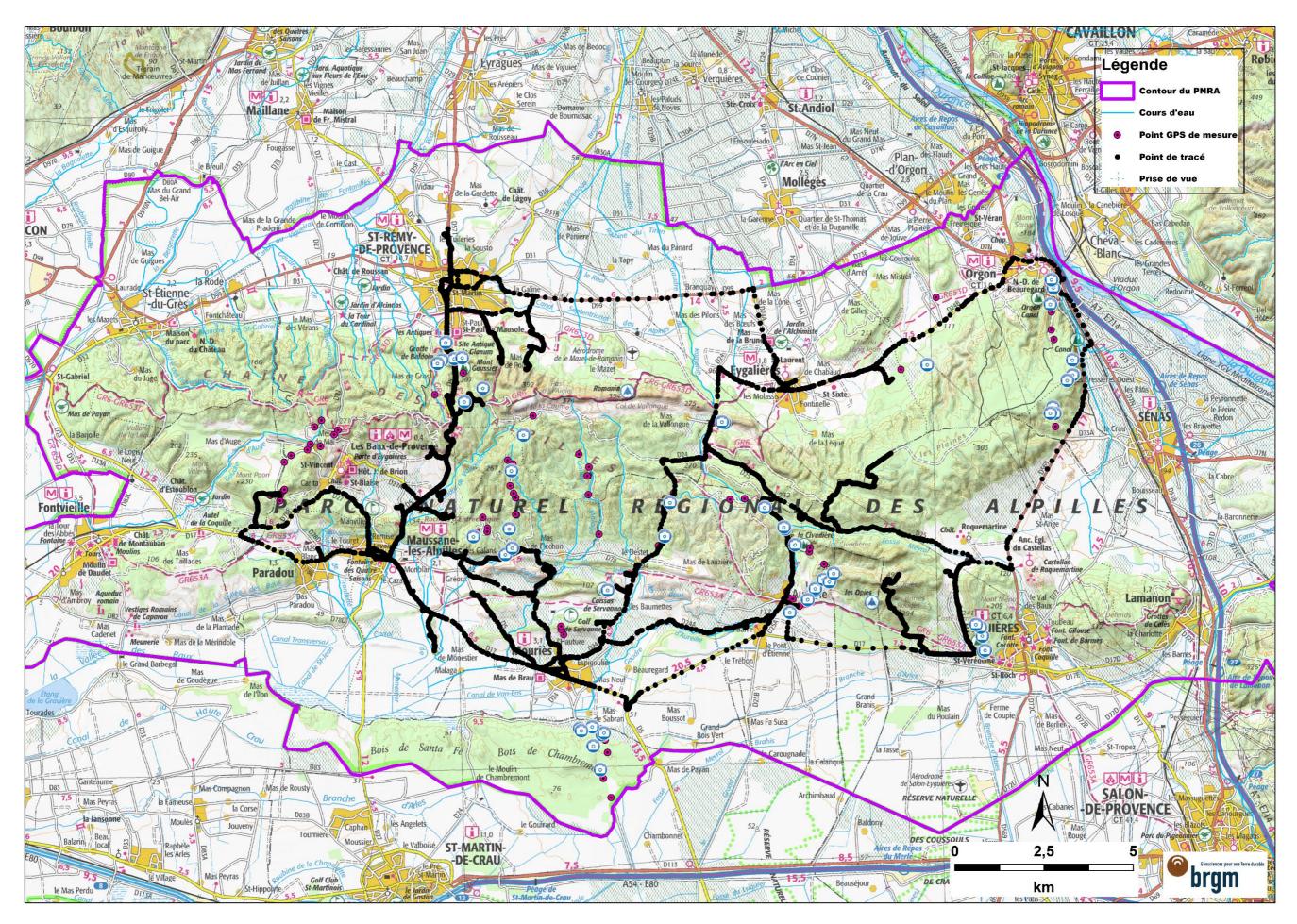
Tendil, A. J. B., Frau, C., Leonide, P., Fournier, F., Borgomano, J. R., Lanteaume, C., ... & Rolando, J. P. (2018) - Platform-to-basin anatomy of a Barremian–Aptian Tethyan carbonate system: New insights into the regional to global factors controlling the stratigraphic architecture of the Urgonian Provence platform (southeast France). Cretaceous Research, 91, 382-411.

Villeger, M. (1984) - Évolution tectonique du panneau de couverture nord-provencal (Mont Ventoux, Luberon, moyenne Durance), France (Doctoral dissertation, Université Paris Sud-Paris XI).

Villeneuve, M. (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.* 

Vissers, R. L. M., & Meijer, P. T. (2012) - Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. Earth-Science Reviews, 114 (1-2), 61-83.

## Annexe 1 : Carte des passages de terrain



# Annexe 2 : Planches 1 à 8 relatives à la géologie

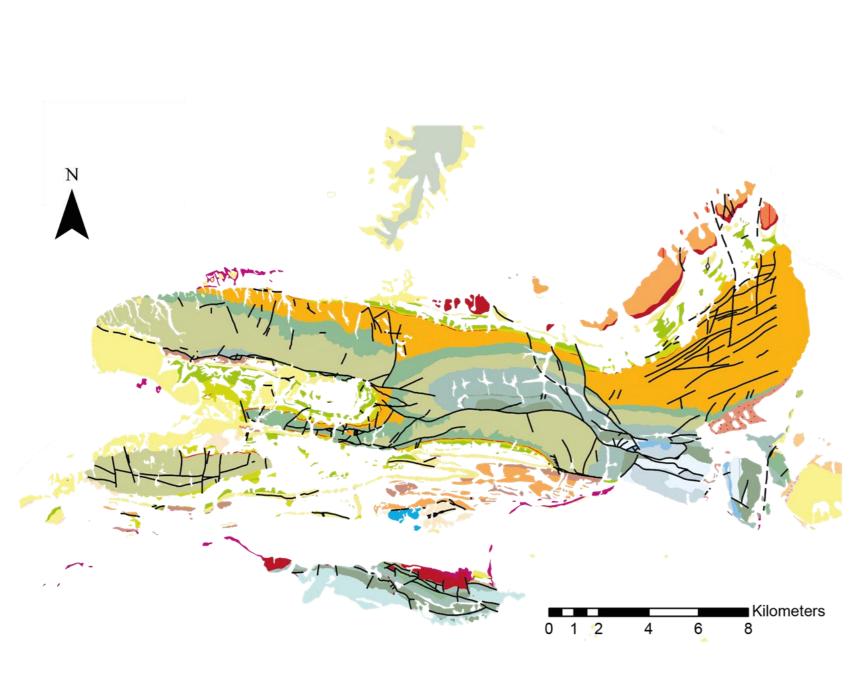


Planche 1 : Carte géologique harmonisée en fonction des regroupements lithostratigraphiques issus du log synthétique

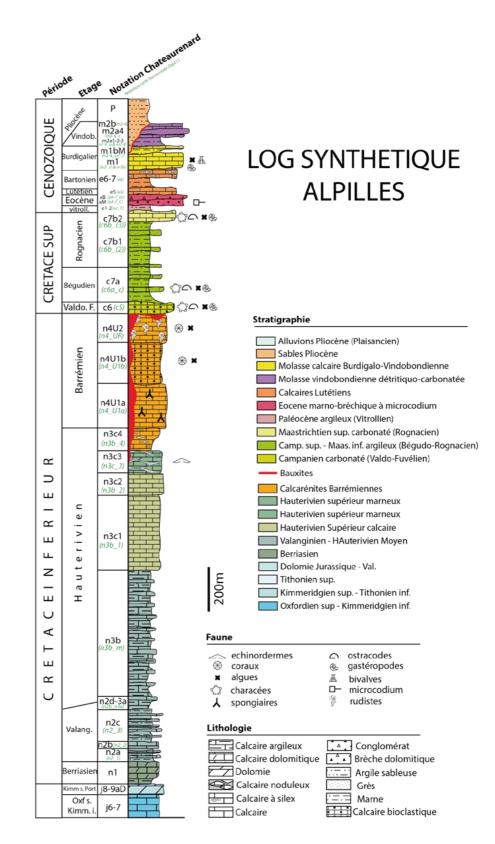




Planche 2 : Illustrations des faciès carbonatés du Jurassique sup. et Berriasien. A) illustre les brèches hydrauliques du Jurass. du Massif de l'Annelier. B) Assise du Berriasien (Opies). C) Calcaires en petits bancs de l'Oxfordien - Kimméridgien (Opies). D) Faciès thithonien des Opies à lapiaz sub-verticaux.





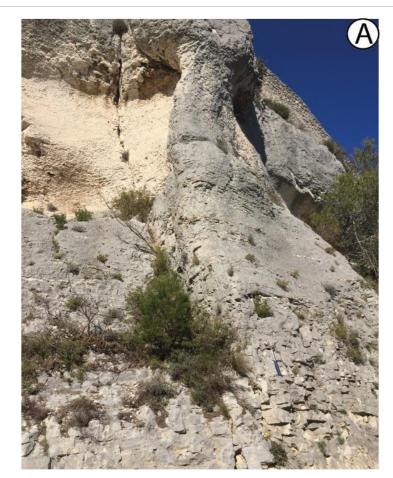






Planche 3 : Faciès Urgonien.
A) Transition entre les calcaires à chailles et calcarénites (Ntre Dame de Beauregard).
B) Niveaux de chailles (Vallon

- B) Niveaux de chailles (Vallon d'Auphant). C) Bioherms à rudistes (Orgon).
- D) Terminaison orientale du synclinal des Baux.
- E) Calcarénites et litages obliques (Ntre Dame de Beauregard)





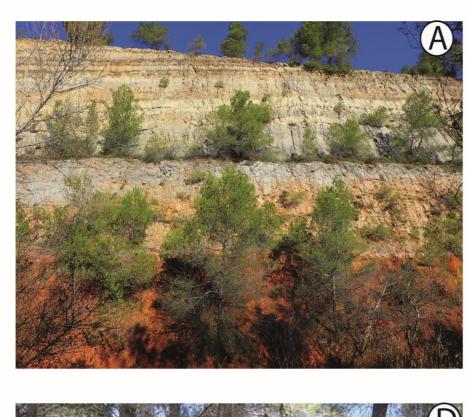


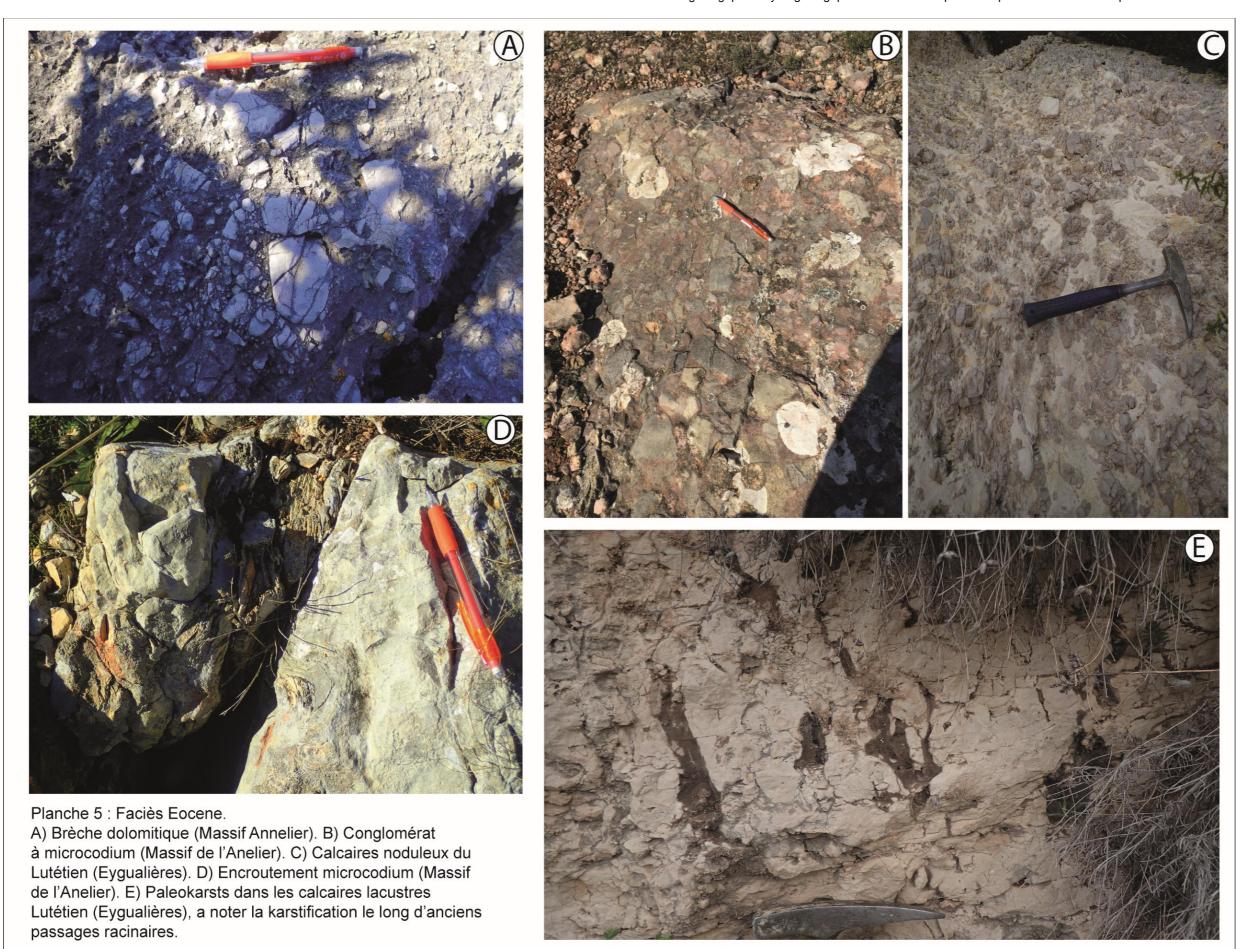


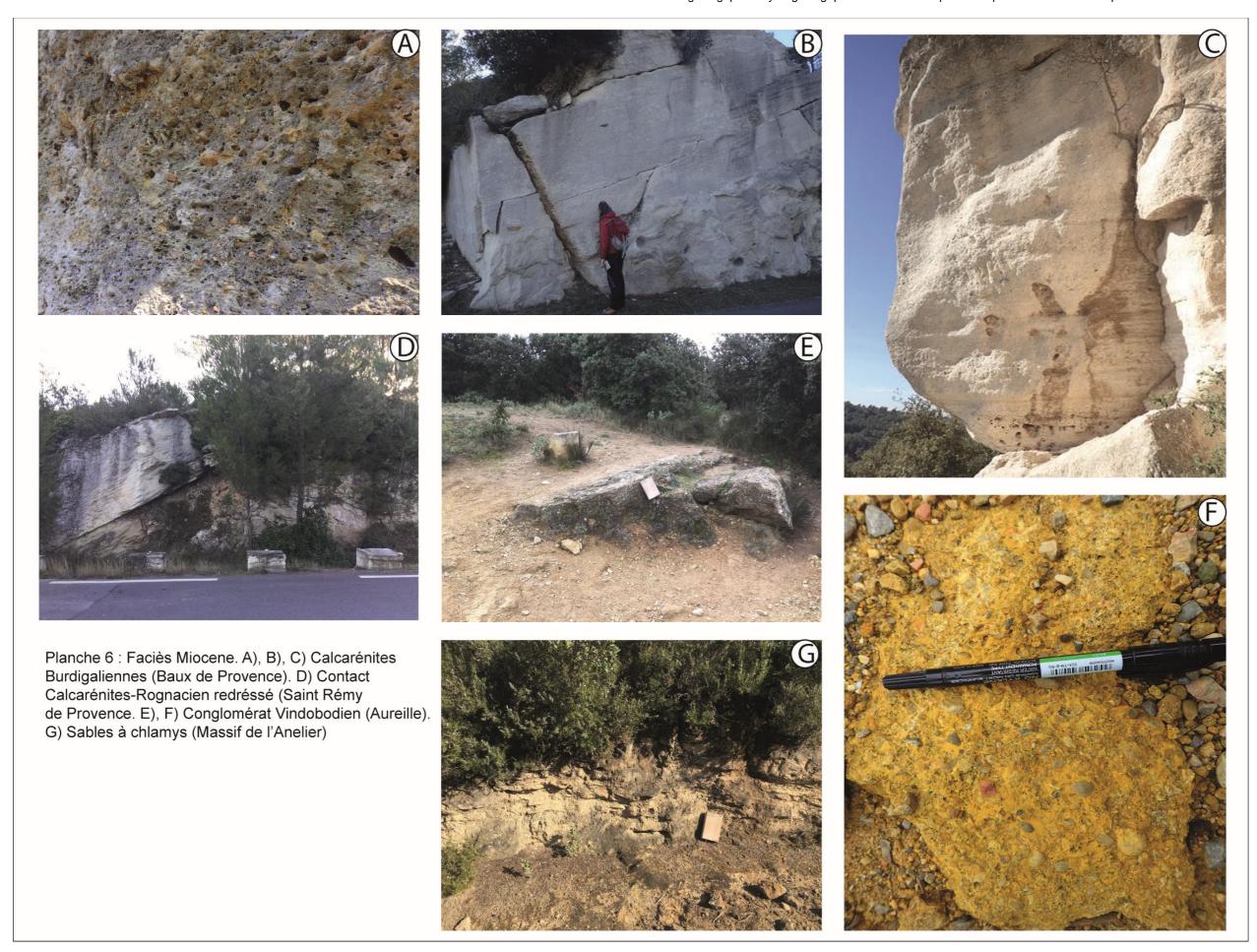






Planche 4 : Faciès Valdo-Fuvéliens (A-B-C) et Bégudiens (D-E). A) Carrière des Canonettes, contact Valdo-Fuvélien et Bauxites. B) semelle conglomératique du Valdo-Fuvélien (Rte de Mouriès). C) Faciès Valdo-Fuvélien. D) argiles sombres du Bégudien (Les Baux). E) Conglomérat du Bégudien (Anelier)





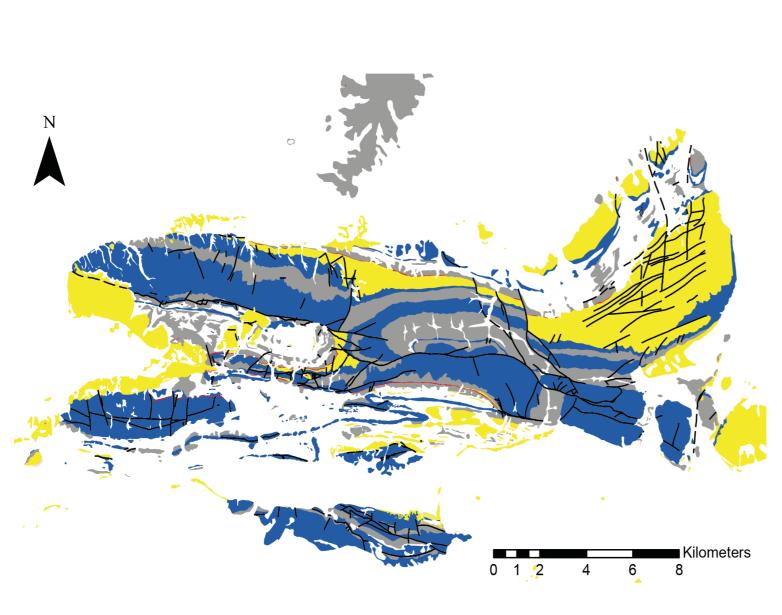


Planche 7 : Cartographie et log réservoir basés sur l'analyse réservoir des séries sédimentaires des Alpilles

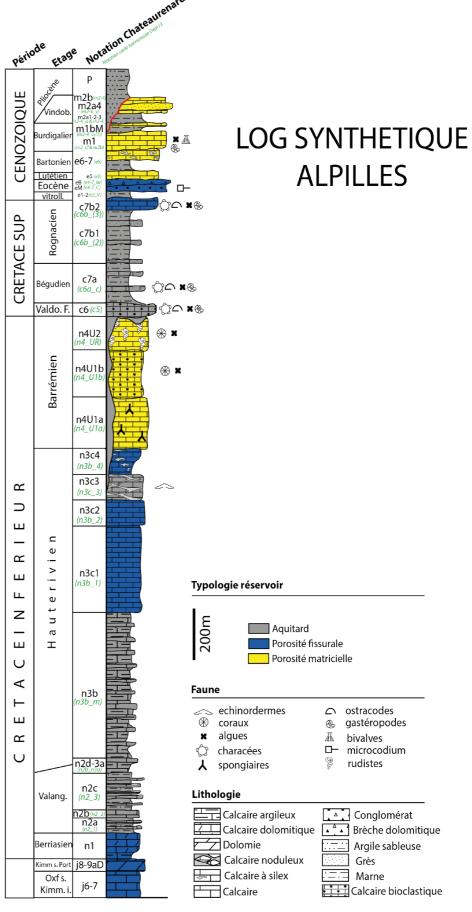




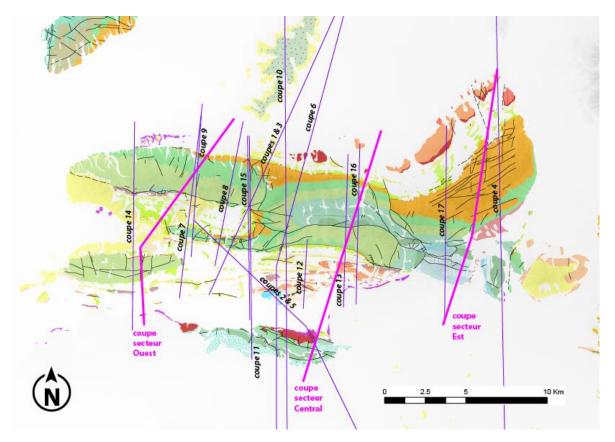


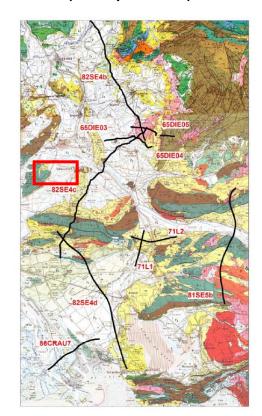


Planche 8 : A) Fracturation dans les calcaires du Begudien (Les Calans). B) Fracturation dans la barre calcaire du Rognacien (les Baumettes). C) Fracturation dans les calcaires à débit en boule (Mont Gaussier)

## Annexe 3 : Coupes géologiques issues de la littérature

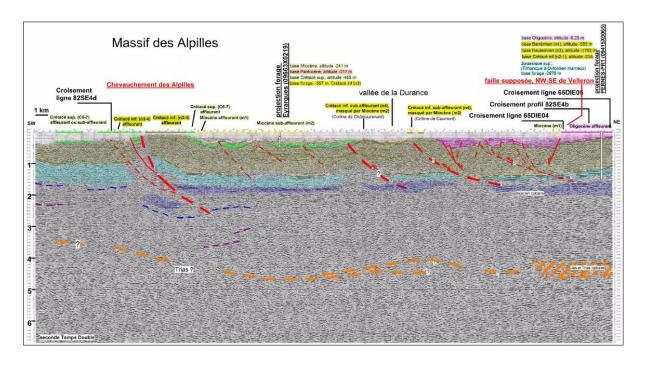
## Localisation des coupes



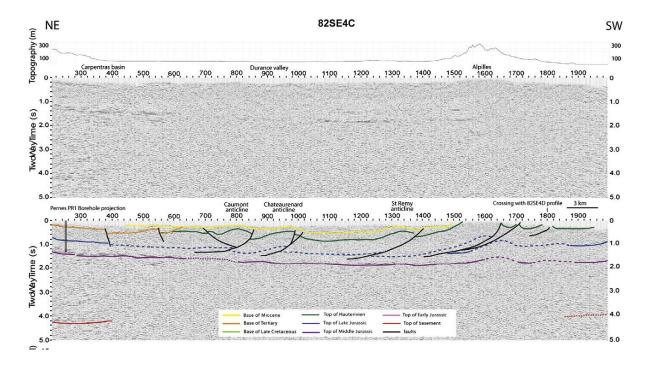


Coupe 1 : Profils sismique 82SE4c (3 interprétations)

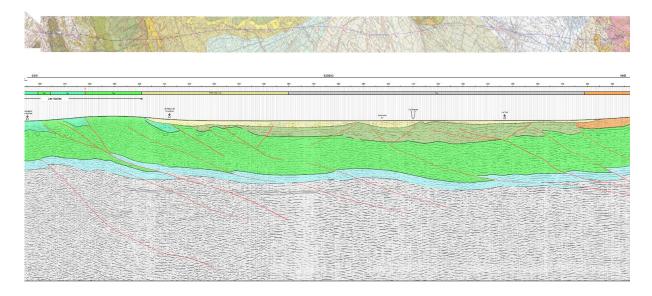
### BRGM/RP-55989-FR, 2008



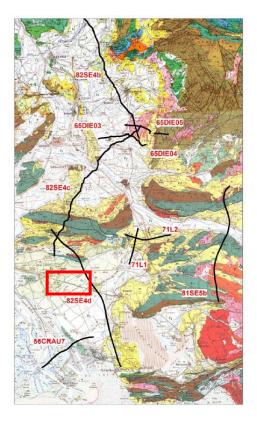
### Molliex et al., 2011



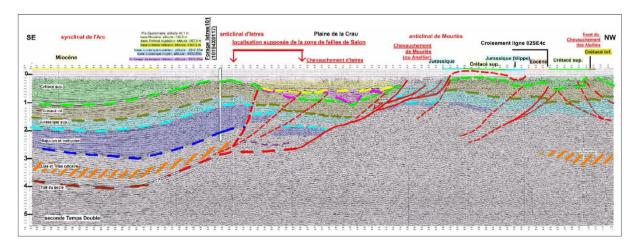
### BRGM/RP-64301-FR, 2012



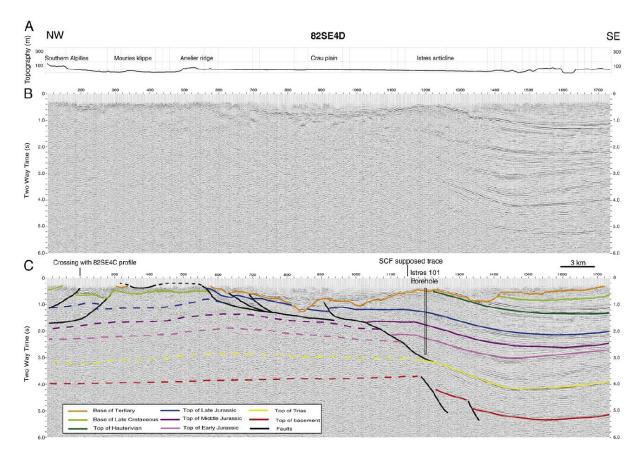
Coupe 2 : Profils sismique 82SE4d (3 interprétations)



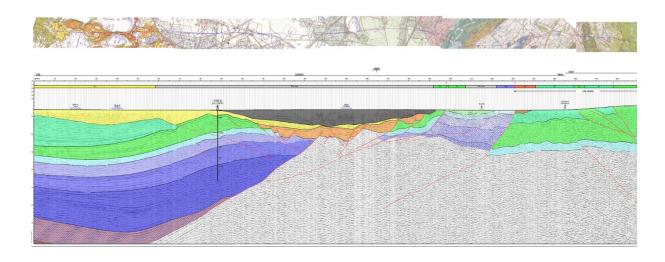
## BRGM/RP-55989-FR, 2008



## Molliex et al., 2011

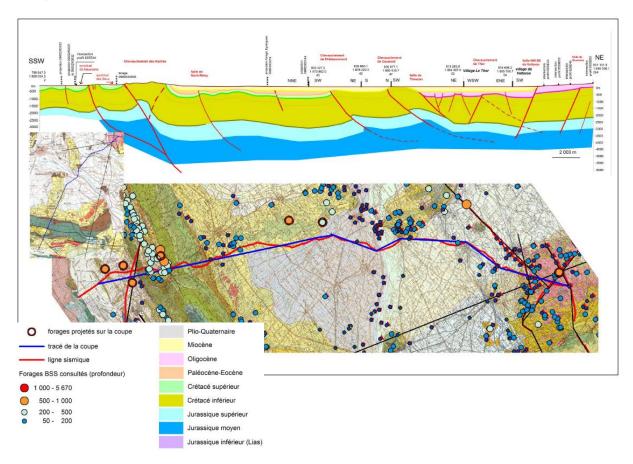


### BRGM/RP-64301-FR, 2012

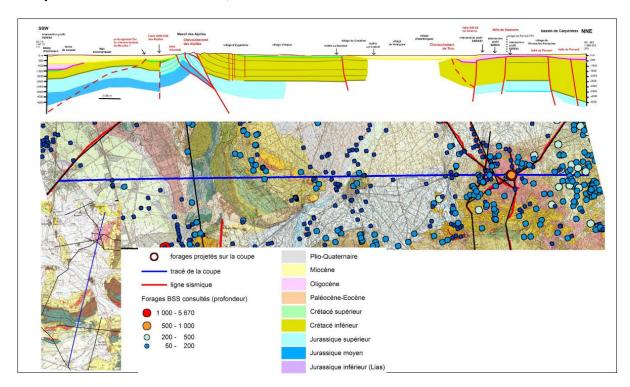


Étude géologique et hydrogéologique du massif des Alpilles : un préalable à la mise en place	d'un observatoire des eaux souterraines

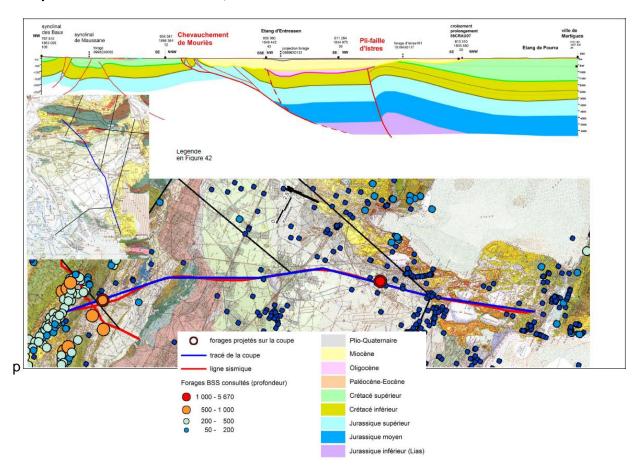
Coupe 3: BRGM/RP-55989-FR, 2008



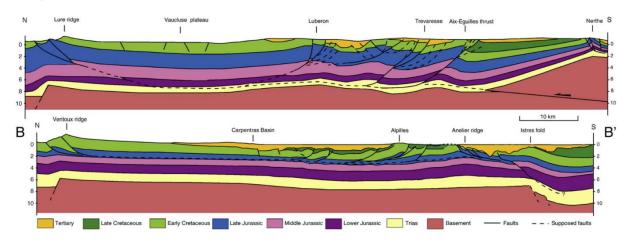
### Coupe 4: BRGM/RP-55989-FR, 2008

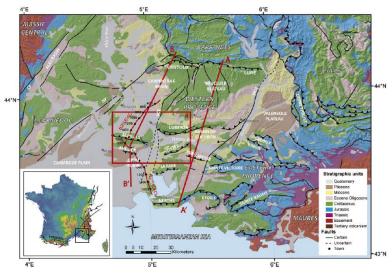


Coupe 5: BRGM/RP-55989-FR, 2008

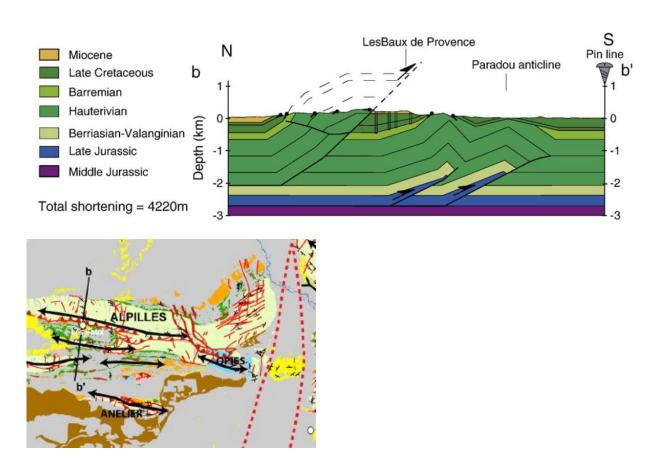


## Coupe 6: Molliex et al., 2012

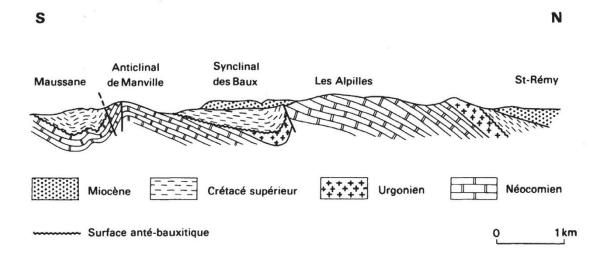




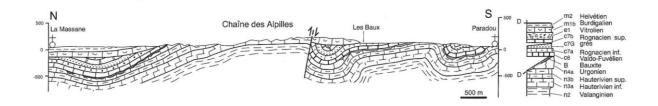
Coupe 7 : Molliex et al. (2012), coupe équilibrée



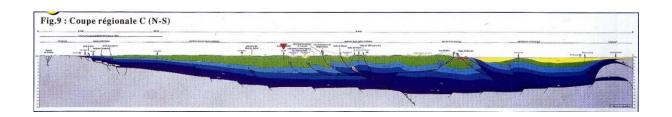
Coupe 8 : Rouire (1979), notice de la carte géologique de Marseille au 1/250000 (feuille 39)



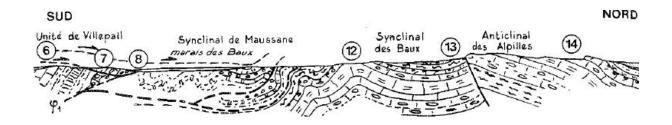
Coupe 9 : Planche 9.15 Atlas d'initiation aux cartes et coupes géologiques, 4ème éd. (2018)



Coupe 10 : Séguret et al., 1996



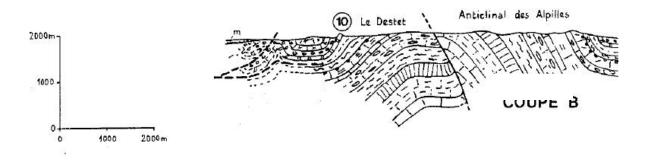
Coupe 11: Tempier, 1985



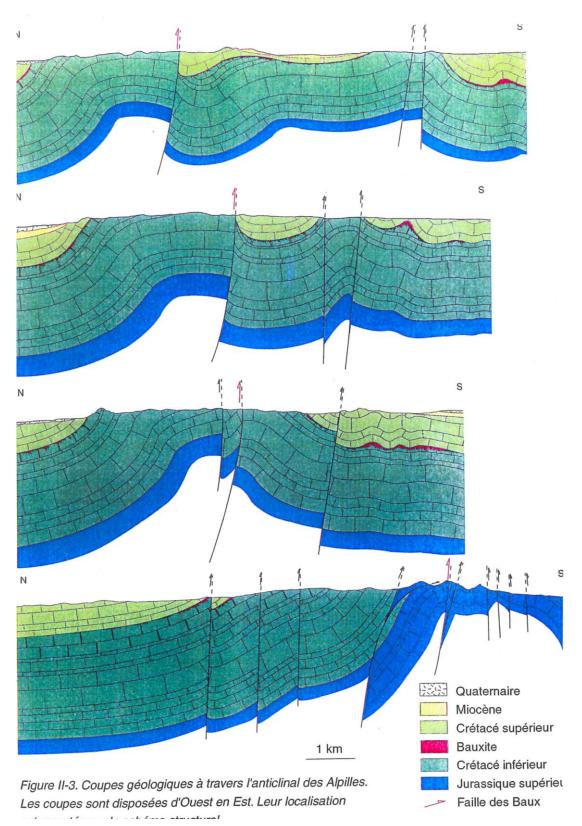
Coupe 12: Tempier, 1985



Coupe 13: Tempier, 1985

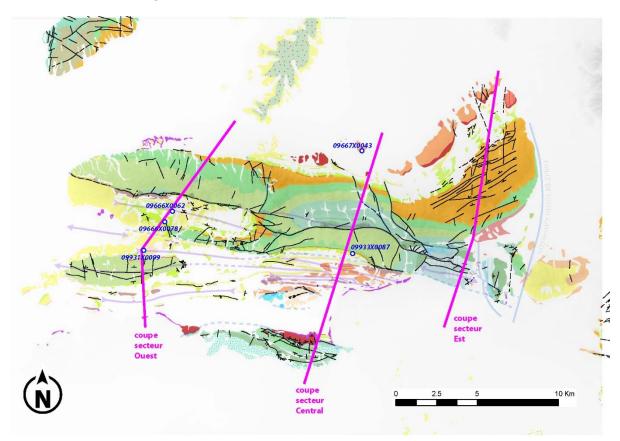




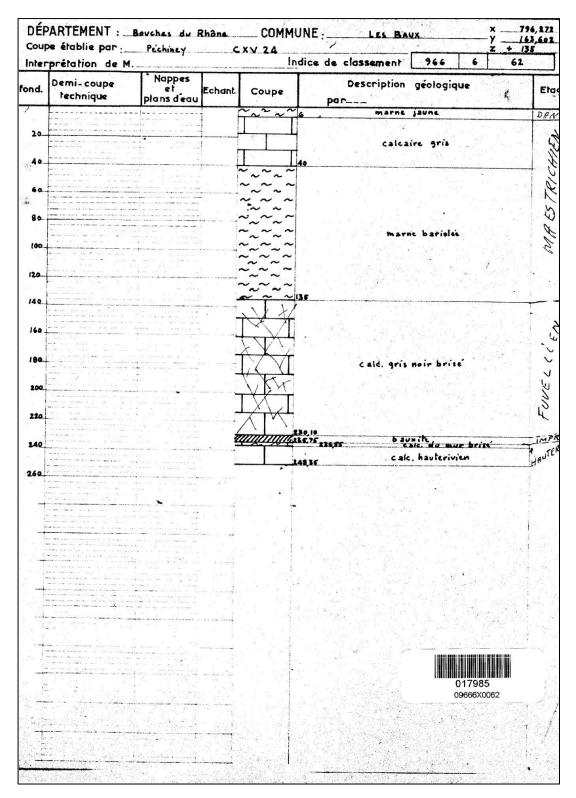


# Annexe 4 : Forages de calage (BSS)

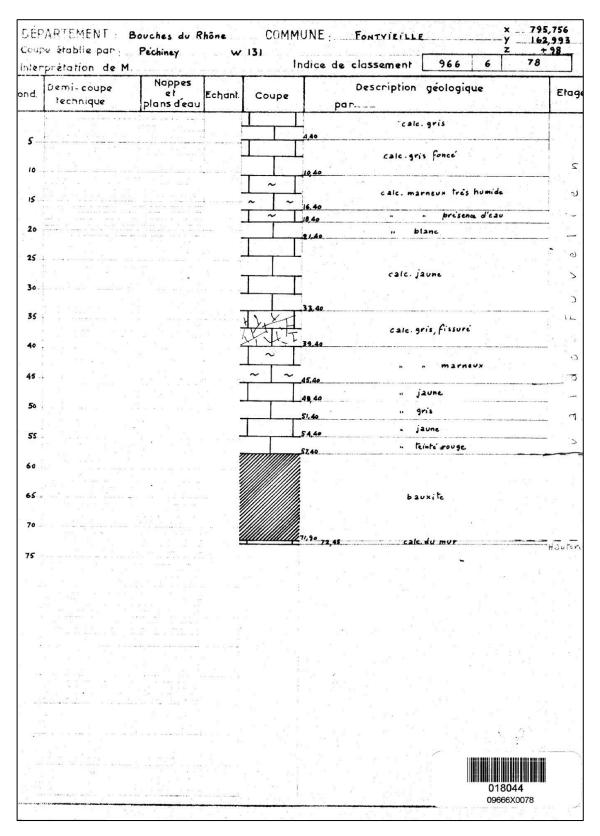
## Localisation des forages



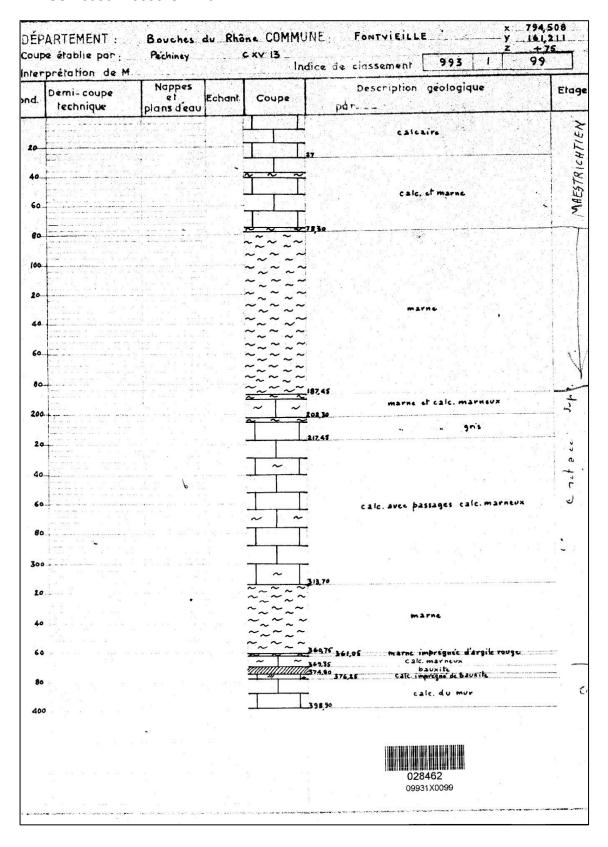
#### ID BSS: 09666X0062-CXV24



#### ID BSS: 09666X0078-W131



#### ID BSS: 09931X0099-CVX13

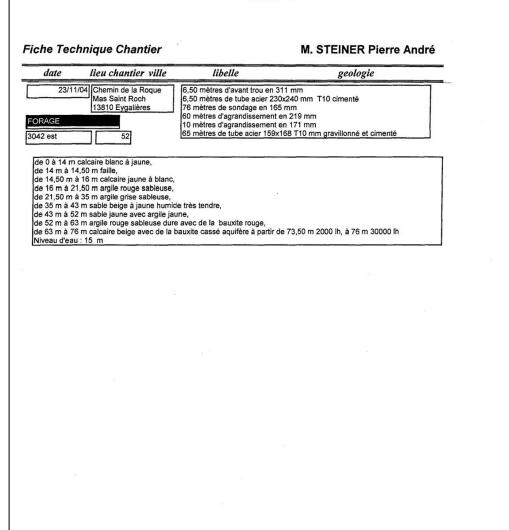


#### ID BSS: 09667X0043-F

## 09667x0043/F/GB

#### LURMIN FORAGES Sari

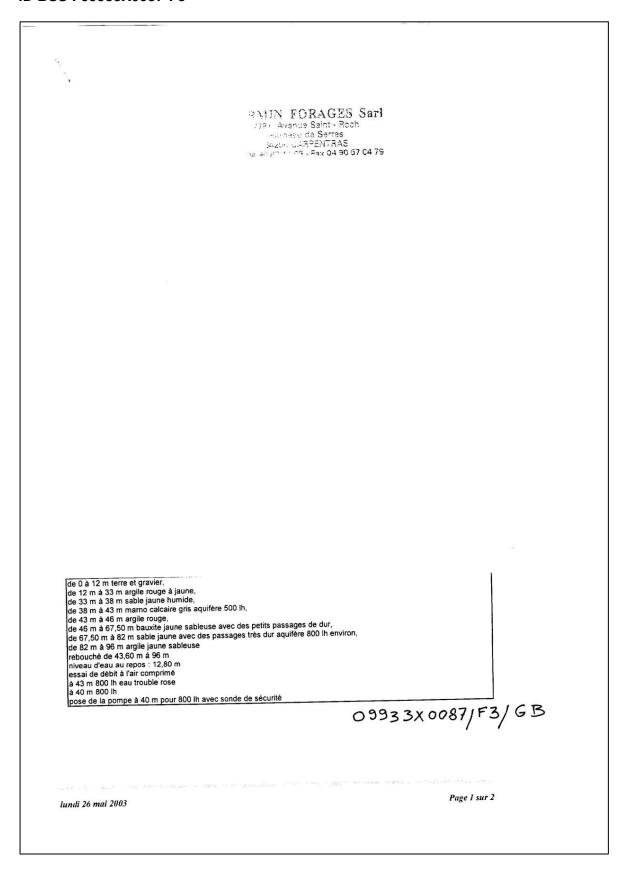
2781, Avenue Saint - Roch Hameau de Serres 84200 CARPENTRAS Tél. 04 90 63 11 03 - Fax 04 90 67 04 79 Siret 380 291 393 00011



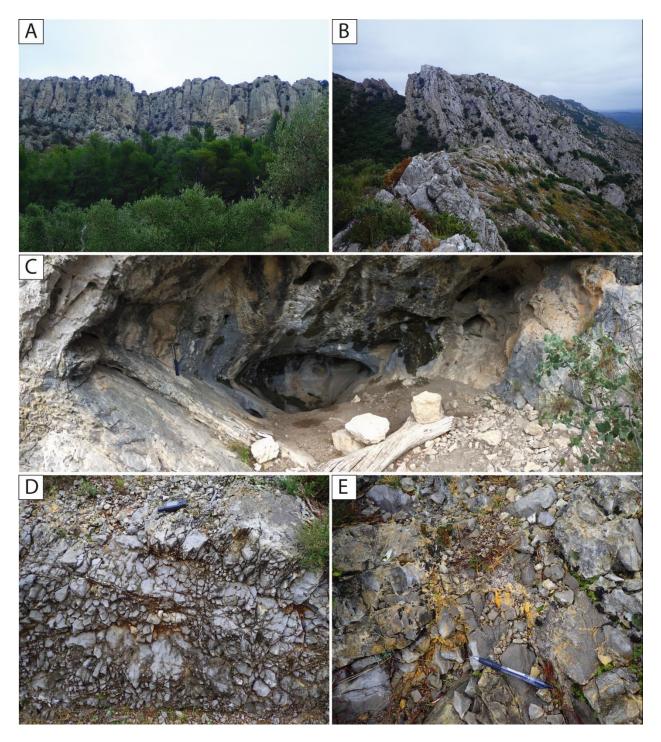
jeudi 25 novembre 2004

Page 1 sur 1

#### ID BSS: 09933X0087-F3

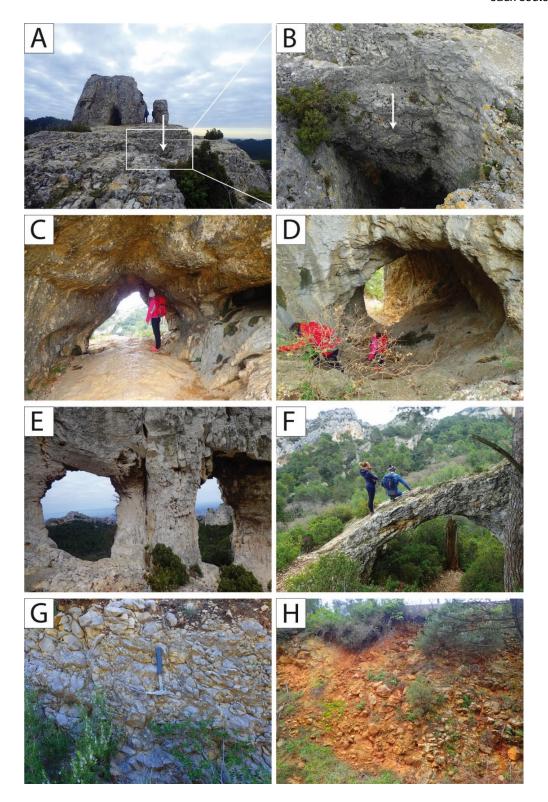


### Annexe 5 : Planches 9 à 13 relatives à la karstologie



**Planche 9 :** Expression de la karstification dans les formations jurassiques et berriasiennes du massif des Opies.

- A : Diaclases perpendiculaires à stratigraphie affectant le jurassique sur toute la hauteur de la falaise de Coste Féré (Mont Menu, Eygalières) constituant la bordure Est de la cluse de Saint Pierre de Vence.
- B : Plan de stratification karstifié dans le Massif des Opies favorisant l'infiltration et la percolation des eaux dans le sens du pendage, vers le Nord
- C : galerie horizontale calée du un plan de stratification ((Mont Menu, Eygalières).
- D : brèche d'altération karstique affectant le Berriasien des Opies. E : brèche d'altération karstique partiellement colmatée de silt orange.



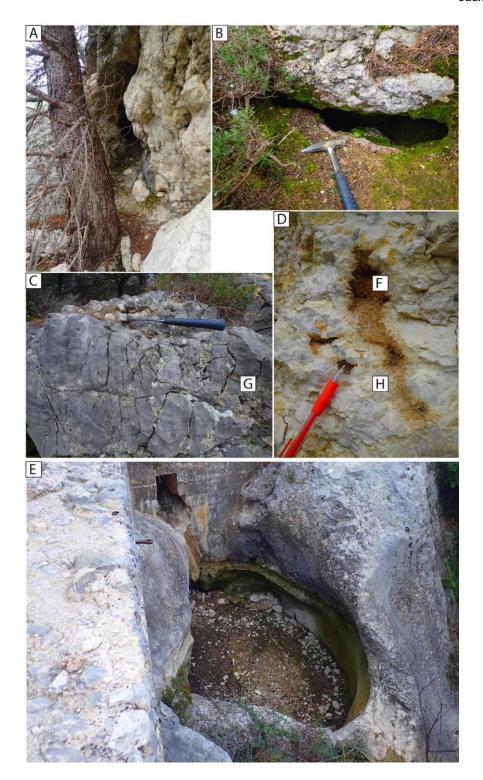
**Planche 10**: Expression de la karstification dans les formations rognaciennes (Maastrichtien) du massif des Alpilles.

A &B: conduits karstiques recoupé par l'érosion.

C : fissure et diaclase.

D : petite cavité géodique.

E : marmite de géant dans la barre de Rognacien du Destet, non fonctionnelle en basse eaux. Zone de perte en amont et résurgence au pied de la marmite.



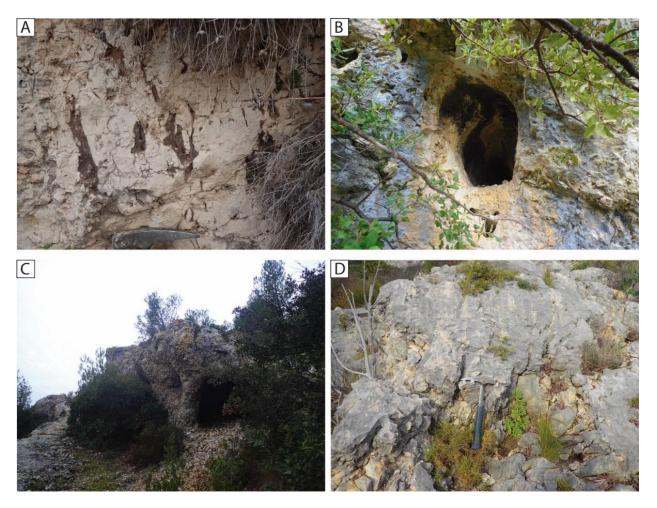
**Planche 11**: Expression de la karstification dans les formations rognaciennes (Maastrichtien) du massif des Alpilles.

A &B : conduits karstiques recoupé par l'érosion.

C : fissure et diaclase.

D : petite cavité géodique.

E : marmite de géant dans la barre de Rognacien du Destet non fonctionnelle en basse eaux. Zone de perte en amont et résurgence au pied de la marmite.



**Planche 12** : Expression de la karstification dans les formations lutétiennes du massif des Alpilles.

- A : Diaclases, secteur d'Eygalières.
- B : conduits karstiques recoupé par l'érosion, secteur d'Eygalières.
- C : faciès du Lutétien fortement bréchifié, secteur d'Eygalières.
- D : lapiaz sur roche nue et cannelure, secteur de Mouriès.



**Planche 13**: Expression de la karstification dans les formations burdigalienne (Miocène) du massif des Alpilles, secteur des Baux-de-Provence.

A : falaise miocène présentant de nombreuses formes de dissolution.

B : Fissure élargie par dissolution.

C : Cannelures formées par dissolution et ruissellement.

D : Arche





# Liberté Égalité Fraternité Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemin BP 36009

45060 - Orléans Cedex 2 - France

Tél.: 02 38 64 34 34

#### Direction régionale Provence - Alpes - Côte d'Azur

117, avenue de Luminy – BP 168 13276 Marseille cedex 09 Tél.: 04 91 17 74 77

www.brgm.fr