



# Diagnostic karstologique du réservoir de Dardennes-Siou-Blanc

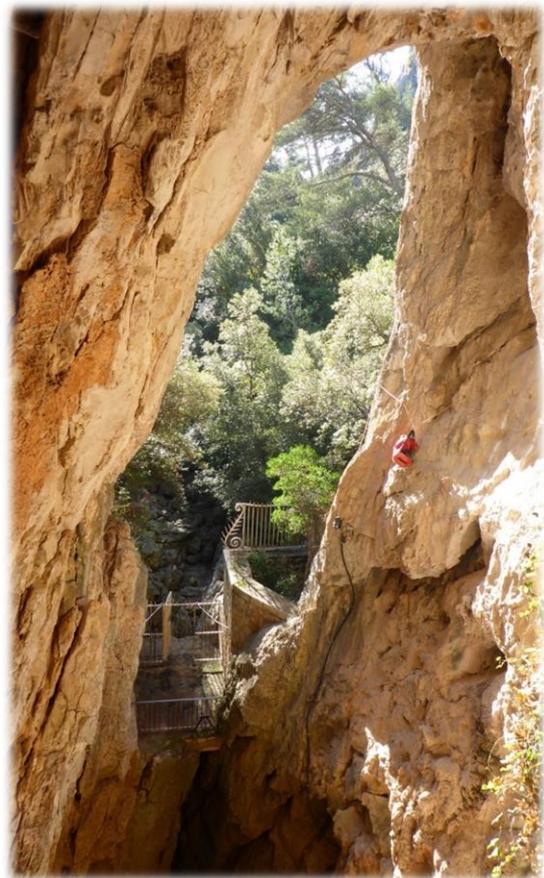
---

**Rapport CENOTE-R-2018-10-01**

Date : 23/10/2018

**Auteurs : Camus H. & Jouves J.**

Avec la collaboration de B. Arfib, C. Baudement et T. Garin (CEREGE-AMU) ; G. Maistre et B. Chadelle (CENOTE)



**Projet Dardennes :** Estimation des volumes d'eau souterraine exploitables dans les structures karstiques à l'échelle régionale : Application à l'estimation des réserves karstiques Toulonnaises (Var).  
Projet financé grâce au support de :



## Préambule

Le projet de recherche Dardennes porté par l'université Aix-Marseille (AMU) de 2013 à 2018 a pour titre : Estimation des volumes d'eau souterraine exploitables dans les structures karstiques à l'échelle régionale : application à l'estimation des réserves karstiques Toulonnaises (Var). Ce projet a été coordonné par Yves Guglielmi (AMU) jusqu'en 2015 puis par Bruno Arfib, hydrogéologue, maître de conférence au laboratoire CEREGE (AMU). Le projet a été financé par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, Véolia, la ville de Toulon, l'AMU, l'ANRT, et a été réalisé par le cabinet d'expertises CENOTE et l'université Aix-Marseille.

Le projet a donné lieu à la réalisation de deux thèses de doctorats :

- Johan Jouves (2018) Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques - De la karstologie aux modèles numériques 3D. Thèse de doctorat de l'université Aix-Marseille, soutenue le 14/05/2018.
- Cécile Baudement (2018) Évaluation des capacités d'écoulement et de stockage d'un aquifère karstique dynamique par caractérisation géologique et modélisation pluie-débit. Sources de Dardennes, Toulon, France. Thèse de doctorat de l'université Aix-Marseille, soutenue le 19/04/2018.

Suite à la soutenance de ces deux thèses de doctorat, un travail complémentaire de modélisation Pluie-Débit-Niveau des sources de Dardennes a été entrepris par Thibaut Garin (CDD) et B. Arfib.

Ce rapport constitue la tâche 1 de l'accord de consortium. Il présente le diagnostic karstologique réalisé sur le réservoir de Dardennes-Siou-Blanc.

Photo de couverture : Ragas de Dardennes (T. Lamarque)

# Sommaire

|   |           |
|---|-----------|
| <b>PREAMBULE .....</b>  | <b>1</b>  |
| <b>1. PRESENTATION DU PROJET DARDENNES .....</b>  | <b>5</b>  |
| 1.1. OBJECTIFS DU PROJET .....  | 5         |
| 1.2. CONTEXTE TECHNIQUE ET SCIENTIFIQUE DU PROJET .....   | 5         |
| 1.3. DESCRIPTIF TECHNIQUE ET METHODOLOGIE DU PROJET .....   | 6         |
| 1.4. STRUCTURE DU RAPPORT.....  | 7         |
| <b>2. METHODOLOGIE ET PRINCIPES DE KARSTOLOGIE.....</b>   | <b>8</b>  |
| 2.1. LES OBJECTIFS DU DIAGNOSTIC KARSTOLOGIQUE.....   | 8         |
| 2.2. METHODOLOGIE DU DIAGNOSTIC KARSTOLOGIQUE .....   | 8         |
| 2.1. IDENTIFICATION DES DIFFERENTS TYPES D'ALTERATION KARSTIQUE .....   | 9         |
| 2.1.1. <i>La fantômisation</i> .....  | 9         |
| 2.1.2. <i>La crypto-altération</i> .....  | 10        |
| 2.1.3. <i>La corrosion sur roche nue</i> .....  | 12        |
| 2.2. RECONSTITUTION DE LA STRUCTURATION KARSTIQUE DE MASSIFS CARBONATES.....  | 12        |
| 2.2.1. <i>La détermination de la position des niveaux de base et des épaisseurs karstifiées</i> .....   | 12        |
| 2.2.2. <i>L'évaluation des variations spatiales et temporelles des zones de recharge et de restitution</i> ...  | 13        |
| 2.2.3. <i>La reconstitution de l'organisation de la karstification</i> .....  | 13        |
| <b>3. CONTEXTE GENERAL D'ETUDE DU RESERVOIR KARSTIQUE DE DARDENNES-SIOU-BLANC.....</b>  | <b>15</b> |
| 3.1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE.....   | 15        |
| 3.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE .....  | 15        |
| 3.2.1. <i>Aperçu de l'histoire géodynamique de la Provence</i> .....  | 15        |
| 3.2.2. <i>Contexte stratigraphique de l'unité du Beausset</i> .....   | 17        |
| 3.2.3. <i>Unités stratigraphiques du réservoir hydrogéologique de Dardennes</i> .....   | 19        |
| 3.2.4. <i>Fracturation de l'aquifère</i> .....  | 21        |
| 3.2.5. <i>Géométrie 3D du réservoir karstique de Dardennes</i> .....  | 23        |
| 3.3. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE .....   | 25        |
| 3.3.1. <i>Un aquifère multicouche</i> .....   | 25        |
| 3.3.2. <i>Unités hydrogéologiques et traçages</i> .....   | 26        |
| 3.3.3. <i>Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère karstique de Dardennes</i> .....   | 27        |
| 3.3.3.1. Extension du bassin versant .....  | 27        |
| 3.3.3.2. Le débit des sources de Dardennes .....  | 28        |
| 3.3.3.3. La hauteur de mise en charge du Ragas et les conditions de débordement .....   | 28        |
| 3.3.3.4. Signature physico-chimique des sources de Dardennes évaluée par les séries chronologiques de conductivité électrique et de température ..... | 28        |
| 3.3.3.5. Faciès géochimique et isotopique des eaux des sources de Dardennes .....   | 29        |
| 3.3.3.6. Modélisation pluie débit .....   | 30        |
| 3.4. HERITAGES GEOMORPHOLOGIQUES .....  | 31        |
| 3.5. CONNAISSANCES SUR LES PHASES DE KARSTIFICATION EN PROVENCE .....   | 33        |
| <b>4. TYPOLOGIE DES INDICATEURS MORPHOKARSTIQUES .....</b>  | <b>34</b> |
| 4.1. CARACTERISATION DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET DES COUVERTURES KARSTIQUES.....   | 34        |
| 4.1.1. <i>Bauxite et altérations associées</i> .....  | 34        |
| 4.1.2. <i>Les couvertures argileuses</i> .....  | 35        |
| 4.1.3. <i>Les sables dolomitiques</i> .....   | 36        |

|           |   |           |
|-----------|---|-----------|
| 4.1.4.    | <i>Les sables issus de l'altération du Crétacé supérieur</i> .....  | 37        |
| 4.1.5.    | <i>Formation fluviatiles alloctones</i> .....   | 38        |
| 4.1.6.    | <i>Formation fluviatiles autochtones et parautochtones</i> .....  | 39        |
| 4.1.7.    | <i>Formations périglaciaires</i> .....  | 39        |
| 4.1.8.    | <i>Formations volcaniques</i> .....   | 40        |
| 4.1.9.    | <i>Les travertins</i> .....   | 41        |
| 4.2.      | <b>CARACTERISATION DES FORMES KARSTIQUES DE SURFACE</b> .....   | 42        |
| 4.2.1.    | <i>Paléo-surfaces</i> .....   | 42        |
| 4.2.1.1.  | La surface sommitale à buttes karstiques S1.....  | 42        |
| 4.2.1.2.  | La surface S2 du Plateau de Siou-Blanc .....  | 43        |
| 4.2.1.3.  | La surface S3 à mégadolines et la surface du Camp .....   | 44        |
| 4.2.1.4.  | La surface S4 à poljés.....   | 46        |
| 4.2.2.    | <i>Poljés et bordures de corrosion</i> .....  | 46        |
| 4.2.2.1.  | Les poljés à la surface du massif.....  | 48        |
| 4.2.2.2.  | Les poljés du secteur nord.....   | 48        |
| 4.2.2.3.  | Les poljés du secteur ouest .....   | 48        |
| 4.2.2.4.  | Les poljés du secteur sud.....  | 49        |
| 4.2.3.    | <i>Lapias et mégalapiés ruiniformes</i> .....   | 49        |
| 4.2.4.    | <i>Dolines et mégadolines</i> .....   | 52        |
| 4.2.5.    | <i>Vallons fluviokarstiques</i> .....   | 54        |
| 4.2.6.    | <i>Canyons karstiques et vallées périphériques</i> .....  | 55        |
| 4.2.6.1.  | Les canyons karstiques .....  | 55        |
| 4.2.6.2.  | Les vallées périphériques .....   | 56        |
| 4.2.7.    | <i>Reculées karstiques</i> .....  | 57        |
| 4.3.      | <b>CARACTERISATION DE PHENOMENES KARSTIQUES SOUTERRAINS</b> .....   | 58        |
| 4.3.1.    | <i>Paléokarsts et altérations profondes</i> .....   | 58        |
| 4.3.1.1.  | Couloirs d'altération profonde .....  | 58        |
| 4.3.1.2.  | Paléokarsts à brèches karstiques et laminites.....  | 61        |
| 4.3.1.3.  | Paléokarsts à indices hypogènes .....   | 62        |
| 4.3.1.4.  | Paléokarsts et paléo-drains à remplissages alloctones .....   | 64        |
| 4.3.2.    | <i>Cavités et réseaux karstiques</i> .....  | 67        |
| 4.3.2.1.  | Réseaux de mise en charge : modèle Maramoye.....  | 67        |
| 4.3.2.2.  | Les réseaux d'invasion du plateau de Siou-Blanc : modèle Caveau-Sarcophage.....   | 70        |
| 4.3.2.3.  | Réseaux de décolmatage.....   | 72        |
| 4.3.2.4.  | Réseaux d'émergence.....  | 72        |
| <b>5.</b> | <b>ANALYSE MORPHODYNAMIQUE DES ELEMENTS DE STRUCTURATION KARSTIQUE</b> .....  | <b>73</b> |
| 5.1.      | <b>ELEMENTS DE STRUCTURATION KARSTIQUE ANTERIEURS AUX DEFORMATIONS PYRENEO-PROVENÇALES</b> .....  | <b>73</b> |
| 5.1.1.    | <i>Implications morphodynamiques de la « surface des bauxites » sur la structuration karstique du réservoir</i> .....                           | <b>73</b> |
| 5.1.2.    | <i>Structuration par altérations profondes sous couverture : rôle des couloirs de fantômisation et des couloirs de brèches karstiques</i> ..... | <b>76</b> |
| 5.2.      | <b>STRUCTURATION KARSTIQUE PAR ETAGEMENT DES PALEO-SURFACES EN RELATION AVEC LES VARIATIONS DU NIVEAU DE BASE</b> .....                         | <b>79</b> |
| 5.2.1.    | <i>Etagements des paléosurfaces</i> .....   | <b>79</b> |
| 5.2.2.    | <i>Etagements des poljés du dispositif dinarique</i> .....  | <b>80</b> |
| 5.3.      | <b>ROLE DES DYNAMIQUES DE RETRAIT DES COUVERTURES</b> .....   | <b>82</b> |
| 5.4.      | <b>REPNSE KARSTIQUE A L'OSCILLATION MESSINO-PLIOCENE</b> .....  | <b>84</b> |
| 5.5.      | <b>INCISION DES VALLEES, EROSION REGRESSIVE ET DECHAUSSEMENT DES MASSIFS CALCAIRES</b> .....  | <b>87</b> |

|                      |  |            |
|----------------------|--|------------|
| 5.5.1.               | <i>Incidences de l'incision des gorges d'Ollioules sur la structuration karstique du réservoir</i>     | 87         |
| 5.5.2.               | <i>Incidences du creusement régressif de la vallée périphérique du Gapeau</i>                          | 87         |
| 5.5.3.               | <i>Incidences du creusement régressif de la vallée du Las sur la position des sources de Dardennes</i> | 88         |
| <b>6.</b>            | <b>MODELE CONCEPTUEL LA KARSTIFICATION AU COURS DU TEMPS</b>   | <b>89</b>  |
| 6.1.                 | UNE STRUCTURATION KARSTIQUE ANCIENNE AUX GEOMETRIES DEFORMEES PAR LA TECTONIQUE PYRENEO-PROVENÇALE     | 90         |
| 6.2.                 | STRUCTURATION SYN-RIFT OLIGOCENE   | 91         |
| 6.3.                 | STRUCTURATION POST-RIFT : BURDIGALIEN, LANGHIEN-SERAVALIEN   | 91         |
| 6.4.                 | STRUCTURATION LORS DE L'OUVERTURE DU BASSIN TYRRHENIEN   | 92         |
| 6.5.                 | STRUCTURATION PENDANT LE TEMPS COURT DE L'OSCILLATION MESSINO-PLIOCENE                                 | 94         |
| 6.6.                 | STRUCTURATION PENDANT LE TEMPS LONG DU « HIGH STAND LEVEL » DU PLIOCENE                                | 95         |
| 6.7.                 | STRUCTURATIONS ET DYNAMIQUES MAJEURES DU QUATERNAIRE   | 96         |
| <b>7.</b>            | <b>RECAPITULATION ET CONCLUSION</b>  | <b>97</b>  |
| 7.1.                 | RECAPITULATION DES PRINCIPAUX RESULTATS  | 97         |
| 7.1.1.               | <i>Identification et détermination des formes et des formations karstiques</i>                         | 97         |
| 7.1.1.1.             | Les formes et formation affectant le réservoir en profondeur   | 97         |
| 7.1.1.2.             | Les formes et formations liée à l'évolution des couvertures karstiques                                 | 98         |
| 7.1.1.3.             | Les formes et formations liées systèmes d'écoulement karstiques  | 98         |
| 7.1.2.               | <i>Interprétation morphodynamique</i>  | 98         |
| 7.1.2.1.             | Relation étagement et variations du niveau de base   | 99         |
| 7.1.2.2.             | L'oscillation messino-pliocène   | 99         |
| 7.1.2.3.             | L'incisions des vallées et le déchaussement des structures calcaires et dolomitiques                   | 100        |
| 7.1.3.               | <i>Reconstitution de l'évolution karstique du réservoir de Dardennes</i>                               | 100        |
| 7.2.                 | CONCLUSION   | 101        |
| <b>BIBLIOGRAPHIE</b> |  | <b>103</b> |

# 1. Présentation du projet Dardennes

## 1.1. Objectifs du projet

Le projet Dardennes (2013-2018) avait pour but de faire un bilan et d'améliorer la connaissance sur la réserve en eau souterraine karstique de l'aire nord toulonnaise, afin d'identifier et de caractériser les ressources pour l'alimentation en eau potable actuelle et future. Le projet s'est focalisé sur le système karstique des sources de Dardennes, au nord de Toulon (SE France), par une approche croisée de géologie structurale, karstologie, suivi hydrodynamique des sources et modélisation pluie-débit. Les résultats de ce projet de recherche visent à contribuer aux futures études pour la mise en place d'une stratégie de gestion et de protection des ressources existantes pour en assurer la préservation sur le long terme (SDAGE 2010-2015 et 2016-2021).

## 1.2. Contexte technique et scientifique du projet

Dans un contexte où dans les pays méditerranéens, le karst est souvent la seule formation aquifère utilisable, le projet Dardennes s'inscrit dans une problématique de caractérisation des réservoirs carbonatés karstiques. Le projet Dardennes fait suite au projet KarstEau (thèses de A. Fournillon et A. Tassy, 2012) qui visait à caractériser les ressources en eau régionale sur l'unité du Beausset (Fig. 1).

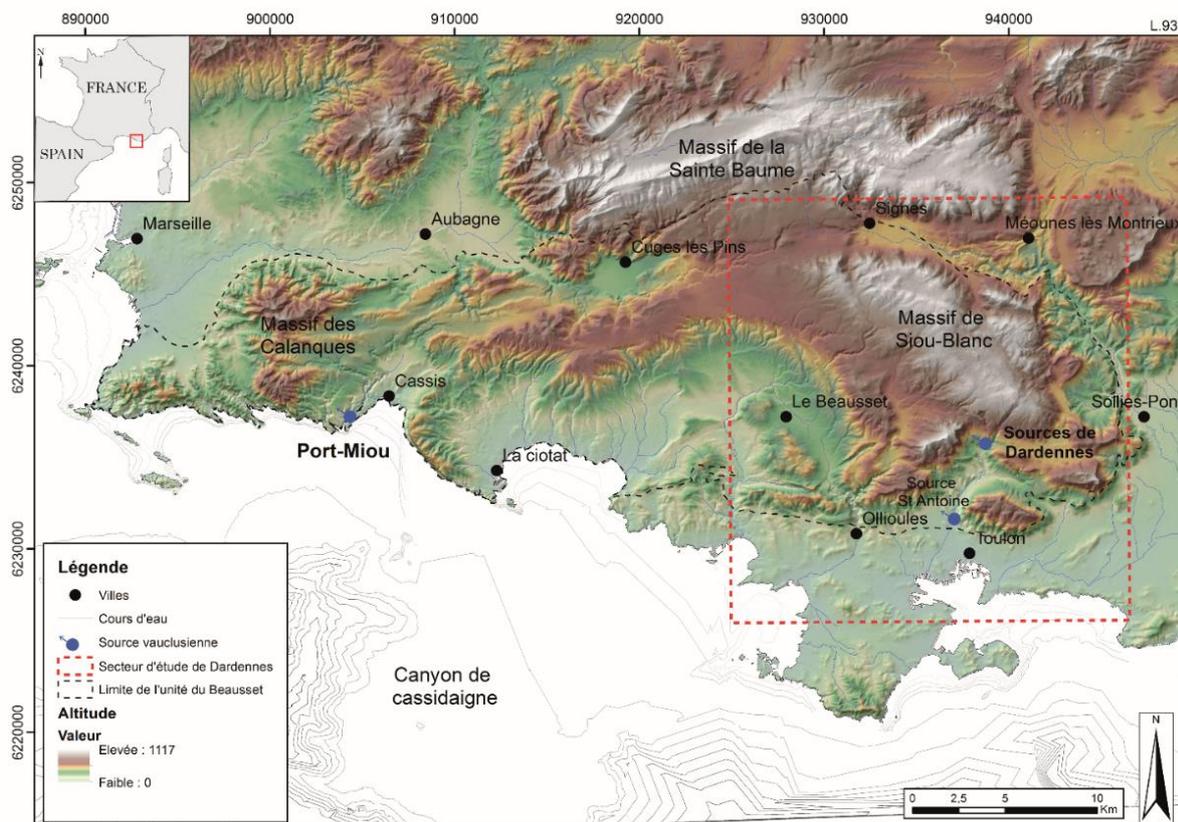


Fig. 1 : Localisation générale de l'unité du Beausset, du massif de Siou-Blanc et des sources de Dardennes. L'unité géologique du Beausset est drainée par deux exutoires principaux correspondant à des sources vaclusiennes : Port-Miou/Bestouan à l'ouest, les sources de Dardennes à l'est. La zone d'étude principale se situe à l'est de l'unité du Beausset. Fond de carte MNT 25m. Jouvès (2018).

Le projet Dardennes se focalise lui sur la bordure orientale de cette même unité : sur le réservoir karstique du massif de Siou-Blanc alimentant les sources de Dardennes (Fig. 1). Deux thèses de doctorat soutenues en 2018 étaient rattachées à ce projet. Chaque thèse de doctorat a apporté un ensemble de résultats détaillés sur le cas d'étude et offre une synthèse sur les méthodes d'étude utilisées, en particulier la thèse de J. Jouvès porte sur le conditionnement de modélisations 3D des structures karstiques souterraines et la thèse de C. Baudement porte sur la modélisation Pluie-Débit et la définition du bassin versant des sources de Dardennes.

Les sources de Dardennes, exutoires de l'aquifère, sourdent au fond d'un barrage artificiel mis en service en 1912 afin d'obtenir une réserve pour l'alimentation en eau potable (Fig. 2). L'aquifère alimentant ces sources renferme une ressource en eau souterraine majeure pour la région (Fournillon, 2012) dont seule une petite partie semble aujourd'hui captée pour l'alimentation en eau potable de la ville de Toulon. Le système aquifère montre un fonctionnement karstique typique à deux composantes avec des crues de fortes intensités (plus de 30 m<sup>3</sup>/s) et un faible débit d'étiage (en général compris entre 50 et 100 l/s) insuffisant pour la demande en eau potable, d'où la construction d'une retenue artificielle pour créer une réserve d'eau en étiage. L'intérêt de cet aquifère réside donc dans ses réserves en eau souterraine stockées sous l'exutoire des sources. L'étude d'un tel aquifère nécessite donc de mieux connaître sa géométrie en 3D, son évolution karstique qui permet aujourd'hui à l'eau de converger vers un exutoire principal et enfin sa dynamique de variation du niveau d'eau pour estimer la capacité de recharge et de stockage du réservoir naturel. Le projet DARDENNES a donc fait appel à une équipe pluridisciplinaire en collaboration entre l'université et le cabinet CENOTE.

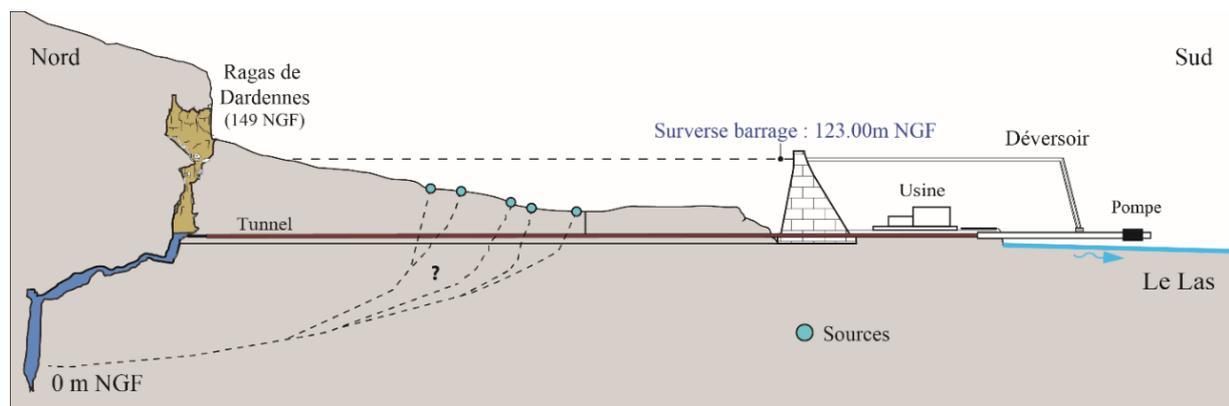


Fig. 2 : Coupe schématique de la configuration des sources et du barrage de Dardennes. Modifié d'après les relevés de J.P. Lucot, T. Lamarque, P. Maurel et les plongeurs spéléos.

### 1.3. Descriptif technique et méthodologie du projet

Le projet Dardennes était divisé en trois tâches principales :

- Tâche 1 : Analyse de la structuration karstique des massifs

L'objectif de cette tâche est (i) d'établir des liens entre l'histoire géologique (sédimentologique, tectonique et géodynamique) et les phases de karstification, (ii) de définir un modèle conceptuel d'organisation de la karstification au cours du temps. Une analyse de terrain et de laboratoire a été réalisée afin de définir un modèle conceptuel d'organisation de la karstification au cours du temps et de déterminer l'impact des structures karstiques sur les modalités d'écoulement et de stockage des eaux souterraines. Des coupes équilibrées et des analyses structurales ont également été réalisées pour évaluer la géométrie profonde de l'aquifère. Un modèle géologique 3D a été réalisé permettant de repérer dans l'espace des cibles

potentielles pour un éventuel forage AEP. Les résultats de cette tâche sont détaillés dans la thèse de Jouvès (2018) et dans le présent rapport qui correspond à la restitution de l'étude menée dans le cadre de cette tâche.

- Tâche 2 : Analyses hydrogéologiques

Cette tâche a reposé sur l'acquisition de données en continu (conductivité électrique, température et pression de l'eau) et de données hydrochimiques (ions majeurs et isotopes stables de l'eau). Cette tâche avait pour but d'étudier le dynamisme et le fonctionnement de l'aquifère. Une approche de modélisation pluie-débit basée sur les chroniques de précipitations et de débits a été utilisée afin d'estimer la part de l'écoulement disponible pour l'eau potable et celle générant des crues éclair. Les résultats de cette tâche sont détaillés dans la thèse de Baudement (2018) et dans le rapport Garin et Arfib (2018).

- Tâche 3 : Intégration des données dans un modèle hydrogéologique régional

L'inter-comparaison des approches menées dans les tâches 1 et 2 du projet a pour objectif une évaluation quantitative des ressources en eau du réservoir karstique de Dardennes-Siou-Blanc afin d'optimiser la gestion de cette réserve. Cette tâche avait pour objectif de définir :

- La répartition temporelle de la disponibilité de la réserve en eau souterraine
- Les stocks potentiellement exploitables
- La répartition spatiale de la réserve
- La relation entre la karstification et les flux d'eau souterraine

Les résultats de cette tâche sont détaillés dans le rapport "Synthèse des résultats du projet Dardennes, recommandations et scénarios de gestion de la ressource en eau de l'aquifère karstique de Dardennes-Siou-Blanc" (Jouvès *et al.*, 2018).

## 1.4. Structure du rapport

Ce rapport est structuré en :

- une section (2) la méthode du diagnostic karstologique et les principes de karstologie ;
- une section (3) présentant les éléments majeurs du contexte géographique, géologique et hydrogéologique d'étude ;
- une section (4) présentant la typologie des indicateurs morphokarstiques rencontrés sur le terrain d'étude ;
- une section (5) établissant l'analyse dynamique des différents indicateurs karstiques, les modalités de leur mise en place et leur évolution ;
- une section (6) proposant un modèle d'organisation de la karstification au cours du temps et une analyse de l'impact de cette structuration sur les circulations karstiques actuelles ;
- une section (7) de synthèse des résultats.

## **2. Méthodologie et principes de karstologie**

### **2.1. Les objectifs du diagnostic karstologique**

Le diagnostic karstique a pour but l'analyse de la structuration karstique de massifs carbonatés en déterminant les phases majeures de karstification ayant concouru à l'établissement d'un réseau de drainage karstique au sein d'un massif considéré. Cette démarche a pour but de répondre à plusieurs problématiques fondamentales et/ou appliquées :

- Identifier les phénomènes karstiques et les processus de karstification ;
- Proposer un modèle conceptuel des différents stades de karstification en relation avec les processus de karstification et l'évolution des niveaux de base, avec :
  - l'identification de la position des niveaux de base successifs et des épaisseurs karstifiées ;
  - l'identification des modifications dans le temps des zones de recharge et de restitution ;
  - la détermination de l'organisation de la karstification au cours du temps.
- Apporter des éléments de connaissances et donner un cadre explicatif pour l'interprétation du fonctionnement hydrogéologique (comment et pourquoi cela fonctionne)

### **2.2. Méthodologie du diagnostic karstologique**

La méthodologie du diagnostic karstologique repose sur l'analyse des indices de structuration et d'évolution des systèmes karstiques successifs. Ces indices sont généralement présents en surface et en subsurface : les formations sédimentaires et morphologies exo- et/ou endokarstiques. L'analyse de ces indices permet de reconstituer les conditions de leur genèse et les processus associés. Le diagnostic karstologique vise ainsi à recenser les principales dynamiques morphosédimentaires et les principales étapes de l'évolution géomorphologique, c'est-à-dire la structuration karstique responsable de la géométrie et du fonctionnement d'un réservoir carbonaté.

L'approche du diagnostic karstologique consiste à :

- réaliser des observations et déterminations des indices karstiques en surface et dans les cavités (indices exo- et endokarstiques), c'est-à-dire d'établir la typologie des phénomènes karstiques actifs et des phénomènes anciens ou paléokarstiques ;
- caractériser les processus de karstification dominants en jeu dans le massif à différents stades de son évolution géologique, c'est-à-dire de déterminer les dynamiques de structuration karstiques successives à l'échelle du réservoir ;
- établir une cartographie morphokarstique des formes et formations de surface en relation avec le milieu souterrain, c'est-à-dire un modèle conceptuel tenant compte des grandes phases de karstification impliquées dans la structuration du réservoir karstiques et dans son fonctionnement actuel.

Etant donné que l'évolution karstique d'un massif s'inscrit dans un cadre géologique, géodynamique et géomorphologique global, plusieurs échelles d'investigation seront nécessaires à l'établissement de ce diagnostic karstologique :

- A l'échelle régionale afin de tenir compte du contexte géologique, géodynamique et géomorphologique général du massif.
- A l'échelle d'un massif ou des systèmes karstiques, afin de prendre en compte la géologie des terrains et des couvertures, l'organisation des réseaux, la morphologie des cavités et les remplissages ;

- A l'échelle de l'objet karstique (cavité, doline, lapiaz, etc.) afin de déterminer les modalités de mise en place et d'évolution ainsi que sa signification dans l'évolution karstique du massif étudié ;
- A l'échelle de la lame mince afin de déterminer les propriétés pétrophysiques des roches.

Le diagnostic karstologique est donc une approche intégrée du karst qui relève d'une approche multidisciplinaire, multicritère et multi-échelle visant à déterminer le fonctionnement, la structuration et l'évolution des formes de surface et des réseaux karstiques actuellement observés.

## 2.1. Identification des différents types d'altération karstique

Les processus de karstification résultent de processus d'altération chimique et mécanique de la roche encaissante par les eaux météoriques et/ou hypogènes, le long de chemins de drainages préférentiels constitués par les discontinuités structurales (failles, fractures) ou lithologiques (niveau d'inception). Les processus de dissolution, au moyen de la circulation de fluides à travers les discontinuités, entraînent l'élargissement de ces discontinuités initiales et le développement d'un réseau de conduits, cavités et/ou volumes matriciels interconnectés qui s'organisent progressivement de manière hiérarchique. Les processus de karstification sont dominés par trois types d'altération aboutissant à des structures de drainage spécifiques : la fantômisiation, la crypto-altération et la corrosion sur roche nue (Quinif, 1999).

### 2.1.1. La fantômisiation

Le terme de karstification par "fantômisiation" est utilisé pour décrire un processus de spéléogenèse en deux phases (Dubois *et al.*, 2014) : (1) une première phase, la "fantômisiation" (*ghost-rock karstification*), de dissolution partielle dans des conditions de faible gradient (par circulation lente des eaux ou diffusion ionique) aboutissant à la formation de fantômes de roche (altérite *in situ* poreuse et non cohésive préservant la structure et la texture initiale de la roche) (Vergari et Quinif, 1997 ; Dubois *et al.*, 2014) ; et (2) une seconde phase d'érosion mécanique par érosion régressive consécutive à l'augmentation du gradient hydrodynamique (Fig. 3).

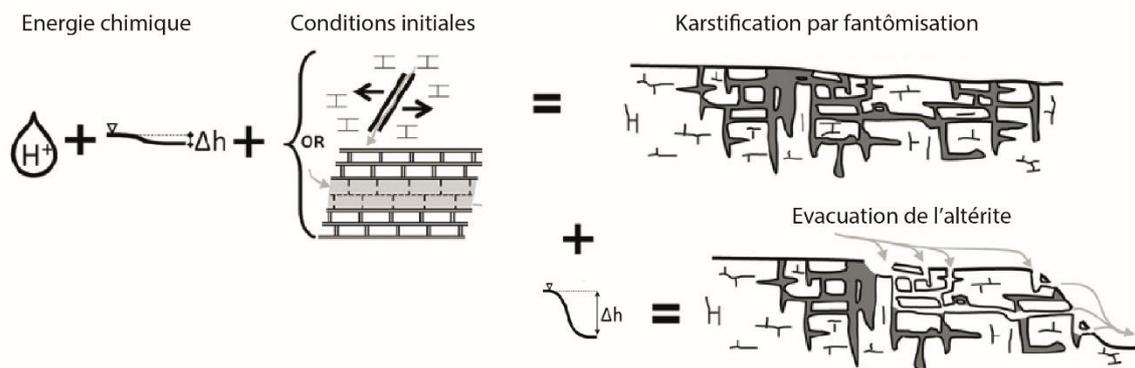


Fig. 3 : Schéma conceptuel du processus de karstification par fantômisiation. Ce dernier requiert une quantité considérable d'énergie chimique pour dissoudre le carbonate de calcium mais très peu d'énergie hydrodynamique de manière à évacuer les éléments en solution et laisser l'altérite en place. Les chemins préférentiels sont les zones les plus transmissives de l'encaissant. L'altérite est évacuée par la suite par les écoulements tardifs si l'énergie hydraulique augmente suffisamment. Jouves (2018) modifié d'après Dubois *et al.* (2014)

La première phase d'altération peut être liée soit à l'infiltration épigène, soit à l'écoulement hypogène, en particulier dans les zones marginales des bassins sédimentaires par expulsions des fluides de bassins.

Dans le cas d'une fantômisiation épigène (*per descensum*), la présence d'une couverture contenant des minéraux siliceux, sulfureux ou sulfatés sera nécessaire à la libération d'ions  $H^+$  ou de  $H_2SO_4$  pour que l'eau acquière un caractère agressif. Les corps altérés peuvent présenter des porosités et perméabilités très élevées (jusqu'à 45 % et 10 Darcy (Dubois *et al.* (2014)) et constituer des volumes poreux fortement capacitifs. L'organisation de ces réseaux "fantômisés" suit généralement la majorité des discontinuités les plus favorables à la karstification, provoquant souvent un maillage calqué sur la fracturation et la stratification. L'établissement de tels systèmes nécessite de longues périodes de temps (de l'ordre de plusieurs millions d'années) et des conditions géodynamiques stables (Dubois *et al.*, 2014). Avec la création d'un gradient hydraulique, par surrection ou enfoncement des vallées, l'altérite est évacuée par les exurgences par érosion régressive au sein du système. Il y a décolmatage du réseau fantômisé laissant apparaître un réseau de conduits souterrain généralement extrêmement dense, mais pouvant se restreindre à quelques discontinuités interconnectées. Cette phase de décolmatage des zones altérées en grottes peut être extrêmement rapide – ramenée à quelques années seulement (Bruxelles *et al.*, 2009).

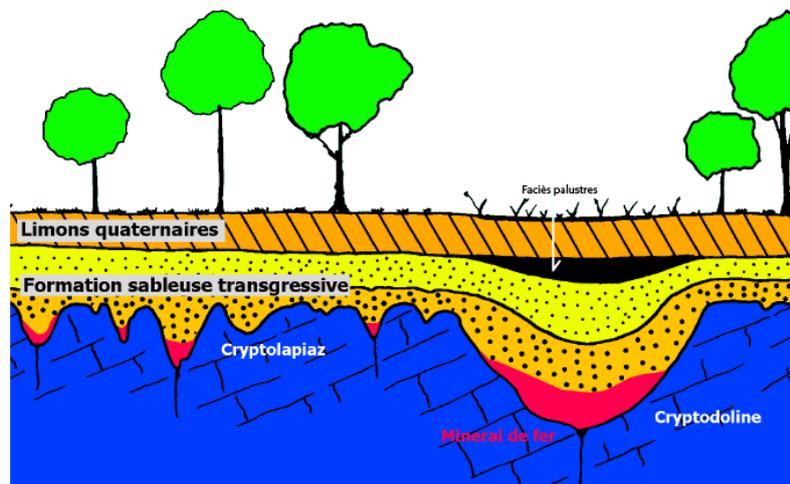


Fig. 4 : Coupe schématisée au travers d'un cryptokarst. Le toit du calcaire est modelé en cryptolapiaz et cryptodoline sous la couverture perméable sableuse. L'altération du sable glauconifère a provoqué la libération du fer qui a épigénisé le toit du calcaire en minéral de fer. Quinif *et al.* (2011).

### 2.1.2. La crypto-altération

La crypto-altération correspond à l'altération d'un encaissant sous une couverture pédologique, détritique ou alluviale (Nicod, 1975) (Fig. 4). Ce processus est lié au potentiel d'altération chimique des surfaces karstiques permettant d'aboutir aux formes karstiques sous couverture (Renault, 1970 ; Vergari et Quinif, 1997 ; Combes, 1998). Dans le cas des calcaires, la dissolution se fait sous des couvertures sédimentaires perméables mais non karstifiables (Dupuis, 1992 ; Salomon *et al.*, 1995 ; Courrèges, 1997), provoquant la formation d'un aquifère parfois captif au sein des carbonates et un écoulement lent sous couverture. L'altération est rendue possible grâce à la présence d'un aquifère épidermique dans les formations de couvertures. Cette crypto-karstification est responsable de l'établissement de nombreuses formes de surfaces, comme les cryptolapiaz ou les cryptodolines (Fig. 4), révélées par la suite par le déblaiement de la couverture. Cette morphogenèse requiert la proximité du niveau de base local et tend à la formation de surfaces aplanies. Néanmoins tant que la couverture peut rester de façon stable sur les versants et les reliefs, la crypto-corrosion continue à s'exercer et peut ainsi générer des reliefs en pente ou en pinacles. La disparition de matière par dissolution du toit des carbonates entraîne un enfouissement progressif de

la couverture non karstifiable sous forme d'un front d'altération siège de nombreux processus géochimiques, notamment par lessivage. L'échelle de temps pour former un karst sous couverture évolue d'une centaine de milliers d'années à plusieurs millions d'années (Quinif, 1999).

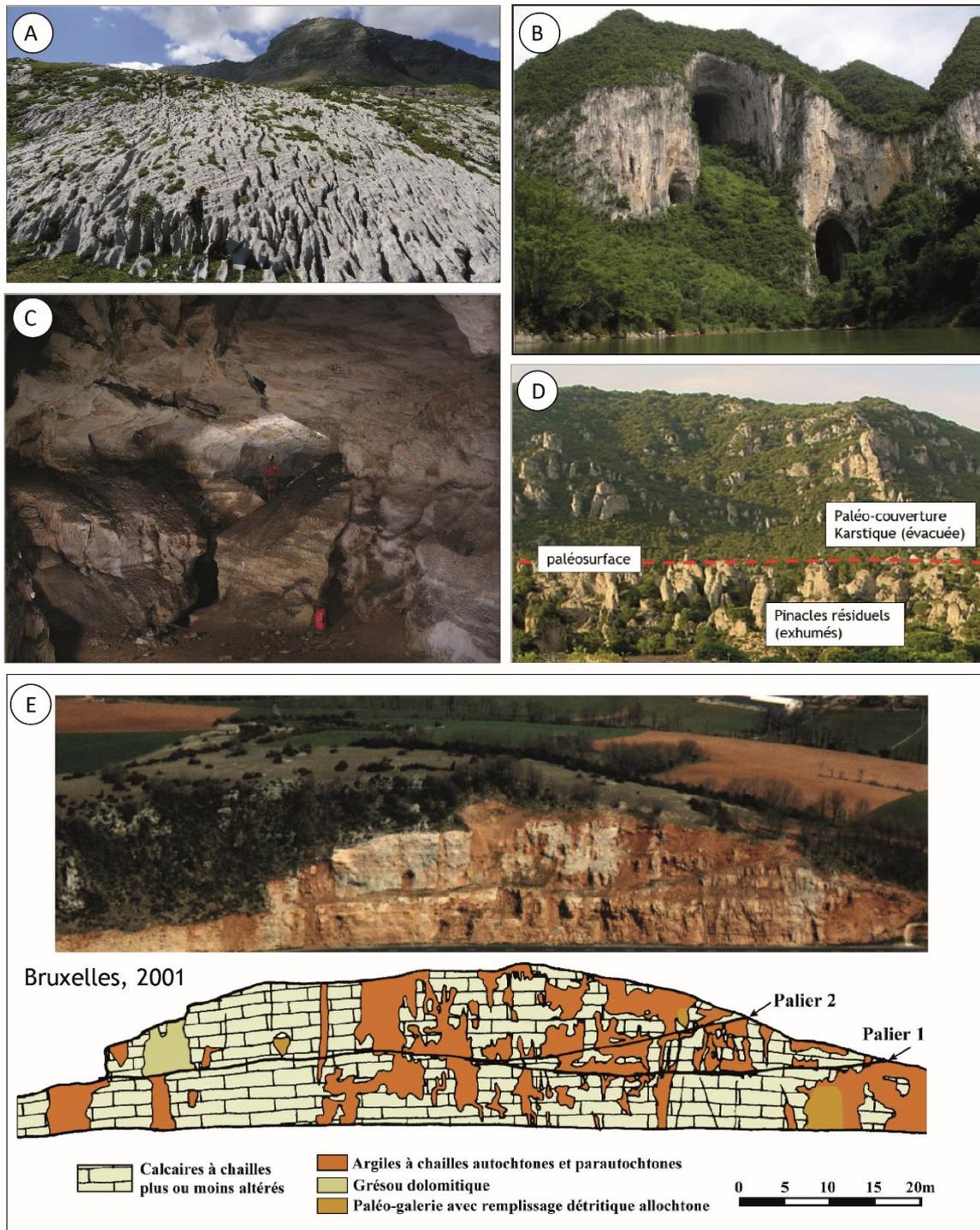


Fig. 5 : Illustration des différents types d'altération karstiques. A, B et C : processus de corrosion. A : Lapiatz de surface, Tsanfleuron, Suisse. B : Karst à buttes, canyons et grottes, Guizhou, Chine, cliché : L. Bruxelles. C : Galerie horizontale de -40m dans l'aven du Maramoye, Le Beausset, Var, France, Cliché : J.Y. Bigot. D : Exemple de crypto-lapiatz exhumés. Cliché : H. Camus. E : Exemple de processus de fantômisiation de roche dans les calcaires et dolomies du Bajocien, Saint-Rome-de-Cernon, Aveyron, France, Bruxelles, 2001. Jouvès (2018).

### 2.1.3. La corrosion sur roche nue

La corrosion est un processus d'altération avec évacuation directe du matériel dissous et des résidus et qui permet d'aboutir aux formes sur roches nues, en surface ou dans l'endokarst, au contact de l'eau agressive. La corrosion constitue le processus de karstification le plus commun. On distingue deux types de systèmes karstiques résultant de ce processus de corrosion : (1) Les systèmes épigènes (ou gravitaire (Mangin, 1975)), formés sous l'action de l'eau météorique et d'un gradient d'écoulement entre la zone de recharge et zone de restitution des eaux, et (2) les systèmes hypogènes, formés par des remontées d'eaux hydrothermales ou de fluides profonds (Filippov, 2004; Ford, 2006; Audra et al., 2011). Les formes résultant de ce processus se traduisent dans l'endokarst par les cavités et réseaux karstiques, et en surface, par les lapiaz, dolines, canyons, *etc.* Il s'agit de formes se développant à l'échelle de plusieurs dizaines de milliers d'années (Palmer, 1991 ; Dreybrodt et Siemers, 2000).

## 2.2. Reconstitution de la structuration karstique de massifs carbonatés

La reconstitution des phases successives de karstogenèse a pour but de distinguer les facteurs dominants des étapes majeures de structuration karstique du réservoir. Cela permet d'estimer l'extension des systèmes karstiques successifs en fonction des processus mis en jeu, de la position des niveaux de base et de la position des zones de recharge et de restitution. A terme, cela permet de présenter un modèle conceptuel de l'organisation de la karstification au cours du temps.

### 2.2.1. La détermination de la position des niveaux de base et des épaisseurs karstifiées

L'organisation de la karstification est contrôlée par plusieurs facteurs dont la position du niveau de base qui conditionne la zonation du karst (Audra et Palmer, 2013). Le niveau de base correspond au point le plus bas de la formation karstifiable à l'affleurement. Toute variation du niveau de base laisse des traces de son évolution que ce soit dans le paysage ou dans le système endokarstique. Hors des systèmes endokarstiques, ces marqueurs peuvent apparaître à l'échelle régionale (paléo-rivage marin ou lacustre, paléo-surfaces, piedmont) ou à l'échelle locale (paléo-vallée, canyons, reculées karstiques, terrasses ou plaines alluviales). Dans les systèmes endokarstiques, l'organisation même des réseaux de drainages renseigne sur l'évolution du niveau de base. Dans le cas de systèmes karstiques épigènes, l'évaluation des épaisseurs de massifs potentiellement karstifiés est directement liée à la position du niveau de base. Les volumes soumis à la karstification correspondent alors aux volumes disponibles entre le niveau de base d'un karst d'âge donné et la paléosurface qui lui est connectée. L'évaluation de ces tranches karstifiées (Fig. 6) permet d'identifier des zones potentiellement karstifiées pouvant constituer une réserve en eau exploitable (Husson, 2013). Il est important de garder à l'esprit que la karstification épigène peut également avoir lieu sous le niveau de base.

Dans le cas d'une spéléogenèse hypogène, l'évaluation des épaisseurs potentiellement karstifiées sera plus délicate dans la mesure où la localisation et la profondeur de la zone d'alimentation n'est généralement pas connue. La détermination de la profondeur de la source des fluides pourra alors être estimée grâce à l'analyse des températures des fluides, la chimie des fluides ou l'analyse des températures des inclusions fluides dans les dépôts chimiques. L'ensemble des terrains karstifiables présent sous le niveau de base est alors potentiellement karstifié. La même problématique peut être exposée lorsqu'il s'agit de processus de fantômisiation en profondeur lié à des circulations hypogènes.

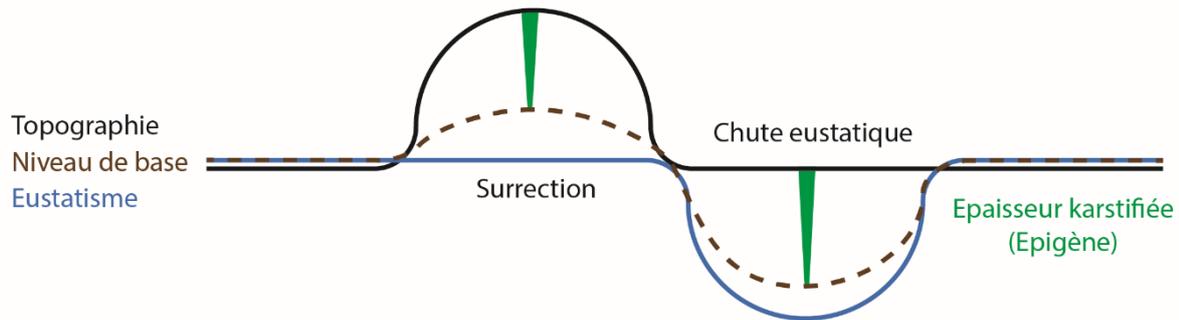


Fig. 6 : Représentation schématique des amplitudes de variation du niveau de base suivant le facteur qui les induit et épaisseur potentiellement karstifiée (système épigène) qui en découle. Jouvès (2018) modifié d'après Husson (2013).

### 2.2.2. L'évaluation des variations spatiales et temporelles des zones de recharge et de restitution

La position des zones de recharge et de restitution conditionne l'organisation de la karstification. La position de ces zones de recharge et/ou de restitution peut évoluer dans le temps et dans l'espace en réponse à des modifications des conditions aux limites (érosion et recul de couverture imperméable sur les roches karstifiables, changement du niveau de base, *etc.*). La reconstitution de ces zones peut alors permettre de reconstituer les profils amont-aval des systèmes karstiques successifs de manière à établir un modèle conceptuel de l'organisation de la karstification au cours du temps, les directions probables d'écoulements et la structuration supposée des réseaux karstiques.

L'évaluation de la répartition et de l'extension des zones de recharge peut découler de l'analyse des cortèges minéralogiques des formations superficielles ou des remplissages endokarstiques. Les zones de recharge peuvent également évoluer par capture de bassin versant au sein même du système karstique, ou par changement des directions d'écoulement. Dans ce dernier cas, le moteur sera généralement lié à un changement de la position de la zone de restitution. La position des zones de restitution peut évoluer dans le temps en réponse à des changements de niveau de base, incision ou colmatage des vallées (cas de Fontaine de Vaucluse où le colmatage de la ria Messinienne a provoqué la réadaptation du système de drainage aval donnant une source vauclusienne). L'incision et le recul des vallées peuvent également induire la création d'une fenêtre hydrogéologique propice à l'établissement de nouveaux points de restitutions. Les dynamiques de retrait de couverture sont responsables des variations de la géométrie des zones de recharge. Dans certains cas, elles peuvent dégager des zones de restitution enfouies sous un recouvrement sédimentaire. Le décapage des couvertures peut également modifier les modalités d'infiltrations et provoquer des adaptations parfois majeures de l'organisation du drainage souterrain, notamment en provoquant des captures de bassin d'alimentation. Ces dynamiques de retrait traduisent aussi des impulsions érosives en relation avec l'incision des vallées et/ou la mobilité du niveau de base.

### 2.2.3. La reconstitution de l'organisation de la karstification

L'organisation actuelle des systèmes karstiques résulte, le plus souvent, d'une karstification polyphasée et polygénique. Les systèmes karstiques successifs peuvent alors se télescoper. Les structures préalablement formées sont généralement réutilisables à chaque stade d'évolution. La déconvolution du signal karstogénétique permet de reconstituer les différents stades de karstification et d'évaluer leur influence sur la structuration d'un système karstique actuel. Plusieurs cas peuvent être envisagés en fonction du processus initial de karstification et de l'évolution géologique et géomorphologique du massif (Fig. 7).

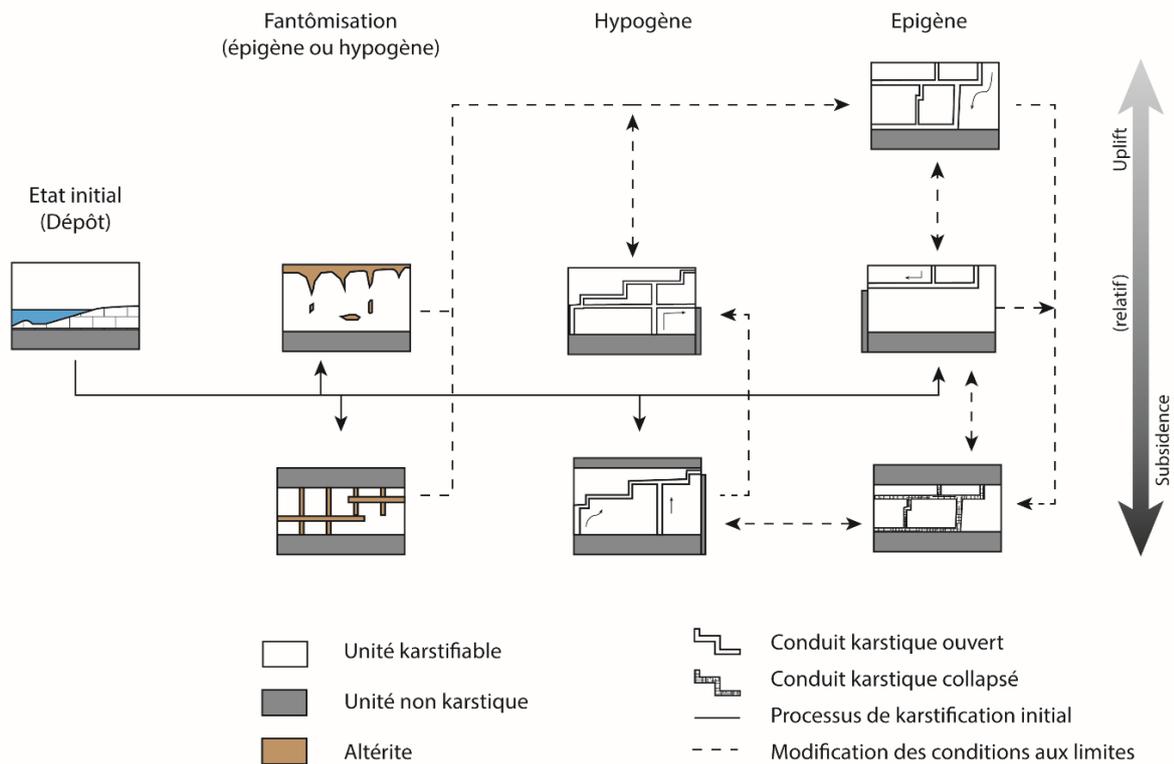


Fig. 7 : Schéma d'évolution possible de systèmes karstiques polyphasés et polygéniques. A partir de la formation de roche karstifiable plusieurs scénarios d'évolution sont possibles. La karstification primaire peut être épigène ou hypogène, créant soit des pseudo-karsts (altérite *in situ* ou fantôme), soit des réseaux karstiques "classiques". En profondeur, la fantômisation est souvent associée à des processus hypogènes, en surface généralement à des processus épigènes. Lors de la surrection absolue ou relative, ces pseudo-karsts sont susceptibles d'évoluer vers des processus épigènes où les circulations vadose vont réutiliser les structures préalablement formées et évacuer les altérites par érosion régressive. Dans le cas d'une karstification primaire hypogène, l'abaissement du niveau de base provoque une réadaptation du système et un abandon des structures supérieures. Dans le cas d'une karstification épigène, l'abaissement ou la remontée du niveau de base provoquera la réadaptation du système soit, respectivement, par enfoncement du réseau karstique et abandon au moins partiel des réseaux supérieurs, soit par réadaptation des drains au nouveau niveau de base plus en altitude (PAMS). Dans le cas d'une forte subsidence et du recouvrement par des terrains plus récents, les réseaux karstiques pourront s'effondrer ou se colmater, comme cela a été révélé dans de nombreux réservoirs pétroliers. Il est également possible qu'un karst épigène connaisse une phase hypogène ultérieure. Des karsts enfouis peuvent de nouveau se retrouver soumis à des processus épigènes ou hypogènes. Jouvès (2018) modifié d'après Klimchouk (2000).

Si la karstification se fait suivant un phénomène de fantômisation (Dubois *et al.*, 2014 ; Audra et Palmer, 2015), épigène ou hypogène, les altérites en place constitueront des corps hautement poreux et peu compétents. Dans le cas d'une surrection, absolue par uplift ou relative par incision de vallée, les structures altéritiques seront réutilisées par des circulations vadoses, et l'altérite sera évacuée par érosion mécanique régressive, ce qui aura pour effet de raccourcir considérablement les temps d'évolution du système (Bruxelles *et al.*, 2009 ; Audra et Palmer, 2015). Dans le cas d'une karstification hypogène, le massif peut être également exhumé. L'abaissement du niveau de base relatif ou absolu engendrera l'établissement de nouveaux points de sorties. Si le karst hypogène est par la suite soumis à une recharge épigène, les réseaux préalablement formés seront réutilisés. L'évolution de réseaux épigènes passe généralement par des variations du niveau de base, absolu (eustatisme) ou relatif (surrection, incision). Dans le cas d'un abaissement du niveau de base, la zone vadose va s'approfondir et de nouveaux drains horizontaux vont se mettre en place selon le nouveau niveau de base. Au contraire, si le niveau de base remonte, les drains horizontaux vont s'établir à la position du nouveau niveau de base se situant plus haut

– modèle de spéléogénèse *per ascensum* (PAMS) (Mocochain *et al.*, 2011). Tout comme dans le cas d'une spéléogénèse *per descensum* "classique" les drains préalablement formés pourront être réutilisés. Les réseaux karstiques peuvent également se retrouver enfouis, et du fait de la pression lithostatique, donner lieu à des effondrements résultant en des corps connectés et brêchifiés (Loucks, 1999).

### **3. Contexte général d'étude du réservoir karstique de Dardennes-Siou-Blanc**

#### **3.1. Contexte géographique**

L'aquifère karstique de Dardennes se situe dans le sud-est de la France au nord de Toulon. Il constitue la partie est de l'unité géologique du Beausset qui s'étend à cheval sur les départements du Var et des Bouches-du-Rhône (Fig. 1). La vallée du Gapeau forme la terminaison orientale de l'unité. Les massifs de Siou-Blanc et des Morières constituent la majeure partie du bassin d'alimentation de l'aquifère de Dardennes. Les sources de Dardennes donnent naissance à la vallée du Las qui s'écoule vers le sud en traversant la ville de Toulon.

#### **3.2. Contexte géologique**

La Provence constitue le bassin d'avant-pays du front nord de la déformation pyrénéenne et du front sud-sud-ouest de la déformation alpine (Arthaud et Matte, 1975 ; Tempier, 1987 ; Champion *et al.*, 2000 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Bestani *et al.*, 2015). La Provence est divisée en deux domaines géologiques majeurs (oriental et occidental) par la faille de la moyenne Durance (FMD) relayée par la faille d'Aix-en-Provence (FA) (Fig. 8) toutes deux héritées du Paléozoïque. La Provence occidentale est essentiellement constituée de formations sédimentaires d'âge Mésozoïque-Cénozoïque, d'environ 10 km d'épaisseur. La Provence orientale comprenant le massif Paléozoïque des Maures, se caractérise par une pile sédimentaire de moindre épaisseur, d'environ 3 km.

La région toulonnaise se situe entre la Provence calcaire à l'ouest et la Provence cristalline à l'est. Les structures géologiques résultent d'une histoire complexe débutée au Paléozoïque. De nombreuses études géologiques sur la structure de l'Unité du Beausset ont été réalisées au cours du XX<sup>ème</sup> siècle (Bertrand, 1887 ; Gouvernet, 1963 ; Bercovici, 1983 ; Philip, 1987 ; Tempier, 1987) et plus récemment par Leleu (2005), Fournillon (2012), Tassy (2012) et Bestani (2014).

##### **3.2.1. Aperçu de l'histoire géodynamique de la Provence**

L'histoire géodynamique de la Provence a été contrôlée par la succession d'épisodes d'extension, de compression, d'enfouissement, d'érosion et d'aplanissement qui ont affecté cette zone depuis le Paléozoïque. Les phases majeures sont reprises ici.

La fin de l'ère Paléozoïque est caractérisée par le démantèlement de la chaîne varisque (ou hercynienne) mise en place durant le Dévonien par une compression responsable de grands accidents orientés environ N030 (Arthaud et Matte, 1975). Cette orogénèse se termine au Carbonifère où sont mis en place des grands décrochements sénestres orientés N135 et dextres N045 (Arthaud et Matte, 1975). Ces deux phases vont conditionner les différents compartiments tectoniques que l'on retrouve encore aujourd'hui à l'échelle de la Provence (Guyonnet-Benaize *et al.*, 2010).

Durant le Permien jusqu'au Jurassique, un régime extensif se met en place avec le rifting pangéen responsable de l'ouverture du bassin liguro-piémontais (Rudkiewicz, 1988) et la mise en place, entre l'Afrique et l'Europe, de l'océan Téthys durant le Trias-Jurassique (Stampfli *et al.*, 2002).

Le Crétacé inférieur débute par la phase de rifting nord-atlantique. Celle-ci est responsable d'une extension orientée nord-sud jusqu'au Valanginien, puis est-ouest au Barrémien (Masse *et al.*, 2009).

Après le Barrémien, des mouvements tectoniques vont marquer le début du "Bombement Durancien", structure est-ouest de type blocs basculés formant un haut structural au nord de la Provence (Chorowitz et Mekarina, 1992). Ce système de horsts et grabens est contrôlé par des failles N110 (Hennuy, 2003) en transtension avec une déformation à grande longueur d'onde (Guyonnet-Benaize *et al.*, 2010). Ce bombement a mis à l'émergence les terrains du Crétacé inférieur dans l'Unité du Beausset (Philip, 1987), formant une surface intensément karstifiée et bauxitisée (Laville, 1981). Cela va entraîner une érosion d'une partie ou de la totalité des dépôts de l'Aptien et de l'Albien dans la région toulonnaise (Rousset, 1969). Le bassin du Beausset *sensu stricto* (Floquet *et al.*, 2005) se met en place à partir de l'Albien dans un régime de transtension accommodé par des failles N110 (Hennuy, 2003).

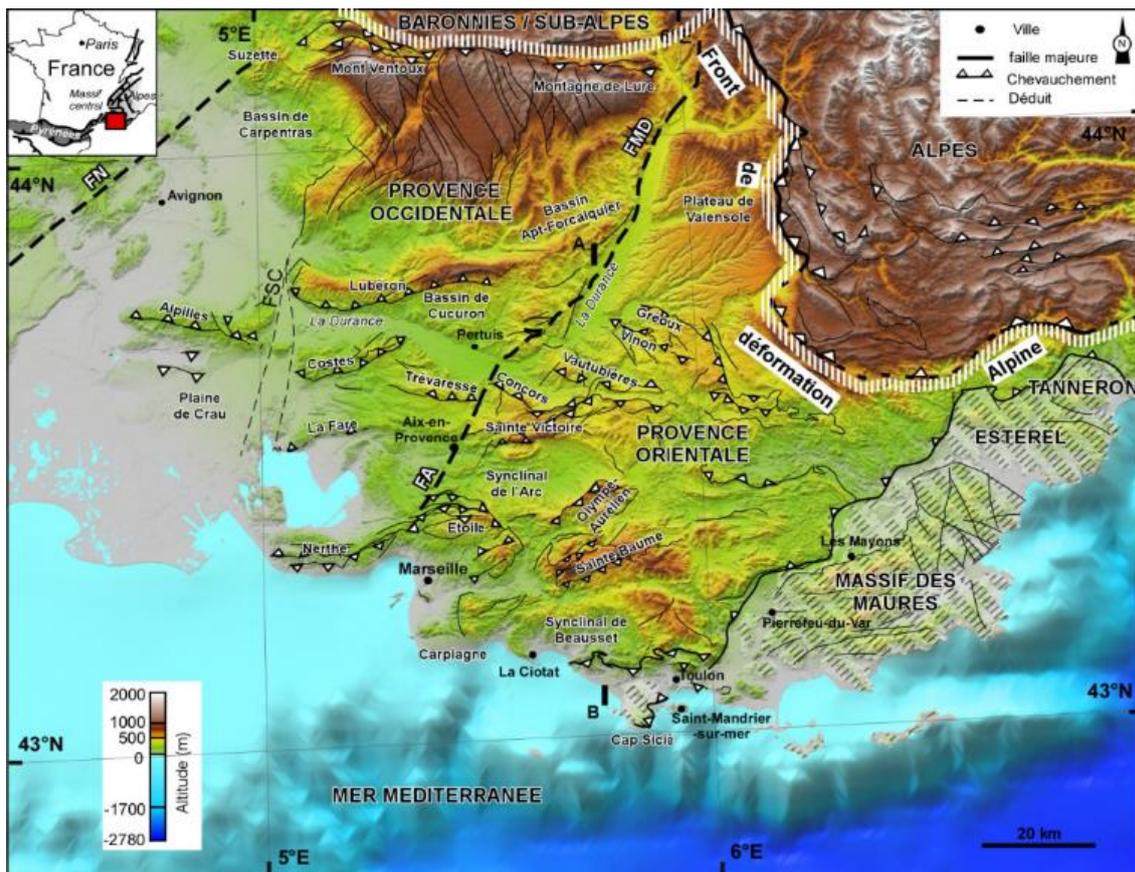


Fig. 8 : Le bassin d'avant-pays de Provence. MNT issu de données altimétriques de la NASA (50m). Les zones hachurées grises/blanches correspondent aux massifs paléozoïques des Maures et du Tannéron. FN : Faille de Nîmes. FSC: Faille de Salon-Cavaillon. FA: Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la Moyenne Durance. Bestani (2014).

À partir du Santonien s'amorce la compression Pyrénéo-Provençale. L'ouverture de l'Atlantique nord entraîne l'arrêt de l'ouverture de la Téthys, l'inversion tectonique et le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe. La convergence de ces deux continents entraîne la collision de la plaque Ibérique avec l'Europe et la formation des Pyrénées et des chaînes catalanes jusqu'au Miocène (Mattauer, 1968 ; Roure et Choukroune, 1998 ; Fitzgerald *et al.*, 1999). En Provence, la compression pyrénéo-provençale débute vers 80 Ma et est en relation avec la subduction de la plaque africaine sous la plaque européenne. Cette phase de compression se manifeste jusqu'à l'Eocène avec des directions de compression stables orientées environ N-S (Le Pichon *et al.*, 1988). Cette tectonique polyphasée est à l'origine de grandes structures provençales orientées est-ouest observées aujourd'hui allant du Mont Ventoux aux chevauchements nord-toulonnais (Tempier, 1987). Un raccourcissement total d'environ 40 km ( $\approx 25\%$ ) est identifié par Bestani

*et al.* (2015) entre le Cap Sicié (au sud) et Pertuis (au nord), incluant le synclinal de l'unité du Beausset, le synclinal de l'Arc ainsi que la Sainte-Baume et la Sainte Victoire, dont la majeure partie ( $\approx 37$  km) est accommodée par les déformations du socle.

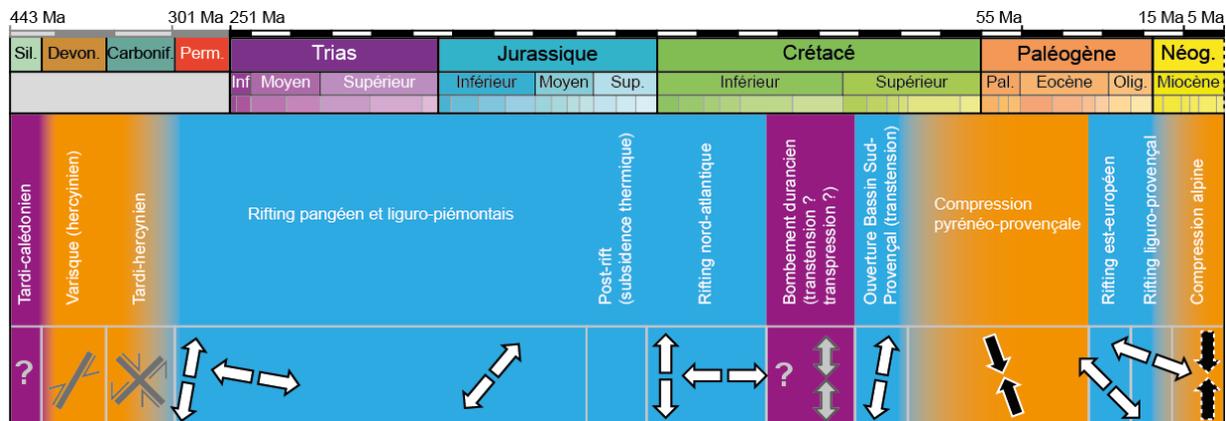


Fig. 9 : Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions de contraintes. Fourmillon (2012).

À l'Oligocène le rifting ouest européen provoque une extension N0 à N135 (Arthaud *et al.*, 1977), et l'ouverture du bassin liguro-provençal (Hippolyte *et al.*, 1993 ; Mauffret et Gorini, 1996). La phase d'extension fini-oligocène a entraîné la dérive du bloc corso-sarde et l'ouverture du Golfe du Lion jusqu'à la fin du Burdigalien (Gattacceca *et al.*, 2007). Cette phase est responsable de nombreux petits bassins en Provence, dont les bassins marseillais et aubagnais.

La convergence de l'Afrique et l'Europe responsable de la phase alpine se poursuit durant le Miocène jusqu'au Pliocène (Champion *et al.*, 2000). Contrairement à la Provence occidentale, la Provence orientale, au sud de la faille de la moyenne Durance, n'a été que peu affectée par la phase Alpine (Combes, 1984 ; Champion *et al.*, 2000 ; Bestani *et al.*, 2015). Dans le bassin oligocène de Marseille, Fournier *et al.* (2016) ont mis en évidence une phase de compression N-S dont l'âge est compris entre le Burdigalien inférieur et moyen (18-20 Ma).

À la fin du Miocène, la Méditerranée se retrouve isolée de l'océan Atlantique suite à la fermeture du détroit de Gibraltar (Clauzon *et al.*, 1996). L'évaporation provoque une chute drastique du niveau marin de la Méditerranée : plus de 1500 m de profondeur (Ryan, 1976). Cette "crise messinienne" (5,96 à 5,32 Ma) provoque une forte incision du réseau hydrographique formant des canyons pouvant atteindre 1000 m de profondeur (Clauzon, 1973 ; Clauzon, 1978). La remise en eau a provoqué le remblaiement des rias durant le Pliocène, oblitérant les réseaux karstiques profonds.

### 3.2.2. Contexte stratigraphique de l'unité du Beausset

L'unité du Beausset se développe selon un vaste synclinal dissymétrique à bordure sud-est redressée, et à charnière d'axe globalement E-O (Fig. 10). Elle est limitée à l'ouest par les bassins oligocènes de Marseille-Aubagne, à l'est par la dépression permienne de Solliès-Ville, et est bordée au sud par les chevauchements nord-toulonnais et au nord par le grand accident chevauchant de la Sainte-Baume. À l'affleurement, l'unité est composée de terrains allant du Trias inférieur au Crétacé supérieur, sujette à de nombreux changements latéraux de faciès et d'épaisseur (Fig. 11). La pile sédimentaire comporte des lithologies et des épaisseurs variées liées aux conditions de dépôts dans l'ancien bassin sédimentaire sud-Provençal. Les lithologies comprennent évaporites, calcaires, dolomies, marnes et grès (Fig. 11).

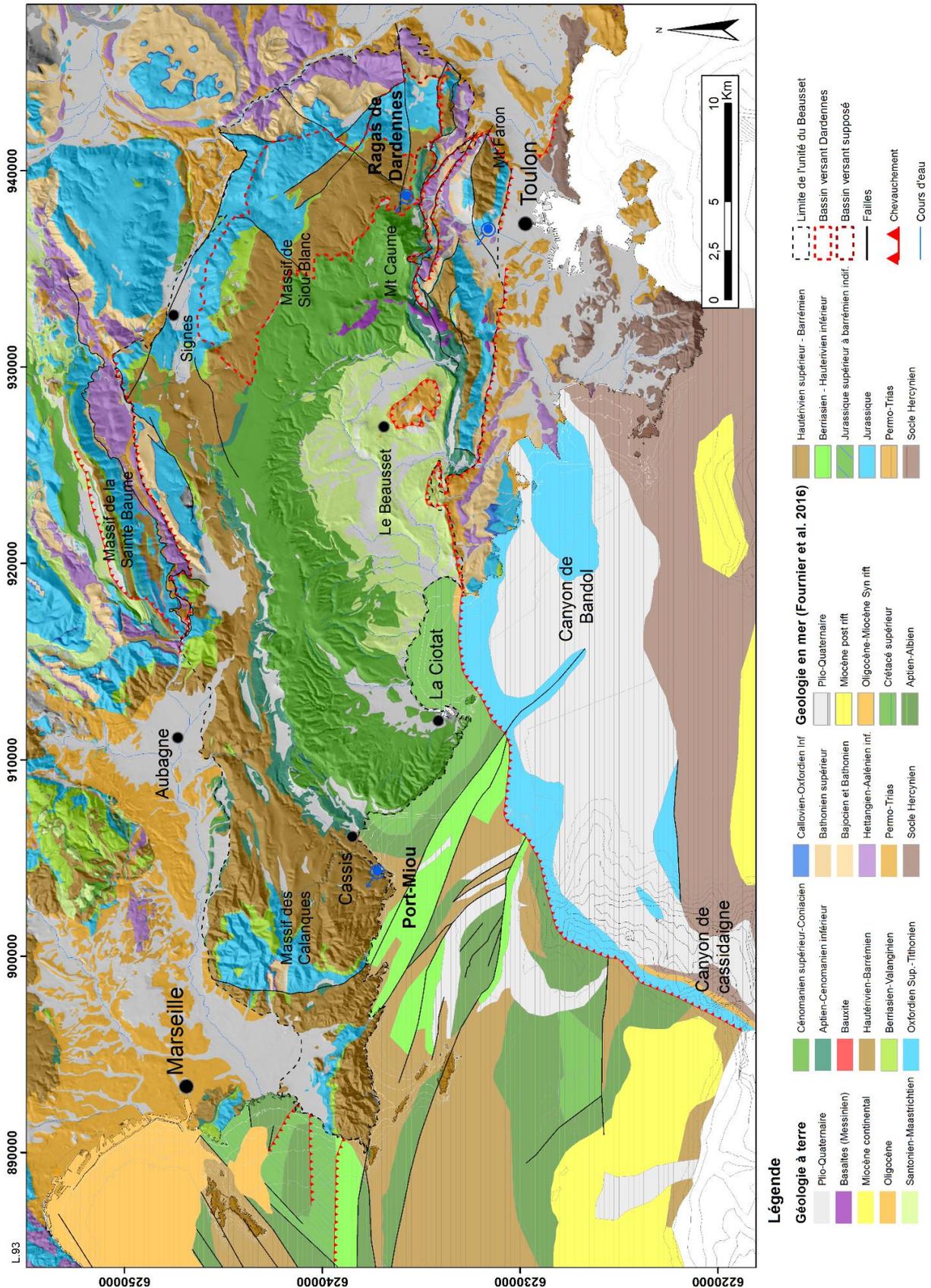


Fig. 10 : Carte géologique Terre-Mer générale du Bassin du Beausset. Jouves (2018) d'après les données de la carte géologique du BRGM (1/50000) et de Fournier et al. (2016).

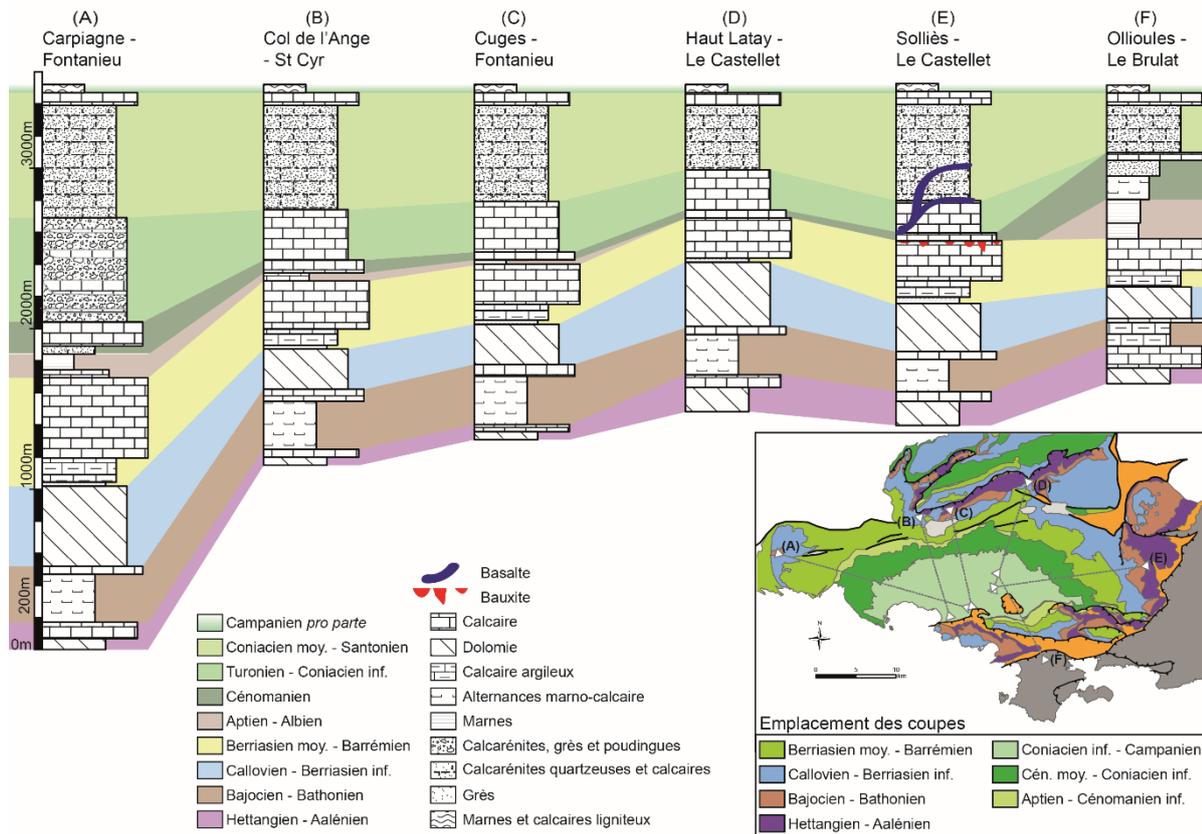


Fig. 11 : Synthèse stratigraphique de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien, établie à travers six coupes synthétiques dont le positionnement est indiqué sur la carte. Fournillon (2012)

De nombreuses études géologiques ont été réalisées sur l'unité géologique du Beausset, depuis la première carte géologique des Bouches-du-Rhône de Matheron (1839). Une synthèse stratigraphique exhaustive de l'unité du Beausset est présente dans la thèse de Fournillon (2012). En mer, les chevauchements nord-toulonnais se propagent vers l'ouest et sont entaillés par les canyons de Bandol et de Cassidaigne (Tassy *et al.*, 2014). Ces canyons incisent les terrains du Jurassique supérieur.

Le massif karstique de Siou-Blanc constitue la bordure est de l'unité du Beausset. Il est limité au sud par les chevauchements nord-toulonnais, à l'est par la vallée du Gapeau, qui entaille les terrains du Jurassique inférieur et du Trias, et au nord par la dépression de Signes et la chaîne de la Sainte-Baume (Fig. 10). La série sédimentaire du massif forme globalement un monoclinale au pendage d'environ 15°SW s'enfonçant dans le cœur du bassin du Beausset et redressé au niveau des sources de Dardennes pour former la terminaison orientale de la structure synclinale du Beausset.

### 3.2.3. Unités stratigraphiques du réservoir hydrogéologique de Dardennes

Plusieurs unités stratigraphiques ont été distinguées sur l'aquifère karstique de Dardennes, afin de rendre compte du caractère plus ou moins karstifiable ou du rôle d'écran à la karstification de certains niveaux (Fig. 12). Ont été individualisés :

- Les formations du Trias : en forage et pour les sources, le sommet du Trias apparaît comme aquiclude ou aquitard. Il contraste ainsi avec l'aquifère Hettangien sus-jacent ;
- Les formations de l'Hettangien à l'Aalénien : cet horizon regroupe les formations aquifère du jurassique inférieur ainsi qu'une petite partie de celle du jurassique moyen ;
- Le Bajocien-Bathonien composé d'alternances marno-calcaires ;

- Le Bathonien supérieur. Dans le secteur d'étude de l'est de l'unité géologique du Beausset, le Bathonien supérieur est composé d'une série de calcaires et dolomies d'environ 100 m d'épaisseur. Au nord-est, au niveau du massif de Saint Clément, cette série renferme les grands réseaux horizontaux connus comme le Ragaie de Néoules, la grotte des Rampins ou la rivière souterraine de Planesselve ;

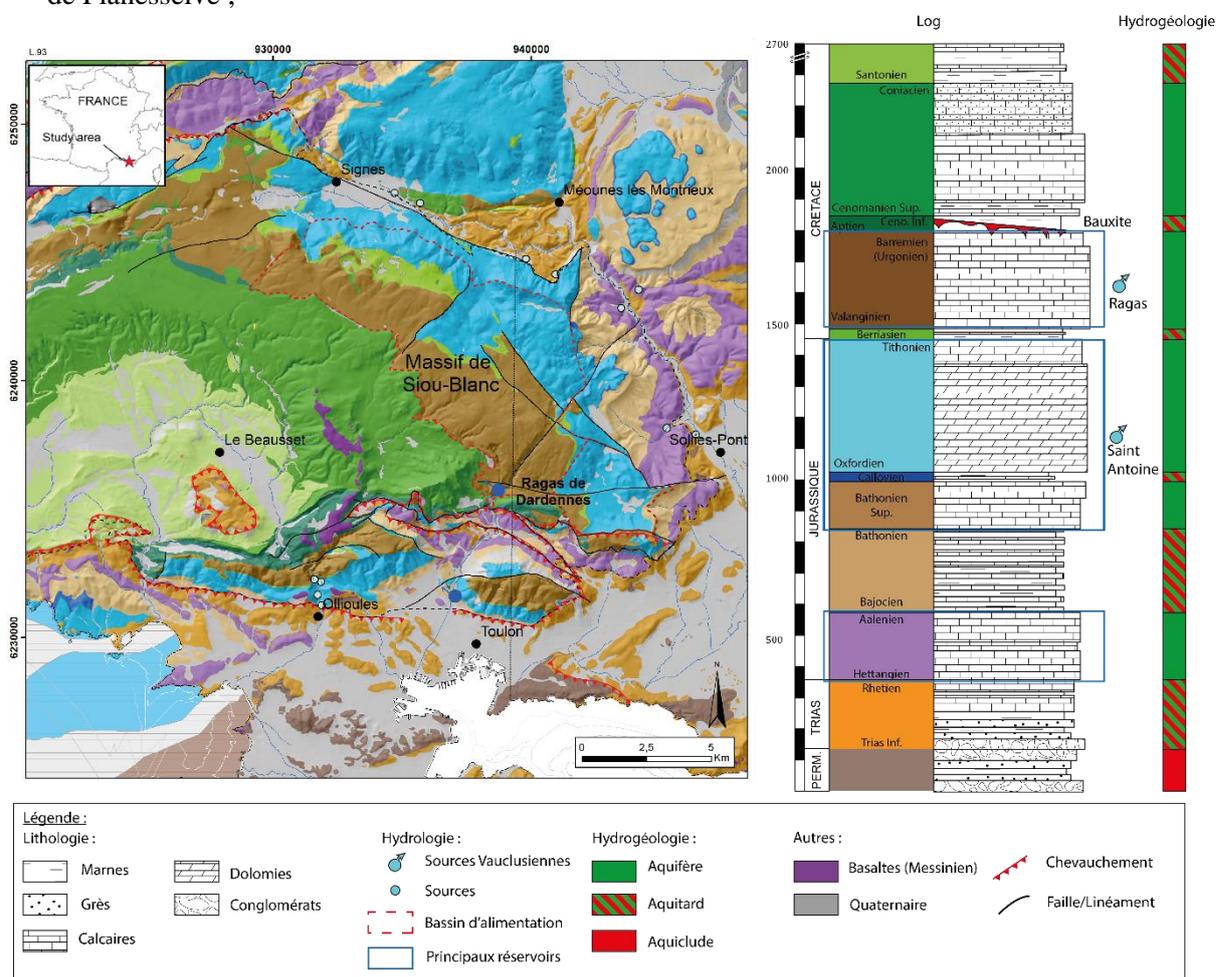


Fig. 12 : Contexte géologique et stratigraphique de l'aquifère carbonaté karstique du massif de Siou-Blanc. Les principales sources sont reportées sur la carte géologique simplifiée et le log. Jouvès (2018)

- Le Callovien composé de marno-calcaire et pouvant conditionner localement les écoulements ;
- Le Jurassique supérieur. Cet ensemble permet de regrouper au sein d'une même unité l'intégralité des formations du Jurassique supérieur à dominante dolomitique. L'intervalle individualisé correspond au deuxième aquifère principal du massif de Siou-Blanc et plus largement de l'unité du Beausset ;
- Le Berriasien-Valanginien correspondant à des alternances de calcaires et de marnes vertes d'âge berriasien inférieur. Cet étage forme un écran aux écoulements comme en attestent les poljés du Caveau ou de la Limate ;
- Les formations de l'Hautérvien-Barrémien regroupant les formations aquifères du Crétacé inférieur. Cette unité représente le troisième aquifère principal de l'unité du Beausset dans le secteur de Siou-Blanc ;
- Le Cénomaniens inférieurs regroupe dans une même unité toutes les formations les plus argileuses incluant l'Aptien. Bien que cet intervalle puisse être traversé par les fluides au gré de failles, il représente un contraste majeur avec les formations sus- et sous-jacentes. Cet intervalle a également la particularité de présenter de grandes variations d'épaisseurs dues à une structuration syn-sédimentaire, et de ne pas être continu à l'échelle de la zone d'étude ;

- Les formations du Cénomaniens moyen au Coniacien moyen qui se divisent en formations de plateforme carbonatée, bassin, et deltas détritiques. Ces derniers sont inféodés aux parties les plus méridionales de la zone d'étude. Ces formations avaient fait l'objet de mesures pétrophysiques et des forages ont montré qu'elles sont potentiellement aquifères (Fournillon, 2012) ;
- Les formations du Coniacien supérieur au Santonien formant le centre du bassin du Beausset et constituées essentiellement de marnes et de formations silicoclastiques.

#### 3.2.4. Fracturation de l'aquifère

Une étude structurale a été menée autour des sources de Dardennes et une reconnaissance des principaux linéaments a été faite par photo aérienne sur le plateau de Siou Blanc (Fig. 13). Les orientations des failles et fractures sont semblables dans les lithologies du Jurassique au Crétacé supérieur, montrant que l'ensemble de ces formations sont affectées par les mêmes phases de fracturation. L'implication pour l'hydrogéologie est alors importante ; les fluides peuvent transiter d'un compartiment à l'autre sans qu'il n'existe de barrière complètement étanche.

La région toulonnaise est caractérisée par trois familles de failles : N30-N60, N90, et N120-N140 (Fig. 13). L'analyse des paléocontraintes montre deux phases tectoniques majeures (Baudement, 2018) : (1) une extension caractérisée par une contrainte  $\sigma_3$  horizontale et orientée N130 à N160 pouvant correspondre à un régime extensif ou transtensif entretenant la subsidence des séries du Trias au Crétacé moyen, selon des systèmes de horsts et grabens, (2) une compression caractérisée par une contrainte principale  $\sigma_1$  horizontale orientée N0 à N20 et correspondant à l'inversion pyrénéo-provençale du Crétacé supérieur à l'Éocène avec la réactivation en faille inverse à composante décrochante, entraînant l'apparition de failles N110-130, principalement inverses.

Plusieurs styles structuraux sont identifiés (Baudement, 2018) :

- un domaine nord monoclinal (massif de Siou-Blanc-Morières) de pendage environ 25°SW affecté par des failles majoritairement décrochantes N30-N60 et N120-N140. Ces failles décalent localement les séries mettant en contact les différents compartiments aquifères (Matonti, 2015 ; Baudement, 2018) ;
- un domaine central (zone de Dardennes à Toulon nord) affecté par les chevauchements majoritairement N90, et où certaines failles normales ont été reprises en failles inverses lors de la compression pyrénéo-provençale. Toute cette zone est très fortement déformée par les phases tectoniques. La remontée des roches métamorphiques imperméables du socle crée une barrière à l'écoulement souterrain au niveau du chevauchement basal ;
- un domaine sud (Toulon) avec les terrains du trias et du socle affectés par trois familles de failles aux pendages très forts : N0, N20-50 et N80-100 (Gouvernet, 1963 ; Gouvernet *et al.*, 1969 ; Quemart et Serratrice, 2000 ; Ondicolberry, 2015).

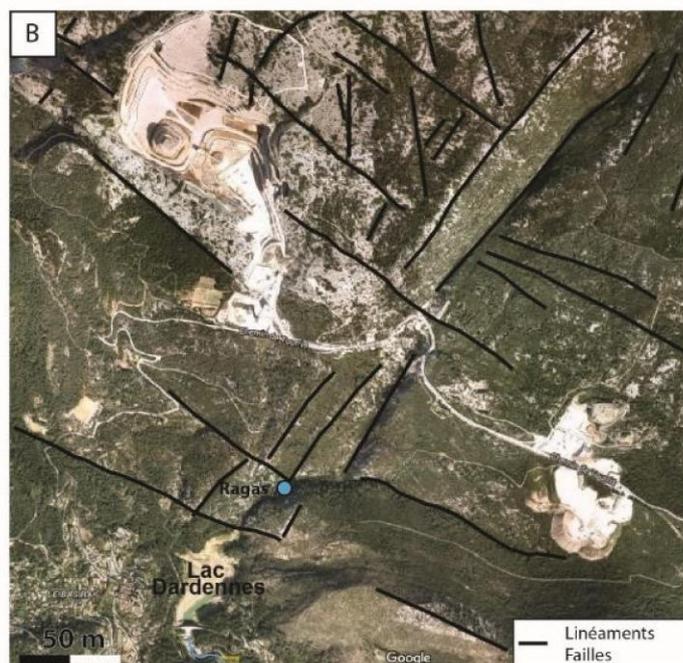
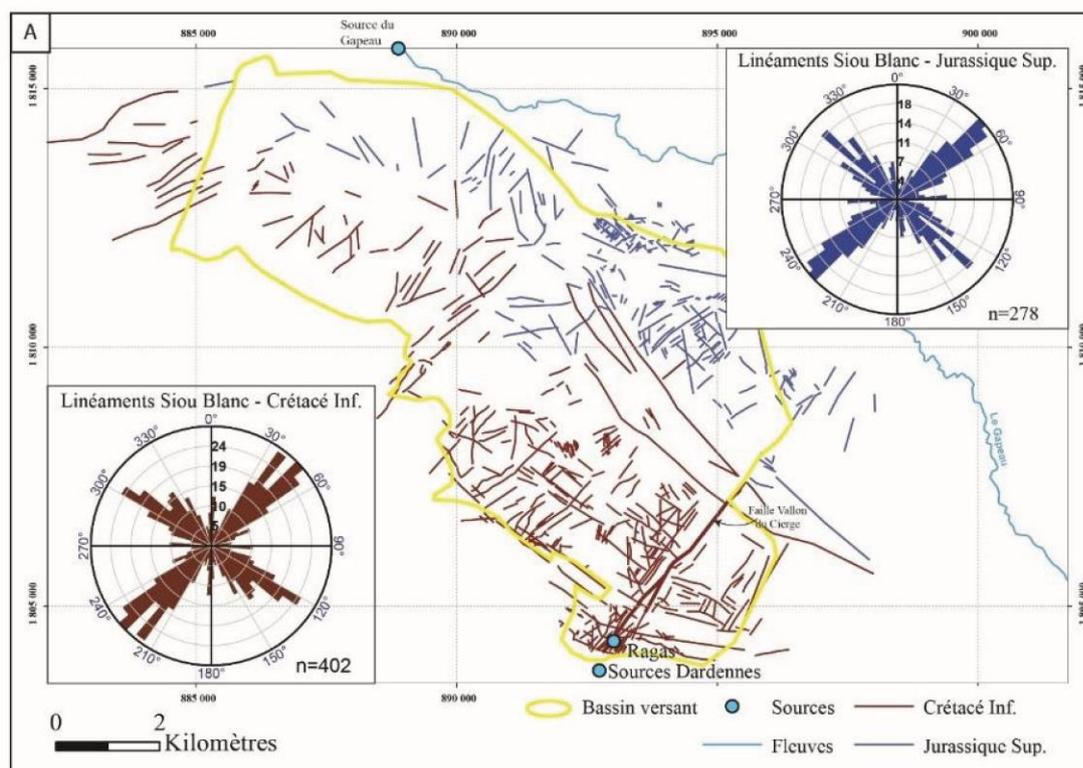


Fig. 13 : Planche structurale de Dardennes/Siou Blanc. (A) Carte des linéaments et failles du plateau de Siou Blanc, diagramme des azimuts avec un total de 670 linéaments . (B). Photographie aérienne de la région proche des sources de Dardennes. (C) Entrée de la source de trop-plein du Ragas. Baudement (2018).

La source du Ragas se situe dans le prolongement de la faille du vallon du Cierge d'orientation N50 à l'intersection avec une faille orientée N120 (Fig. 13). La faille principale du Vallon du Cierge mesure environ 8,8 km de long avec un mouvement décrochant senestre sans présenter de déplacement vertical majeur (Gouvernet *et al.*, 1969).

### 3.2.5. Géométrie 3D du réservoir karstique de Dardennes

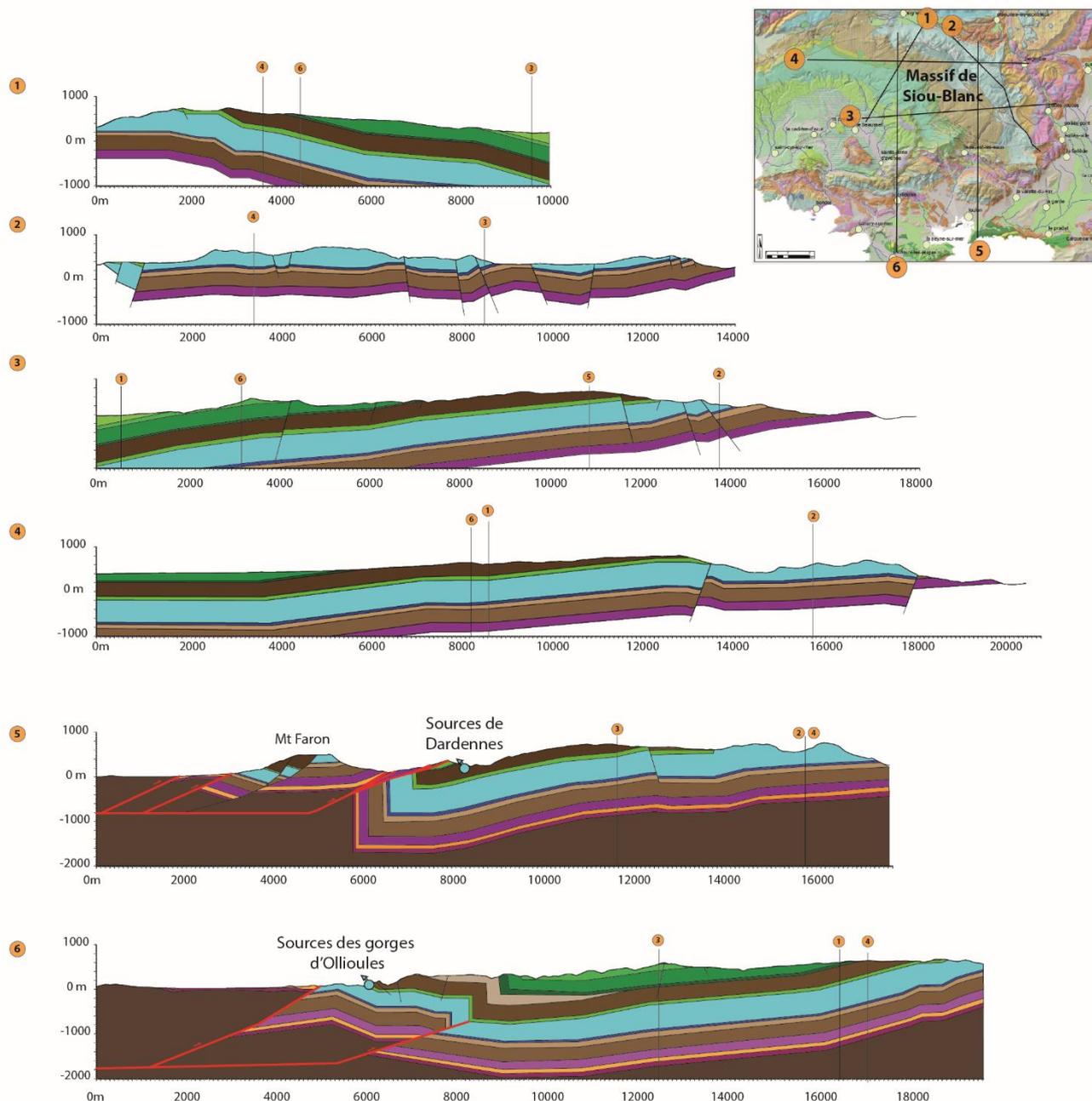
La géométrie du réservoir hydrogéologique a été abordée par la construction de coupes équilibrées (Baudement, 2018 ; Jouvès, 2018) permettant de caractériser la géométrie des structures géologiques en profondeur et servant de base à la modélisation géologique 3D.

Six coupes géologiques (Fig. 14) ont été réalisées. Deux unités structurales distinctes apparaissent sur les six coupes (Fig. 14) : une unité sud caractérisée par les chevauchements Toulonnais, et une unité nord caractérisée par une structure monoclinale plongeant vers le cœur du bassin du Beausset et affectée de failles normales N40 et N140. Au niveau de la zone principale de chevauchement, en aval des sources de Dardennes, les couches forment un grand synclinal dont la partie sud verticalisée est visible à l'affleurement en aval du barrage de Dardennes ainsi que dans la carrière Malvallon (Baudement, 2018). Le synclinal, au droit des sources de Dardennes, peut soit correspondre à un pli d'entraînement sous le niveau de décollement, soit à l'inversion en compression d'une structure en graben. La géométrie de ce synclinal reste soumise à des incertitudes. Cette structure a été construite en fonction de données de surface et en fonction des règles géométriques utilisées par la méthode des coupes équilibrées (Dahlstrom, 1969 ; Suppe, 1983 ; Suppe et Medwedeff, 1990). Cette structure profonde serait à confirmer avec des méthodes géophysiques profondes ou des forages exploratoires. Néanmoins, les écaillés de chevauchement faisant intervenir le socle, et/ou le trias (Bestani *et al.*, 2015), recouvrent cette partie sud du réservoir juste en aval des sources de Dardennes, bloquant ainsi les écoulements vers le sud et forçant l'eau à remonter vers la surface (sources de Dardennes) ou la sub-surface (nappe du Trias de Toulon).

Plus à l'ouest, au niveau des gorges d'Ollioules deux unités peuvent également être distinguées : une unité nord formant une grande structure monoclinale, et une partie sud affectée par les chevauchements. Un chevauchement aveugle serait présent en subsurface responsable d'un pli d'entraînement et des couches redressées observées en surface (Baudement, 2018). Ce chevauchement aveugle correspondrait au chevauchement basal au niveau des sources de Dardennes en passant par la dépression du Broussan, et serait à l'origine de la remontée du Trias dans ce secteur.

L'architecture stratigraphique et structurale du secteur a été modélisée en 3D. Cette représentation de la réalité fournit la position en 3D d'horizons cibles. La dimension en surface et en profondeur a été choisie afin de rendre compte de l'ensemble de la pile sédimentaire mise en jeu dans le stockage et la mobilisation des ressources (réservoir hydrogéologique de Dardennes). Ce modèle a été limité à l'est et au nord par la vallée du Gapeau et au sud par le chevauchement basal passant juste en aval des sources de Dardennes. La limite ouest est quant à elle plus délicate à établir dans la mesure où les unités alimentant les sources de Dardennes s'enfoncent vers le cœur du bassin du Beausset et que la limite de partage des eaux en profondeur n'est pas connue. Une limite arbitraire passant au niveau du rocher de l'Aygue et à l'est des gorges d'Ollioules a été choisie. Le modèle 3D du réservoir géologique de Dardennes a été construit avec une résolution de cellules de 50x50x10 m (x,y,z).

Le modèle géologique construit est un outil opérationnel pour positionner dans l'espace des points stratégiques pour le ciblage des unités réservoir, ainsi que pour calculer des volumes potentiels de réserve en eau, objet de la section suivante.



**Légende des coupes géologiques**

- **Coniacien-Santonien** : Calcarénites quartzo-glocogneuses, ep.: variations importantes en bordure et milieu de bassin 0 à 500m
- **Cenomanien-Turonien** : Calcaires à rudistes ep: 300 à 350m
- **Cenomanien inférieur** : Marnes et calcaires marneux ep: 20 à 30m
- **Hauterivien-Barrémien** : Calcarénites et micrites à rudistes (Faciès Urgonien), ep: 250 à 350m
- **Berriasien-Valanginien** : Calcaires, calcaires argileux et marnes, ep: 50 à 100m

- **Jurassique supérieur dolomitique et Tithonien**  
**Berriasien calcaire** : ep: 400 à 500m
- **Callovien** : marno-calcaire ep: 30-40m
- **Bathonien Supérieur** : Calcaires ep: 120-150m
- **Aalénien-Bathonien** : marno-calcaires ep:250 à 300m
- **Hettangien-Toarcien** : dolomies ep: 150-200m
- **Trias** : Gypse, marnes, calcaires, conglomérats ep: 150-200m
- **Socle**

Fig. 14 : Coupes géologiques équilibrées du secteur d'étude. Baudement (2018) et **Erreur ! Référence de lien hypertexte non valide.**

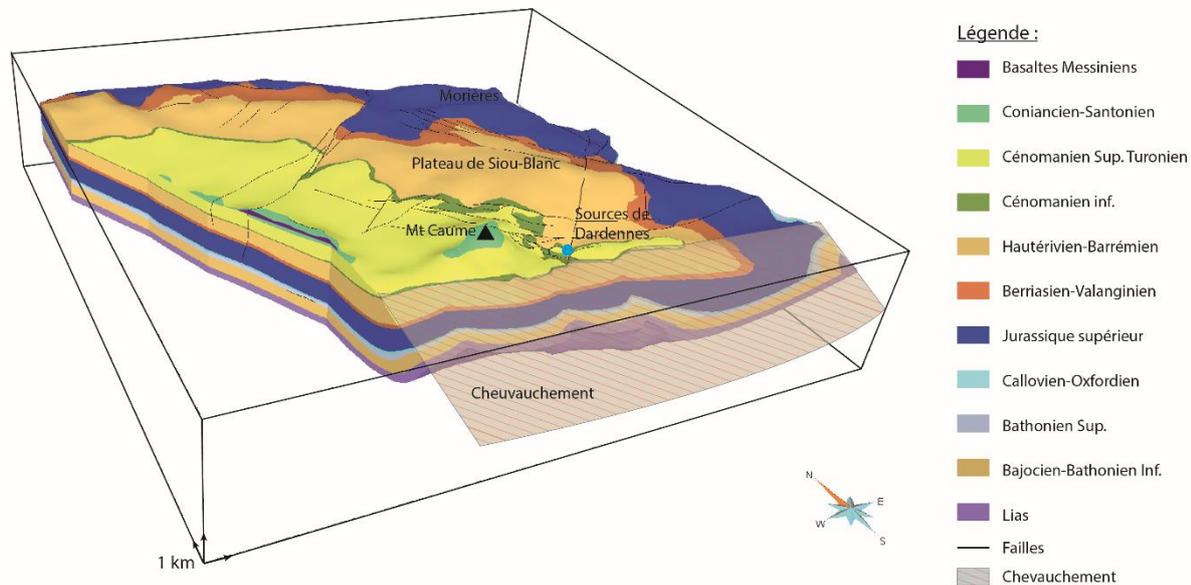


Fig. 15 : Modèle géologique 3D du réservoir hydrogéologique de Siou-Blanc circonscrit aux limites supposées du réservoir karstique. Jouves (2018).

### 3.3. Contexte hydrogéologique

#### 3.3.1. Un aquifère multicouche

L'unité géologique du Beausset est drainée majoritairement par deux grandes sources vaclusiennes (Port-Miou/Bestouan et les sources de Dardennes dont le Ragas de Dardennes) (Fig. 12). Les résurgences sous-marines de Port-Miou (-233 m) et Bestouan, drainent une partie de l'unité du Beausset et du massif des Calanques ainsi qu'une partie du massif de la Sainte Baume (Cavalera, 2007 ; Arfib *et al.*, 2011 ; Fournillon, 2012). Les sources de Dardennes, dont le Ragas a été plongé à -150 m de profondeur, drainent la partie orientale de l'unité du Beausset.

Le réservoir karstique de Siou-Blanc peut être considéré comme un aquifère multicouche comprenant trois aquifères principaux (Fig. 12):

- l'Hettangien-Aalénien calcaire (sous le Bajocien) ;
- les dolomies du Jurassique supérieur ;
- et les calcaires du Barrémien à faciès urgonien.

Ils sont encadrés par les formations moins perméables que sont : les formations du Trias, les alternances marno-calcaires du Jurassique moyen (Bajocien), les alternances marno-calcaires du Berriasien, et les calcaires argileux et les marnes de l'Aptien au Cénomaniens inférieurs.

Les limites aquifères peuvent être estimées en fonction de plusieurs indices indirects montrant le rôle d'écran à l'écoulement du chevauchement de Dardennes. Les principaux écoulements du massif sont concentrés en amont, au nord de ce chevauchement. Il n'existe pas de connexion souterraine directe avérée entre les sources de Dardennes et les sources de Saint-Antoine et Baume de Dardennes, plus au sud et 100 m plus bas en altitude, indiquant ainsi une forte perte de charge.

Dans la vallée du Gapeau, seules quelques petites sources sont présentes et drainent une petite partie des contreforts du massif de Siou-Blanc Morières. Les sources du Gapeau trouvent leur bassin d'alimentation

dans le massif d'Agnis au nord de la dépression de Signes. À l'ouest, les limites sont plus difficiles à évaluer, dans la mesure où les unités aquifères passent en captifs sous le cœur crétacé du bassin du Beausset.

### 3.3.2. Unités hydrogéologiques et traçages

Plusieurs exutoires drainent le massif karstique de Siou-Blanc-Morières. Les campagnes de traçages réalisées depuis 1993 permettent de définir 5 ensembles drainants (Courbon et Maurel, 2008 ; Arfib *et al.*, 2011 ; Fournillon, 2012 ; Baudement, 2018) (Fig. 16) :

- Le système de Siou-Blanc :

Il constitue le bassin d'alimentation du Las dont les exutoires connus sont les sources de Dardennes et le déversoir de trop plein le gouffre du Ragas de Dardennes. Ce gouffre se développe le long d'une zone de faille transformante senestre majeure d'orientation N40. Le bassin versant approximatif est estimé à environ 70 km<sup>2</sup>.

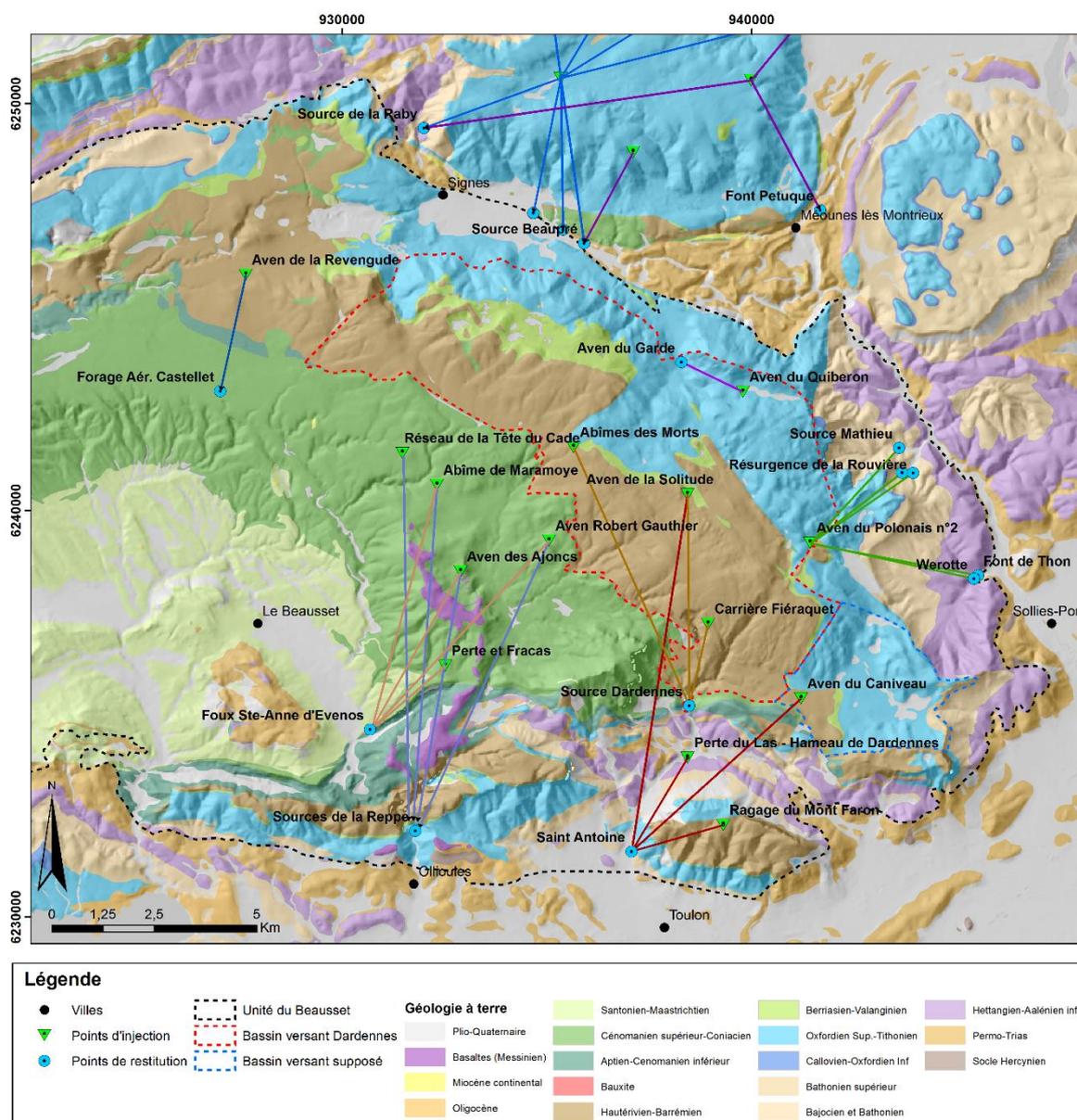


Fig. 16 : Synthèse des traçages artificiels effectués dans la partie orientale de l'Unité du Beausset. Modifié d'après (Lamarque et Maurel (2004) ; Arfib et Lamarque (2011) ; Lamarque (2015a), 2015b)).

- Le système de Tête de Cade-Orves :

Il constitue le bassin d'alimentation des sources des gorges d'Ollioules et de la foux de Saint-Anne d'Evenos, plus haut déversoir de trop plein connu au sein de l'unité du Beausset. Son bassin versant est estimé à environ 30 km<sup>2</sup>.

- Le système de Valbelle-Haute vallée du Gapeau :

Seul un traçage depuis l'aven Quiberon et restitué au trou du Garde permet de déterminer cet ensemble. Son bassin d'alimentation semble être circonscrit à la zone du poljé suspendu de Valbelle et sa superficie reste à déterminer.

- Le système des Morières-Basse vallée du Gapeau :

Ce système couvre la partie orientale du massif et constitue le bassin d'alimentation des sources de la basse vallée du Gapeau. Sa superficie est estimée à environ 12 km<sup>2</sup>.

- Le système de Saint-Antoine :

Les études récentes sur le secteur ont permis de mettre en évidence la relation directe entre des pertes du Las au niveau du Trias et la source de Saint-Antoine, ainsi que le sommet du mont Faron. Un traçage injecté dans le poljé suspendu de Tourris (aven du Caniveau) a également été reconnu à la source de Saint-Antoine, mais les résultats sont discutables (com. pers. T. Lamarque).

### 3.3.3. Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère karstique de Dardennes

Le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de Dardennes a été étudié à partir de 3 approches complémentaires :

- (1) une étude hydrodynamique s'appuyant sur l'analyse de chroniques de conductivités électriques, températures et niveaux d'eau ;
- (2) une étude géochimique et isotopique (ions majeurs, isotopes stables de l'eau et du carbone-13) ;
- (3) une approche de modélisation pluie-débit basée sur les chroniques de précipitations et de débits.

Les éléments majeurs sont repris de manière synthétique dans ce rapport. Pour plus de détail le lecteur peut se reporté à Baudement (2018), Garin et Arfib (2018) et Jouves *et al.* (2018).

#### 3.3.3.1. Extension du bassin versant

En tenant compte de la géologie et par modélisation pluie-débit via la plateforme de modélisation Karstmod, Baudement *et al.* (2017) estiment le bassin versant (BV) des sources de Dardennes à environ 70 km<sup>2</sup> ; cette valeur est confirmée par les simulations de Garin et Arfib (2018). Ce BV est principalement composé des dolomies du Jurassique supérieur et des calcaires Hautérivien-Barrémien à faciès urgonien. Ce bassin d'alimentation, le massif karstique de Siou-Blanc-Morières, peut actuellement être considéré comme un système karstique unaire. La recharge y est autochtone. Quelques pertes concentrées absorbant les ruissellements de surface ont été identifiées sur le plateau de Siou-Blanc et sont en relation avec de petits bassins versants hydrologiques localement individualisés par la lithologie et par la présence de poljés (cas du poljé du Caveau, de l'Extrême Onction, ou de la Solitude, cf. infra).

L'essentiel des eaux résurge au niveau des sources de Dardennes ennoyées dans le barrage du même nom (alt.: 100 m NGF), et lors de crues au niveau du Ragas de Dardennes, un exutoire de trop plein (alt. :149 m NGF) plongé à -150 m ( $\approx$  0 m NGF) (Fig. 2).

### 3.3.3.2. Le débit des sources de Dardennes

Les sources de Dardennes sont caractérisées par un débit d'étiage, variable en fonction de la pluviométrie annuelle, mais pérenne même durant les années les plus sèches, de l'ordre de 70 à 100 l/s, et une réponse typique d'un karst avec de forts événements de crue dépassant 15 m<sup>3</sup>/s sur quelques jours.

### 3.3.3.3. La hauteur de mise en charge du Ragas et les conditions de débordement

L'analyse de la relation entre la hauteur d'eau maximale dans le Ragas (représentatif du débit maximal des sources) et le cumul de précipitations des événements générant les crues est présentée dans la thèse de C. Baudement. Elle permet de montrer que les événements pluvieux provoquent des crues d'autant plus fortes en fonction de différents paramètres :

- (a) les événements pluvieux inférieurs à environ 38 mm ne font jamais déborder le Ragas ;
- (b) plus le niveau du lac est haut avant la crue, plus la crue est forte ;
- (c) à l'étiage, le stockage des premières pluies dans l'aquifère est plus important qu'en période de hautes-eaux.

La hauteur de pluie nécessaire pour générer une crue aux sources de Dardennes dépend de l'état hydrologique de l'hydrosystème (étiage prononcé, basses-eaux ou hautes-eaux).

Le temps de réaction des sources après la pluie a été étudié via le point d'observation du Ragas. Sur la période d'étude (2012-2018), la source du Ragas a débordé entre 6 et 31 heures après le début de la pluie. Le niveau maximum (équivalent du débit maximum) a été atteint entre 7 et 40 heures après le début de la pluie, respectivement pour la crue du 26 octobre 2012 et pour la crue du 20 novembre 2016. La hauteur maximale atteinte par le Ragas lors d'un événement pluvieux est de 152,2 m (crue du 27/11/14). Le cumul minimum ayant fait déborder le Ragas est de 37 mm pour la crue du 16 janvier 2014.

### 3.3.3.4. Signature physico-chimique des sources de Dardennes évaluée par les séries chronologiques de conductivité électrique et de température

L'eau des sources de Dardennes a un faciès chimique de type bicarbonaté calcique, caractéristique d'un aquifère carbonaté. La conductivité électrique et la température mesurées au Ragas sont représentatives des sources de Dardennes. La conductivité électrique oscille entre 381 et 580  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , avec 86% de ses valeurs entre 460 et 520  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , montrant ainsi que la conductivité électrique n'est pas influencée par du sel (marin ou issu des terrains triasiques). Lors des périodes de hautes-eaux (en dehors des crues), la conductivité électrique augmente, montrant que les eaux fortement minéralisées stockées préalablement dans la matrice de la roche encaissante sont sollicitées par l'augmentation du niveau d'eau, et participent ainsi à l'écoulement total.

La température de l'eau varie entre 13,2 à 14,7°C. Ces températures restent faibles, c'est-à-dire non significativement influencées par d'éventuels fluides hydrothermaux. Elles augmentent lors des périodes d'étiage et chute fortement en périodes de crues hivernales. La tendance générale des valeurs de températures est à l'augmentation au cours du temps, en lien avec la diminution du nombre de crue au cours des années 2015 et 2016. Lors des périodes estivales et du fait de l'exploitation pour l'AEP, l'eau du Ragas se réchauffe du fait des pompes dans le conduit du Ragas et de la connexion du plan d'eau avec le conduit du Ragas.

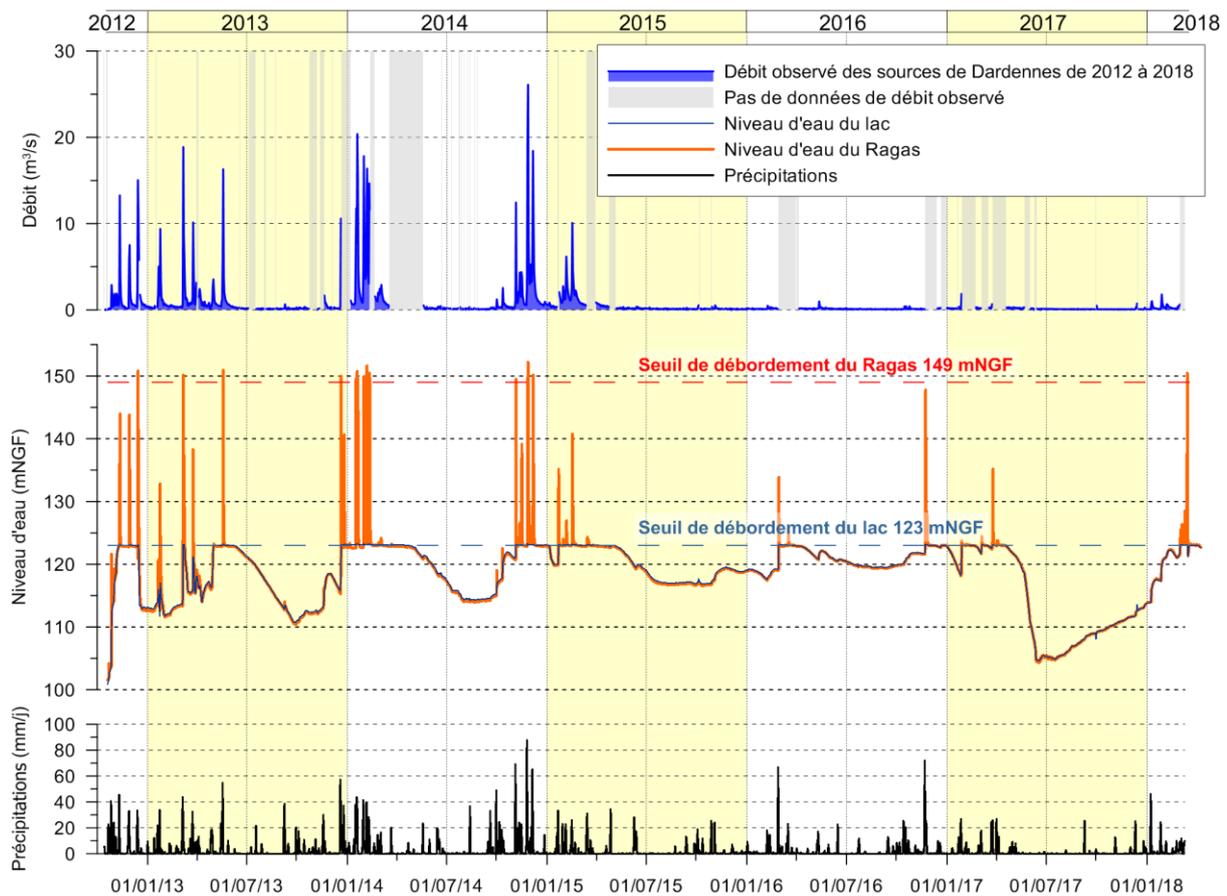


Fig. 17 : Chronique de pluie, niveau d'eau et débit pour l'étude du karst de Dardennes entre octobre 2012 et mars 2018. Les précipitations journalières sont la moyenne des stations de Toulon La Mitre, Le Castellet aérodrome et La Limate. Le niveau d'eau dans le lac de Dardennes est mesuré une fois par jour par Véolia. Le niveau d'eau du Ragas est enregistré automatiquement toutes les 15 minutes. Les niveaux sont exprimés en altitude. Le débit observé est le débit total des sources de Dardennes au pas de temps journalier, incluant le débit vers le Las à l'aval du barrage, le débit capté pour l'AEP, l'évaporation sur le lac et le stockage/déstockage du lac. Garin et Arfib (2018).

### 3.3.3.5. Faciès géochimique et isotopique des eaux des sources de Dardennes

Les analyses de l'eau prélevée dans le lac de Dardennes et le Ragas donne systématiquement un faciès chimique de type bicarbonaté calcique. Il n'y a pas d'influence chlorurée sodique ni sulfatée, contrairement à d'autres sources de la zone d'étude. Le faciès chimique reste constant tout au long de l'année et sur toutes les années étudiées. Il n'y a pas de mélange d'eaux de signatures contrastées, comme cela est observé sur les sources Saint-Antoine, Labus ou Bonnefont (Fig. 18). Aux sources de Dardennes, l'eau provient de l'aquifère carbonaté jurassique et crétacé, sans influence du trias évaporitique (gypse, éventuellement halite). Les sources de Bonnefont et de Saint-Antoine présentent à contrario un faciès mixte, bicarbonaté calcique et sulfaté, marquant l'influence du trias. Quant à la source du Labus, étudiée par (Fournillon, 2012), elle signe un mélange avec du sel, probablement de la halite du trias, associé à une température anormalement chaude (jusqu'à 25°C). Enfin la source du Gapeau a un faciès calco-magnésien, marquant une signature forte de l'aquifère dolomitique (massif de l'Agnis principalement). Les valeurs isotopiques de l'eau du Ragas sont de l'ordre de -7,60 à -6,80 ‰ pour le  $\delta^{18}\text{O}$  et -46,00 à -40,00 ‰ pour le  $\delta^2$ . Trois ensembles sont distingués : 1) le Gapeau, avec des valeurs systématiquement plus négatives, en accord avec le bassin versant d'alimentation qui se développe sur les massifs montagneux d'Agnis et la Sainte-Baume (jusqu'à 700 à 900 mètres d'altitude) ; 2) les sources de Bonnefont et le Labus, situées dans les gorges d'Ollioules avec des valeurs d'isotopes moins négatives ;

3) les sources de Dardennes (Ragas et Barrage – Fuites Pont Romain) dont les valeurs sont dispersées suivant une droite entre les deux ensembles précédents. La répartition des valeurs des sources de Dardennes montre un mélange d'eau provenant de différentes altitudes, avec une alimentation via des zones de recharge relativement élevées (le plateau de Siou Blanc va jusqu'à 800 mètres d'altitude) et des zones de recharge inférieures à 200 m.

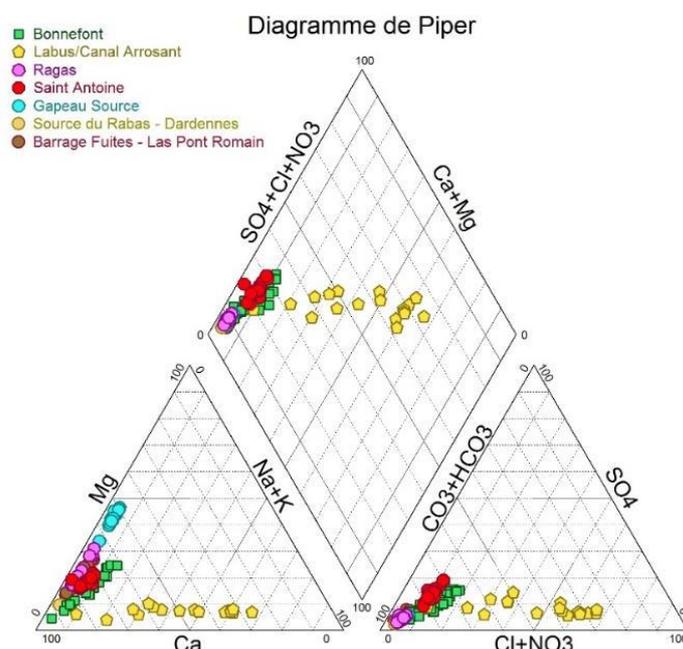


Fig. 18 : Diagramme de Piper permettant de différencier les faciès chimiques des sources majeures réparties autour du massif de Siou-Blanc. Les sources de Dardennes sont étudiées par les points de prélèvement intitulés : Ragas, Source du Rabas et Barrage fuite (Las Pont Romain). Extrait de Baudement (2018).

La variabilité isotopiques mesurées aux sources de Dardennes ne reflète pas celle de la pluie. Le signal de la pluie est très variable d'un événement pluvieux à l'autre alors que l'eau des sources de montrent toutes une relative faible dispersion. L'aquifère joue donc le rôle de réserve qui homogénéise les masses d'eau nouvellement rechargées et celles précédemment stockées.

### 3.3.3.6. Modélisation pluie débit

À partir des données de précipitation, d'évapotranspiration et de débit, Baudement *et al.* (2018) et Garin et Arfib (2018) modélisent le fonctionnement de cet aquifère via une approche de modèle à réservoir, structuré avec trois réservoirs interconnectés : Epikarst, Matrice et Conduit. La séparation du débit entre les deux réservoirs Matrice et Conduit du modèle Pluie-Débit a pour but de quantifier respectivement la part de l'écoulement lent et rapide du débit total. Cette démarche est expliquée dans Baudement (2018). Le modèle donne ainsi à chaque pas de temps (chaque jour) l'évolution du débit de base (écoulement lent) et du débit de crue (écoulement rapide).

L'utilisation des modèles permet de calculer les débits moyens des composantes lentes ( $Q_{MS}$ ) et rapides ( $Q_{CS}$ ) du débit des sources de Dardennes. Deux modèles différents ont été calés (P1 et P2) par Garin et Arfib (2018) en raison d'années hydrologiques particulièrement sèches sur la période d'étude (2015-2016). Les modélisations montrent que le débit total moyen varie fortement d'une année sur l'autre. Avec le modèle P1, le débit moyen varie de 0,19 à 1,24 m<sup>3</sup>/s entre 2013 et 2017, et il varie de 0,16 à 1,02 m<sup>3</sup>/s avec le modèle P2. Suivant les modélisations le débit de base moyen annuel varie entre 0,11 et 0,48 m<sup>3</sup>/s

suyant les années, alors que l'écoulement rapide moyen annuel ( $Q_{CS}$ ) varie entre 0,08 et 0,76 m<sup>3</sup>/s (modèle Dard\_Non\_Lin\_P1). Des simulations sur 20 ans de chroniques ont également été effectuées (1998-2018). Sur les 20 années simulées le débit de base moyen interannuel est compris entre 0,22 et 0,29 m<sup>3</sup>/s, et le débit total interannuel entre 0,60 et 0,73 m<sup>3</sup>/s (modèles Dard\_Non\_Lin P2 et P1 respectivement). En moyenne 45 % du débit total provient des écoulements lents et 55 % des écoulements rapides. En crue, plus de 90 % du débit total provient des écoulements rapides.

### 3.4. Héritages géomorphologiques

La morphologie de la Basse-Provence calcaire se caractérise par des reliefs de forte énergie orientés E-O, fortement disséqués par l'érosion et pourtant associés à de multiples surfaces d'aplanissement. De vastes morphologies planes affectent ainsi aussi bien les zones sommitales que les piedmonts des massifs de la Nerthe, de la Fare, de la Sainte Victoire ou de la Sainte-Baume avec l'étendue du plateau du Camp à ses pieds (Fig. 19). Leur âge de formation est incontestablement tertiaire puisqu'elles tronquent et nivellent les structures pyrénéo-provençales formées à l'Éocène moyen sans distinction de nature et de faciès des terrains. Ces surfaces peuvent résulter soit d'un aplanissement continental, soit d'un façonnement marin (surface d'abrasion marine).

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. Ainsi, ces surfaces apparaissent dès l'Oligocène et dans un milieu continental pour Nicod (1967) et Nury (1988), et à partir du Miocène et dans un milieu marin (abrasion marine) pour d'autres (Rousset, 1973 ; Tassy, 2012). Pour plusieurs auteurs, trois types de surfaces d'aplanissement peuvent être distinguées :

- Les surfaces anté-miocène correspondant aux plus hautes surfaces d'aplanissement provençales "S" (entre 600 et 1500 m), sont attribuées depuis Nicod (1967) à l'Oligocène. Ces surfaces apparaissent très déformées et sont portées en altitudes par plusieurs phases tectoniques. Elles sont inclinées et fortement incisées par les réseaux hydrographiques miocènes et plio-quadernaires (Blanc, 1992).
- La surface miocène appelée surface fondamentale "S" ou surface principale (Cornet, 1966 ; Nicod, 1967) se retrouve en Provence calcaire mais également en Provence cristalline plus à l'est. Les premiers stades d'établissement de cette surface seraient reliés à une phase d'aplanissement du relief. La surface fondamentale S, s'emboîte à une côte inférieure dans l'aplanissement précédent (280 à 550 m). Cette surface est fossilisée par la transgression miocène à la Nerthe, aux Bonfillons-Bimont (Tortonien), à la Couronne (Burdigalien), St-Chamas, La Fare (Langhien-Serravalien), Jouques (Rousset, 1968). Pour Blanc (2010) cette surface fondamentale S passe sous le niveau marin actuel au sud d'un système de failles littorales (Cap Couronne, Sausset-Carry, La Ciotat, Bandol, Îles d'Hyères). Sur le Massif méridional et le massif des Maures, cette surface "aérienne" aurait été le siège d'écoulements de type fluviatile provenant de l'ouest et du sud (Blanc, 2010). La genèse de cette surface est attribuée à la fin de l'Aquitaniien (22 à 20 Ma).
- Les surfaces plio-quadernaires, les plus discrètes dans le paysage. Elles semblent prolonger l'aire sommitale du "delta-cône" de Valensole (Pliocène terminal - début du Quaternaire) et correspondent à la surface d'abandon du Pliocène (Blanc, 2010). La surface de la Nerthe est recouverte par des remplissages à galets verts (variolites, serpentines, gabbro) d'origine durancienne, pouvant être attribuées au tracé d'un ancien cours pliocène de la Durance, jalonné par l'épandage de galets d'origine alpine (Blanc, 2010). Les contraintes tectoniques compressives déformant cette surface sont à rattacher à la continuité des mouvements alpins le long de failles normales ou inverses N20 à N60 et de décrochements orientés NE-SO, généralement senestres,

liés à l'activité sismique régionale de la Moyenne Durance, la faille de Nîmes, l'accident de Cavailon-Salon-Fos, les failles de Piégu et de Saint-Cassien (Sainte-Baume), voire des failles sous-marines de Cassidaigne (Blanc, 2010).

Dans l'unité du Beausset, le plateau du Camp marque une large surface d'aplanissement rabotant les terrains du Crétacé basculés vers le sud (Fig. 19). Cette surface marque un trait caractéristique du paysage du fait de son horizontalité et de sa conservation. Elle s'étale entre 380 m d'altitude à l'ouest et 450 m à l'est. Cette surface porte les traces d'une évolution karstique intense, où les nombreuses dolines et les cavités sous-jacentes sont colmatées par des argiles. L'origine de cette surface est encore débattue. Elle résulterait soit d'une plateforme d'abrasion marine (*wave-cut platform*) (Philip *et al.*, 1975 ; Blanc, 1992, 2001 ; Tassy, 2012), soit d'une surface de d'aplanissement en domaine continental (Cornet, 1966 ; Rousset, 1968). Entre la surface du Camp et la bordure sud de la Sainte Baume, une surface apparaît avec une pente d'environ 10°S. Elle est séparée de la surface du Camp par les poljés de Cuges et de Chibron. Cette surface peut alors soit correspondre à un lambeau de la surface du Camp qui aurait été basculé postérieurement vers le sud par un rejeu de l'accident chevauchant de la Sainte Baume alors que la surface du Camp, au cœur du synclinal n'aurait pas été basculée, soit à une surface de raccordement, c'est-à-dire à un pédiment se raccordant à la surface du Camp (Blanc, 1992 ; Tassy, 2012).



Fig. 19 : Surface d'aplanissement du plateau du Camp vue du village du Castelet. La surface nivelle le paysage à une altitude moyenne de 430 m. Photo : B. Arfib.

A l'est de la surface du Camp, le massif de Siou-Blanc-Morrières domine cette surface à une altitude maximale de 793m. Plusieurs niveaux de replats peuvent être distingués dans le paysage, comme celui du plateau de Siou-Blanc. De nombreuses dolines et dépressions fermées poinçonnent ce plateau, formant un relief typiquement karstique. Les paysages ruiniformes du massif de Morrières composé des dolomies du Jurassique supérieur présentent des morphologies de karst à buttes avec des pinacles résiduels (Aiguilles de Valbelle). En périphérie du massif, plusieurs poljés s'inscrivent dans le paysage, tels que les poljés de Tourris, Planier, et Orves (Blanc, 2001). Le canyon du Destel entaille le massif du Croupatier pour drainer le poljé d'Orves et rejoindre la Reppe dans les gorges d'Ollioules. La vallée du Gapeau marque l'extrémité est du massif, le séparant du massif de Saint-Clément.

### 3.5. Connaissances sur les phases de karstification en Provence

La karstification en Basse-Provence a subi l'influence de nombreux changements occasionnés par les grandes phases géodynamiques et climatiques. Seules les connaissances sur les phases majeures sont présentées ici, les phases d'émersions de faibles ampleurs contemporaines de la sédimentation n'ayant qu'un rôle limité sur la karstogénèse.

A la fin du Crétacé inférieur (Aptien-Albien), l'épisode du "Bombement durancien" entraîne le développement d'une surface d'érosion, la "surface des bauxites" (Combes, 1984 ; Blanc, 1997), sous climat tropical à travers toute la Provence (Rousset, 1968 ; Laville, 1981). Dans l'unité du Beausset, cette surface d'érosion est présente partout excepté dans la partie sud (au nord du massif du Gros Cerveau). La présence des bauxites n'est avérée que dans la partie est (Évenos et Le Revest-les-Eaux), où leur épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres d'après les forages Péchiney (base de données du sous-sol – BSS du BRGM). À l'exception des travaux miniers d'extraction de la bauxite la géométrie de cette formation est peu connue.

Durant le Campanien, la karstification s'opère dans les niveaux triasiques comblés postérieurement par des dépôts lacustro-palustres de calcaires à oncoïdes (Fournillon, 2012), attestant que le nord de l'unité du Beausset dans le secteur de Signe était en partie exondée dès le Campanien.

Durant le Crétacé terminal, puis au Paléocène-Eocène, la tectonique compressive N-S pyrénéo-provençale induit la formation des reliefs et l'érosion d'une grande partie de la Provence. Cette tectonique entraîne une intense déformation du karst précédemment créé (Blanc, 1997) et correspond à une phase majeure d'altération des terres émergées à l'échelle de toute l'Europe occidentale (Wynns et Guillocheau, 1999). Cette phase d'altération est responsable de la production massive d'altérites latéritiques à l'échelle régionale.

Le rifting oligocène, dans un climat tropical à régime contrasté, est à l'origine d'une phase d'érosion et de dissolution majeure, engendrant la dénudation des couvertures meubles et le façonnement d'un nouveau paysage karstiques. Cette surface d'érosion se met en place en recoupant la surface des bauxites et les chevauchements pyrénéo-provençaux. Une nouvelle pente régionale se met en place avec un paléo-réseaux hydrographique orienté du sud vers le nord (Cornet, 1966 ; Nicod, 1967 ; Blanc, 1997).

Durant le Miocène moyen (Langhien-Serravalien), des cavités sont remplies par des sédiments marins tels que celles du massif du Douard (Philip *et al.*, 1975).

Le Miocène supérieur est soumis à la phase de compression alpine. Cela se traduit dans le karst par des ruptures de spéléothèmes et des déformations de galeries (Blanc, 1992). Le climat durablement chaud et humide permet la karstification de la "surface fondamentale" (surface du Camp, sommet de la Nerthe), avec la formation de poljés, dolines et en sub-surface de grands réseaux horizontaux actuellement suspendus (Nicod, 1967 ; Blanc, 1997).

Au Messinien, la fermeture du détroit de Gibraltar provoque la chute drastique du niveau marin (- 1500 m) (Clauzon *et al.*, 1996 ; Rouchy et Caruso, 2006). Dans l'endokarst, cette chute considérable du niveau marin suivie par le réennoiment et la remontée du niveau de base pliocène, se traduit par la structuration profonde des réseaux et le développement d'un karst inachevé. En surface, cela se traduit par le surcreusement des réseaux aériens (formation de gorges et de canyons) (Audra *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2006b). Dans l'unité du Beausset, les manifestations du cycle messino-pliocène semblent correspondre aux grands réseaux noyés comme Port-Miou et le Ragas de Dardennes, des réseaux ennoyés, préalablement structurés en profondeur et drainant aujourd'hui l'essentiel des écoulements souterrains.

Les phases de karstification en Provence associées aux phases tectono-eustatiques montrent que le karst de l'unité du Beausset peut potentiellement être très ancien. La datation des phases de karstification apparaît difficile. Seuls quelques indices disparates avait permis un calage temporel de l'évolution et la

structuration des réseaux karstiques. Il est alors difficile d'estimer parmi toutes les phases possibles lesquelles sont prépondérantes. Néanmoins, le Messinien semble jouer un rôle majeur car il représente une variation eustatique considérable qui a permis la structuration des karsts en profondeur.

Il apparaît alors nécessaire d'actualiser les connaissances sur la karstogenèse de Basse-Provence et notamment dans l'unité du Beausset et sur le karst de Dardennes, afin d'estimer les générations successives de structures karstiques et de définir leur influence en termes de transit et de stockage d'eau.

## **4. Typologie des indicateurs morphokarstiques**

La typologie des indicateurs morphokarstiques a pour but d'identifier les phénomènes karstiques en présence, en surface et dans les cavités, afin de caractériser les processus de karstification dominants en jeu dans le massif à différents stades de son évolution géologique. Les formes et formations en présence sont ainsi caractérisées sur leur origine, leur mode de formation et de mise en place.

### **4.1. Caractérisation des formations superficielles et des couvertures karstiques**

#### **4.1.1. Bauxite et altérations associées**

Les formations bauxitiques sont des témoins résiduels de l'épisode du "Bombement durancien" durant le Crétacé inférieur (Aptien-Albien) et sont, sur le terrain d'étude, en grande partie scellées par les formations du Cénomaniens marneux. Elles traduisent un épisode majeur d'émersion et d'altération par ferrallitisation à l'origine de la formation d'une puissante couverture qui recouvrait le réservoir urgonien. Ces formations affleurent majoritairement dans le secteur d'Évenos et de Le Revest-les-Eaux. Les analyses par diffractométrie aux rayons X (échantillon SB7) ont révélé la présence de rutile, kaolinite, anatase, boehmite et hématite. Il s'agit principalement d'une altérite constituée de silicates d'aluminium et de fer issue de l'altération de formation non carbonatées.

Une partie de cette bauxite est sédimentaire et provient d'apports allochtones issus de l'érosion de profils d'altération sur des terrains cristallins altérés, transportés et piégés dans le karst affectant les affleurements calcaires. Une autre partie de cette bauxite est potentiellement parautochtone, issue de l'altération ferrallitique de termes marneux, notamment du Crétacé inférieur sus-jacents aux calcaires urgoniens, ou de terrains affleurant à proximité lors de la phase d'altération.

Sur les calcaires de l'Urgonien de Siou Blanc, cette altérite est donc allochtone et/ou parautochtone. Une partie de cette altération a perduré sur place en milieu karstique comme le montrent les crypto-lapiés sous-bauxitiques qui traduisent le développement d'une surface d'altération d'extension régionale qui affecte le réservoir carbonaté comme on peut l'observer au nord-est du stade du Revest où l'érosion des bauxites laisse apparaître un crypto-karst (Fig. 9). Des remaniements secondaires de bauxites peuvent avoir lieu. Ces faciès de remaniement, dit «d'aramonites» (Fig. 9), indiquent un processus de ségrégation des nodules ferrugineux et de la matrice par érosion mécanique, mais aussi par altération chimique, la bauxite blanche correspondant à une déferrification des bauxites, généralement liée à la reprise d'un front de latérisation ou à des percolations de fluides sulfurés, dans des zones marécageuses par exemple. Ces phénomènes de remaniement sont favorisés par l'activité karstique au moment où les formations bauxitiques ont été portées à l'affleurement lors notamment de la mise en place des structures pyrénéo-provençales.

Dans le secteur étudié, la surface des bauxites reste mal contrainte, en profondeur et en extension, et peut donc être discontinue. Cette surface peut également constituer un imperméable, au moins partiel, au toit de l'aquifère de l'Urgonien.

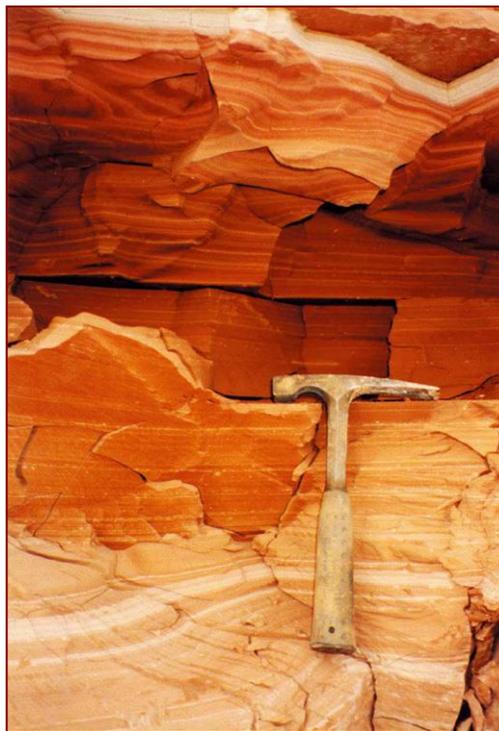
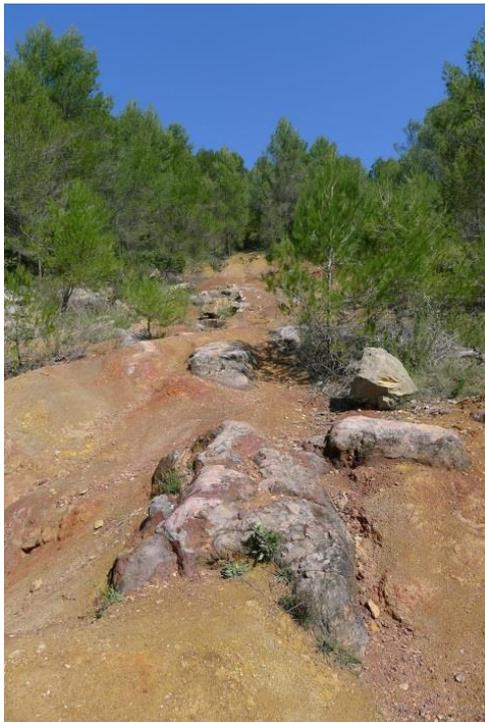


Fig. 20 : Témoin de l'altération de la phase des bauxites (Aptien-Albien). Gauche : Crypto-lapiaz de la surface des bauxites au nord du stade de Revest. Droite : Laminites d'aramonites piégées dans un paléokarst. Cet exemple du massif des Angles illustre les dépôts alternés de bauxite rouge et de bauxite blanchie.

#### 4.1.2. Les couvertures argileuses

Ces couvertures sont constituées par les produits d'altération de type ferralitisation, fersialitique et bisialitique, de roches contenant des silicates. Les dépressions karstiques de surface et plusieurs paléokarsts recoupés par la surface, ainsi que plusieurs cavités ont piégé des dépôts argileux. En surface ces dépôts argileux correspondent à des altérations de couvertures allochtones : les silicates qui les constituent ne proviennent pas de l'altération des calcaires de l'Urgonien ni de celle des dolomies du Jurassique supérieur. C'est particulièrement le cas des couvertures argileuses de la surface du Camp et de la surface S2 de Siou Blanc. Sur le plateau de Siou Blanc, l'altération parautochtone des marnes et des marno-calcaires du Crétacé inférieur a pu fournir une partie de cette couverture, mais une partie non négligeable provient des apports silicoclastiques allochtones du socle. Les analyses par diffractométrie aux rayons X ont montrées, dans les dépôts argileux (échantillon SB5), des minéraux tels que du quartz, des feldspaths potassiques – microcline, de la kaolinite, de la muscovite, de la chlorite, de l'albite et de la paragonite. Ces derniers minéraux attestent d'une origine métamorphique, probablement en provenance du sud-est depuis le massif des Maures. Ces dépôts argileux peuvent être conservés en position de remaniement dans des paléokarsts et dans des cavités souterraines.

Ces formations caractérisent l'évolution des dépressions fermées qui se sont développées dans les calcaires urgoniens de Siou Blanc et, à moindre titre, dans les dolomies du Jurassique supérieur et du Turonien. Leur bonne conservation dans les dépressions fermées et leur extension ont pour effet de concentrer les eaux préalablement à leur infiltration dans le karst, soit de façon moyennement concentrée dans les champs de dolines, soit de façon extrêmement concentrée en direction de pertes dans les poljés.



Fig. 21 : Type de couverture argileuse rencontrée sur le terrain : gauche : argiles rouge sur le plateau de Siou-Blanc au niveau du Pas de la Mort ; droite : argile ocre dans le crypto-laiatz du poljé de Tourris.

#### 4.1.3. Les sables dolomitiques

Les sables dolomitiques (“grésou ou sabel”) correspondent à des altérations autochtones. Il s’agit d’altérites *in situ* de la roche mère dolomitique qui est un carbonate double de calcium et de magnésium. Elle est constituée de cristaux de dolomites résiduels après la dissolution de la calcite, notamment de la calcite micritique. Elle peut être conservée *in situ* ou remaniée. Cette altérite est produite par crypto-altération au niveau des fronts d’altération des karsts dolomitiques couverts, ainsi que par fantômisiation dans les zones d’altération isovolumique profonde, notamment sous forme de couloirs d’altération.

Les conditions de la formation des sables dolomitiques induisent donc la présence d’une couverture en cours d’altération sur le réservoir, cette couverture pouvant être autochtone ou allochtone. L’extension de cette couverture et la proximité immédiate du niveau de base constituent conjointement les conditions de la crypto-altération et de la fantômisiation en profondeur. Localement, la genèse des sables dolomitiques pourrait être induite par des flux hypogène, mais ce cas de figure n’a pas été repéré sur le terrain d’étude. En sub-surface, les sables dolomitiques en place et remaniés traduisent la présence d’un front d’altération crypto-karstique. Les analyses au microscope électronique à balayage (MEB) montrent une répartition homogène de grains de dolomite rhomboédriques sub-automorphes d’environ 100 à 200 microns (Fig. 22). Les analyses réalisées de manière globale et de manière ciblé sur certains grains montrent une forte concentration en Ca, Mg, O caractérisant des cristaux de dolomite non épigénisée en calcite.

Au sein de la dolomie en voie d’altération et dans les masses de sables dolomitique formant l’altérite en place, on observe la présence d’amas cristallisés de calcite rhomboédrique. Les analyses de géochimie isotopique effectuées sur la calcite de ces amas montrent des valeurs fortement négatives : moyenne de  $\delta^{13}\text{C} = -6.30 \text{ ‰}$  et  $\delta^{18}\text{O} = -7.22 \text{ ‰}$ , alors que ces valeurs sont en moyenne de  $\delta^{13}\text{C} = 2.92 \text{ ‰}$  et  $\delta^{18}\text{O} = 0.16 \text{ ‰}$  dans l’encaissant dolomitique. Ces valeurs suggèrent des fluides météoriques. À titre d’hypothèse, la formation de ces calcites pourrait être corrélative, issue des micrites, lors de la dissolution incongruante de la dolomie induite par la fantômisiation des dolomies.

Par ailleurs, si l'épigénie de la dolomite dans les sables altéritiques est absente dans la zone de lessivage des fronts d'altération en sub-surface, elle reste à rechercher au sein des masses sableuses conservées en profondeur.

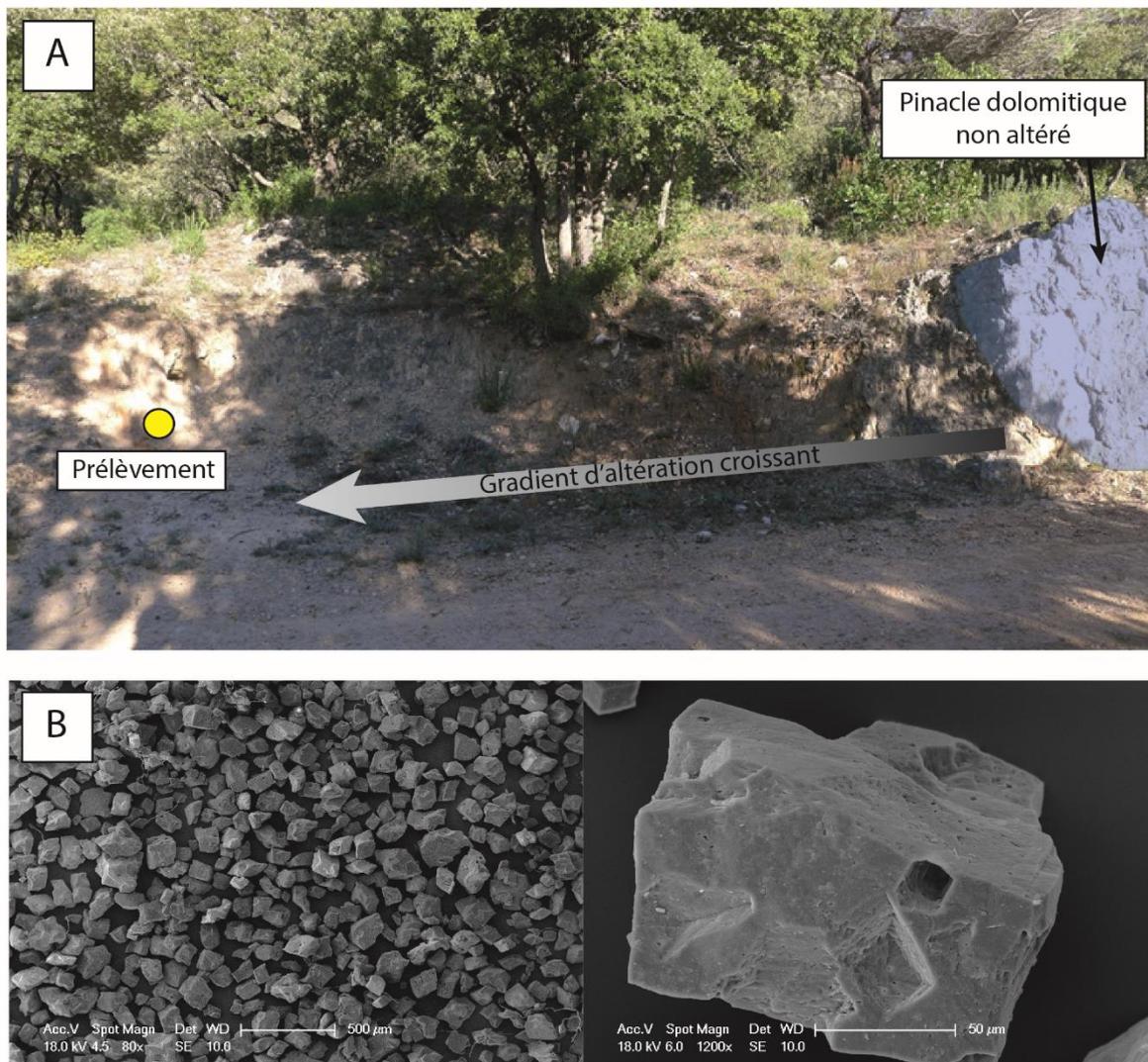


Fig. 22 : Altération en sable dolomitique d'un affleurement en déblai de piste dans les dolomies indifférenciées du Jurassique Supérieur (JD). Un gradient d'altération croissant est observé depuis un pinacle résiduel jusqu'à des sables dolomitiques.

#### 4.1.4. Les sables issus de l'altération du Crétacé supérieur

Ils constituent les formations superficielles des zones de contact entre le bassin du Beausset et les calcaires urgoniens de Siou Blanc. Ils sont issus de l'altération des calcarénites du Coniacien par crypto-corrosion avec des indices forts de fantômisations (coupe du concasseur au niveau du Roc de l'Aygue –Bigot (2003)). Ils représentent une couverture importante d'un impressionnant mégalapiés ruiniforme qui forme le plancher des dépressions du Planier et des Orves qui correspondent à des paléo-poljés (cf infra) où les sables altéritiques sont associés à des éléments de cuirasse ferrugineuse.

Ces formations issues de l'altération du Crétacé supérieur constituent des paléo-traceurs sédimentaires de première importance car on les retrouve dans les remplissages intrabrèchiques des couloirs d'altération qui affectent les dolomies du Jurassique supérieur au sud du Mont Caume.

#### 4.1.5. Formation fluviatiles allocthones

Sur toute l'étendue de la zone d'étude, peu de formations superficielles ont été décrites par les travaux antérieurs, notamment dans les parties hautes des massifs (Nicod, 1967 ; Blanc, 1992). Sur la surface du Camp, des dépôts fluviatiles à éléments cristallins (quartz, gneiss, micashistes, nodules de limonite) daté du Vindobonien (Langhien à Tortonien) ont été signalés par plusieurs auteurs (Cornet, 1966 ; Nicod, 1967 ; Rousset, 1968). Ces éléments suggèrent également un écoulement du réseau hydrographique du sud vers le nord, à partir d'un massif métamorphique situé au sud dans le prolongement du massif de Sicié (Cornet, 1966).

Les investigations de terrain ont livré plusieurs indices de formations superficielles silicoclastiques sur le massif de Siou-Blanc-Morières. La bibliographie ne fait pas allusion à ce genre de formation reconnue à une telle altitude sur le plateau de Siou-Blanc. Toutes ces formations ont été retrouvées à une altitude similaire, entre 600 et 630 m. La composition minéralogique de ces formations diffère des formations du Crétacé inférieur ou du Jurassique supérieur constituant le substratum du massif. Il s'agit principalement de lambeaux de conglomérats fluviatiles à matrice rougeâtre et éléments de quartz et pisolithes de fer (Fig. 23). Les analyses par diffractométrie aux rayons X (DRX) des échantillons SB2, Mo5 et Mo10.1 ont également permis de mettre en évidence la présence de feldspaths potassiques (microcline), rutile, kaolinite, goethite, muscovite, vermiculite et chlorite. Ces éléments proviennent de l'érosion de roches cristallines et confirment la présence d'un écoulement fluviatile en provenance du sud ou sud-est, c'est-à-dire du Massif méridional démantelé au moment de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne au Tortonien (Séranne, 1999).

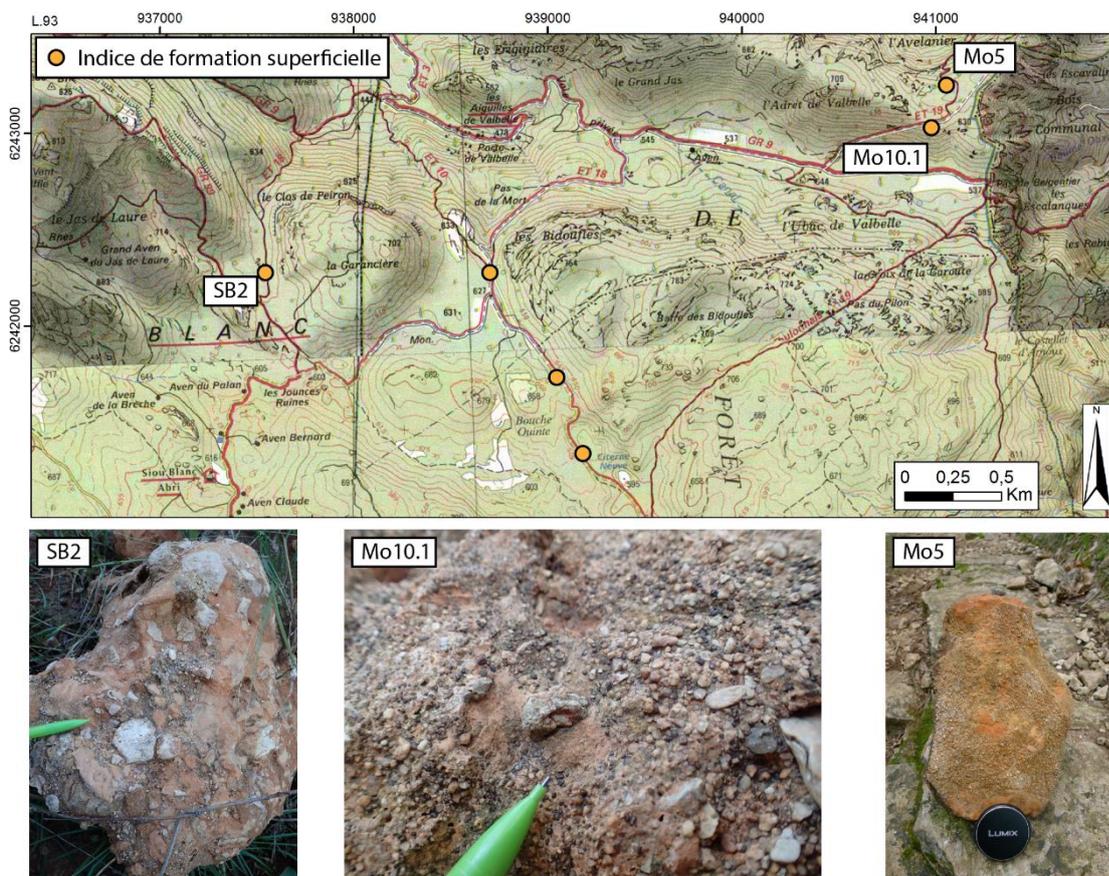


Fig. 23 : Indices de formations superficielles sur le massif de Siou-Blanc-Morières à une altitude d'environ 630 m. Les analyses DRX de ces formations montrent un assemblage de quartz, fer, feldspaths potassiques (microcline), rutile, kaolinite, goethite, muscovite, vermiculite et chlorite. Jouves (2018).

Ces indices fluviatiles sont installés sur la haute surface S2 (cf. infra). Ils indiquent une phase majeure de dénudation du réservoir carbonaté préalable, c'est-à-dire la possibilité de l'altérer et de le karstifier.

#### 4.1.6. Formation fluviatiles autochtones et parautochtones

Nous citons ces formations dans la mesure où elles sont indifféremment comprises dans les colluvions de fond de vallon ou les alluvions sur les cartes géologiques. On note néanmoins une mention à ce type de formation dans le poljé de Signes. Elles sont identifiées comme des remplissages colluviaux et fluviatiles issus des ravins confluant dans cette dépression et pouvant présenter une vaste extension et une épaisseur notable. Nous avons retrouvé des épandages de même type dans le paléo-poljé de Chibron et dans une moindre mesure dans celui de la Limate. Dans ces deux poljés suspendus, ces formations fluviatiles indiquent des drainages de surface, constitutifs de la définition même de poljé, et révèlent des phases de réactivation récentes, voire toujours actives, de ces écoulements concentrés avant leur infiltration.

#### 4.1.7. Formations périglaciaires

Les formations périglaciaires, issues de la gélifraction ou de la gélivation, n'ont pas été étudiées en tant que telles dans le cadre du diagnostic karstologique. Elles ont été prises en compte dans les observations de terrain et lors de la typologie morphosédimentaire et de l'analyse morphodynamique dans la mesure où ces formations sont impliquées dans le fonctionnement karstique.

Par exemple, certaines dolines du plateau de Siou Blanc présentent des remplissages apparents constitués de façon dominante par des gélifractions (Fig. 24) alors que les dolines environnantes présentent des remplissages argileux. Ce type d'observation est directement utilisé en termes d'indices d'infiltration ou d'activité morphosédimentaire pour distinguer les dolines qui absorbent l'eau de surface de celles qui la retiennent. On note aussi les formations périglaciaires jalonnant le fond des vallons fluviokarstiques, aujourd'hui totalement inactifs, mais qui ont alimenté en gélifractions le fond de certaines dépressions du plateau comme le poljé de la Limate ou la mégadoline de Morières les Vignes.

Sur les versants calcaires dénudés, ces formations correspondent essentiellement à des tabliers d'éboulis d'extension modérée, parfois réduite à des couloirs d'éboulis dans l'axe des talwegs qu'ils alimentent en dépôts gélifractions. Dans cette position, ces formations de type torrentiel ont été là aussi interprétées directement en termes d'activité hydrosédimentaire, notamment dans le cas de pertes qui jalonnent le fond des ravins sur la retombée sud-ouest de Siou Blanc. Ces points de pertes sont matérialisés par l'arrêt brutal de ces accumulations, faute d'eau qui résurge parfois un peu plus bas dans le talweg. Ces zones d'infiltration "très" momentanées et ponctuelles ont d'ailleurs fait l'objet de petits aménagements hydrauliques (Fig. 24).

Enfin, dans la mesure où ces dynamiques sont assistées conjointement par des venues d'eau d'origine karstiques et des dynamiques de solifluxion, il a aussi été tenu compte de phénomène de glissements gravitaires dans les carbonates du Trias et dans les marnes du Bajocien pour la caractérisation des dynamiques de versants dans les reculées karstiques de la vallée du Gapeau.



Fig. 24 : Formations périglaciaire rencontrées sur le terrain : gauche : entrée du Faux Sarcophage ; droite : aménagement hydraulique dans le vallon à l'ouest de la carrière Fiéraquet.

#### 4.1.8. Formations volcaniques

Dans la région d'Ollioules, une coulée de basalte apparaît dans le paysage et scelle les vallées du Destel et de la Reppe (Fig. 25). Ce volcanisme effusif s'est répandu dans une paléo-vallée, depuis le Roc de l'Aygue au nord jusqu'à la mer à la pointe Nègre (Coulon, 1967). Les datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur des fragments de matrice de roches effectuées par C. Verati (Université de Nice) ont donné les âges de  $5,42 \pm 0,13$  Ma (coulée à Evenos) et de  $5,48 \pm 0,09$  Ma (coulée à la Pointe Nègre). Aujourd'hui, ces épanchements basaltiques de l'Aygue sont en inversion de relief par rapport aux canyons de la Reppe et du Destel.

Au mur des coulées, on observe des phénomènes karstiques, le long de la piste d'accès à la carrière du roc de l'Aygue. Plusieurs paléokarsts présentent des remplissages cuits par la coulée de lave (porcelanite) et les cavités recoupées par le carreau de la carrière présente des fissures avec des épanchements centimétriques de type pillow-lava. Ces observations montrent l'antériorité de réseaux karstiques dans les calcaires gréseux du Crétacé supérieur. A ces indices, il faut ajouter le développement de puissants profils de cryptokarstification scellés par la coulée et attesté dans la coupe du concasseur, étudié par Pomel S. *in* Nicod (1992). Une observation détaillée de cette coupe montre des pinacles de calcaire sain séparés par des masses d'altérites en place au sein de laquelle on peut suivre le prolongement des strates du substratum ce qui indique une importante zone fantômisée.

En aval de la paléo-vallée sous-basaltique, au niveau de la pointe Nègre, les coulées basaltiques reposent sur une formation bréchique polygénique composée de phyllades, quartzites, grès, blocs de basaltes, *etc.* (Fig. 25). La pointe Nègre étant en position d'amont direct du canyon de Bandol, cette formation de brèches, potentiellement messinienne, pourrait correspondre à l'unité U6b comblant le fond du canyon de Bandol et mise en évidence par Tassy *et al.* (2014).

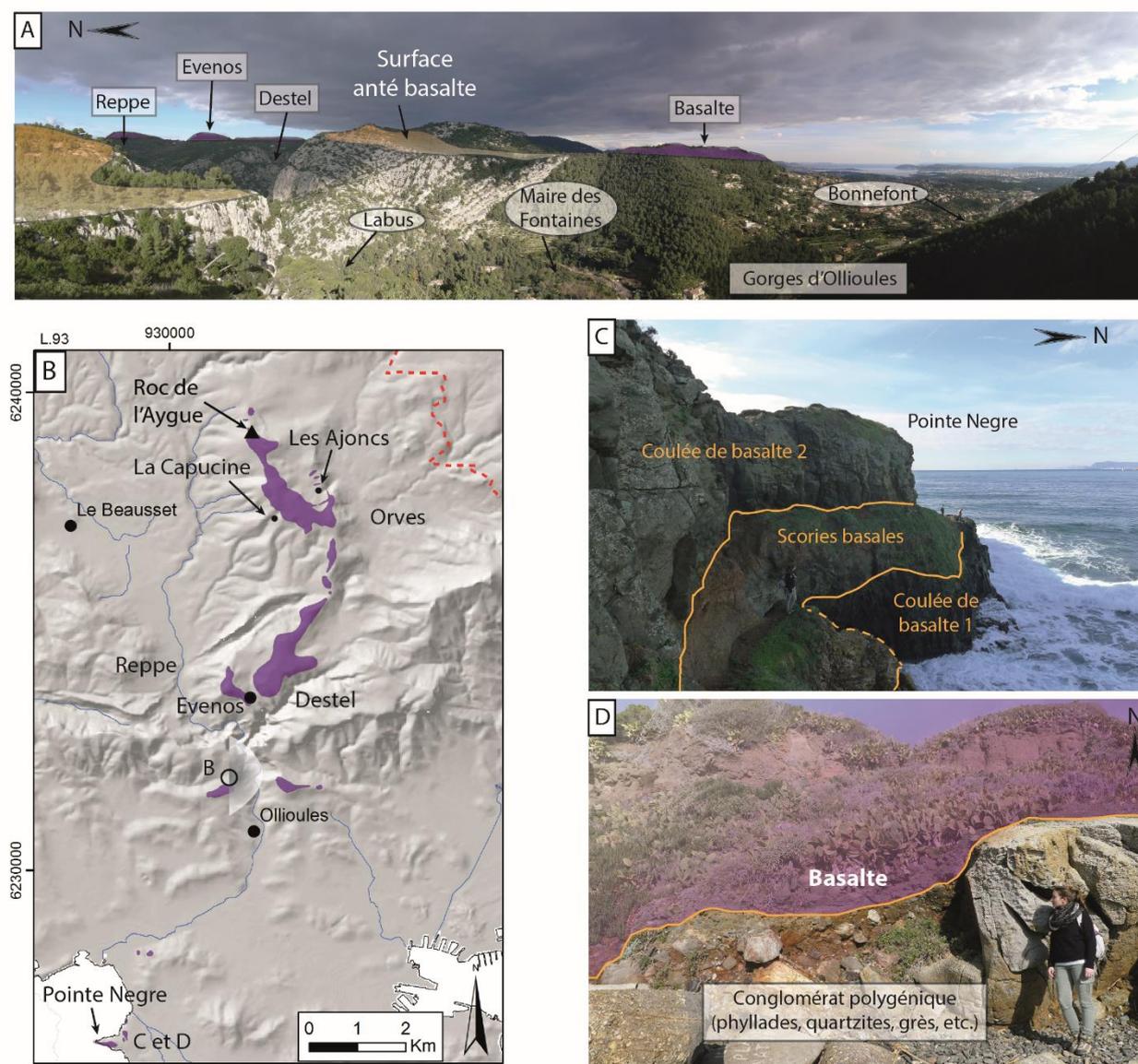


Fig. 25 : Relation entre les gorges d'Ollioules et la coulée basaltique Messinienne. (A) Localisation des différents éléments, en violet les basaltes Messiniens. (B) Vue d'ensemble au débouché des gorges d'Ollioules (depuis la Courtine) et marqueurs géologiques, géomorphologiques et hydrogéologiques. (C) Vue des coulées de basaltes successives à la Pointe Nègre. (D) Coulée de basalte de la pointe Nègre reposant sur une formation de conglomérat polygénique. Jouvès (2018).

Par ailleurs, des dépôts volcaniques ont été retrouvés dans l'Abîme de Maramoye. Ils indiquent que le réseau inférieur de ce réseau était fonctionnel au moment de l'érosion des coulées en surface.

#### 4.1.9. Les travertins

Les massifs de travertins développés en aval des sources sont constitutifs de nombreux systèmes karstiques et caractérisent l'état de fonctionnalité de ces derniers, notamment de l'activité pédogénique et végétative du couvert forestier dans le bassin d'alimentation. Ils sont particulièrement bien développés dans les systèmes tamponnés présentant des débits fortement régulés. C'est généralement le cas des systèmes karstiques développés dans les dolomies. Il peut y avoir une composante hypogène dans certains cas, mais cette hypothèse n'a pas été explorée dans le cadre de ce diagnostic karstologique.

On retiendra essentiellement à l'échelle du massif les travertins du secteur de Belgentier et ceux au niveau de Dardennes dans la mesure où ils signalent des zones de restitution stables en fond de vallées

périphériques (cf. infra), soit en position au moins momentanée de fond de reculée. Les autres sites d'édification de travertins n'ont pas été étudiés en tant que tels, on note plusieurs sites liés aux petites sources du Trias et des indices dégradés de dépôts travertineux en aval des sources des gorges d'Ollioules.

## 4.2. Caractérisation des formes karstiques de surface

### 4.2.1. Paléo-surfaces

En fonction de leur position dans le paysage et de leurs caractéristiques morphosédimentaires, plusieurs types de surfaces ont été individualisés sur le massif de Siou-Blanc et ses alentours. Ces surfaces présentent des morphologies et des extensions plus ou moins bien conservées. Les plus anciennes sont démantelées, préservées à l'état de lambeaux disparates, elles conservent néanmoins des évidences de leur morphogenèse. Toutes ces surfaces tronquent les structures pyrénéennes et sont donc post-éocène.

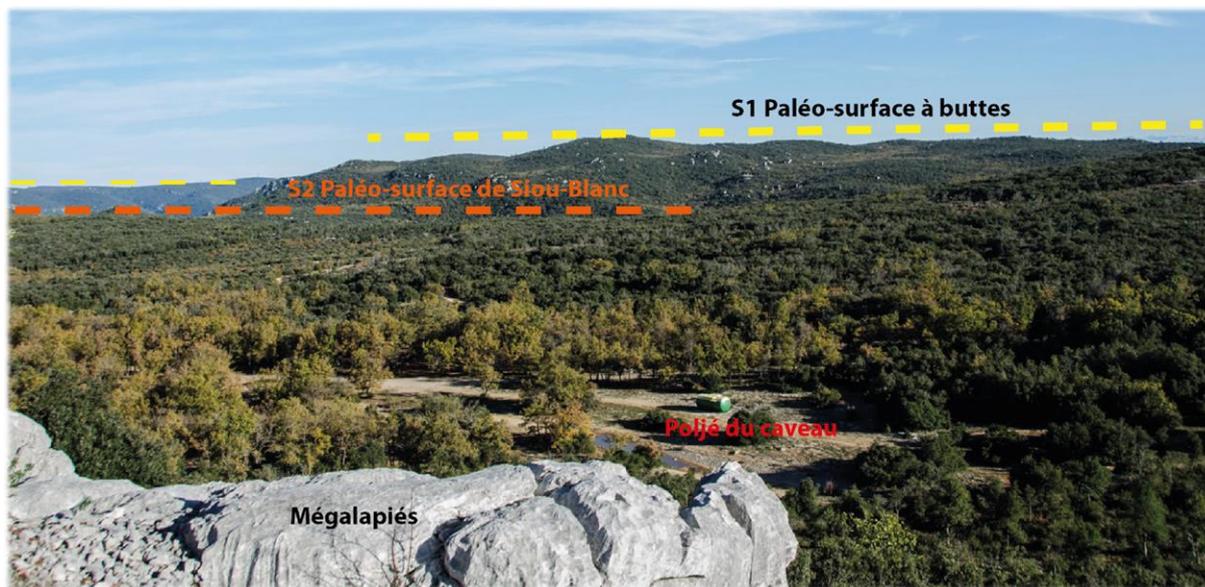


Fig. 26 : Panorama des paléo-surfaces sommitales.

#### 4.2.1.1. La surface sommitale à buttes karstiques S1

La surface sommitale S1 correspond aux hauteurs du relief du plateau de Morières et du plateau voisin d'Agnis (Fig. 26) qui se développent à une altitude comprise entre 700 et 750 m. Cette surface, dégradée en karst à buttes, recoupe les structures pyrénéo-provençales. Compte tenu de sa position, de l'absence de témoins de remontée du niveau de base et d'aggradation (cf. infra), cette surface correspond à la paléo-surface la plus ancienne depuis cette phase tectonique. Cette surface pourrait correspondre aux surfaces sommitales *S'* des auteurs Nicod (1967) et Blanc (1997) qui retiennent un âge oligocène.

Le réservoir carbonaté était déjà fortement altéré et karstifié au moment de la mise en place de la surface S1. Cela se traduit par de nombreux paléokarsts recoupés en surface et sur les flancs de ces hauts reliefs, notamment des couloirs karstifiés présentant des remplissages laminés et rythmés corrélatifs de circulations en régime noyé à courants tractifs. En l'absence de recouvrements sédimentaires ultérieurs connus, ces paléokarsts n'ont pu se mettre en place qu'avant ou pendant la mise en place de la surface S1. Cette surface présente des buttes karstiques ou « tas de foin » dont la base raccordée à un aplanissement indique la position locale du niveau de base. Cet héritage de type tropicale, explique la morphogenèse de

vastes replats contrôlée par le processus dominant de crypto-altération des dolomies du Jurassique supérieur et la formation de mégalapiaz ruiformes (cf. infra). L'extension topographique des parties basses de la surface S1, aujourd'hui en position sommitale, implique donc que les topographies environnantes étaient alors au moins à la même cote altimétrique ou en position de relief relatif. C'est bien entendu le cas des vallées, mais aussi l'ensemble du bassin du Beausset et de l'ensemble des paléo-surfaces imprimées en contrebas de la surface S1.

#### 4.2.1.2. La surface S2 du Plateau de Siou-Blanc

La surface S2 est emboîtée dans la surface S1 (Fig. 26 et Fig. 27). Elle est relativement bien préservée dans le paysage, cette surface s'établit vers 600-650 m d'altitude. Elle correspond au plateau de Siou-Blanc et sa morphogenèse est reliée à la présence d'un vaste paléo-poljé aujourd'hui démantelé. Cette surface comporte des reliques d'un fonctionnement fluvio-karstique caractérisé par des formations superficielles silicoclastiques (section 4.1.5), vraisemblablement en provenance des massifs au sud et au sud-est (ancien Massif méridional). Cette surface revêt une grande extension vers 630 m d'altitude et affecte majoritairement les formations du Crétacé inférieur et Jurassique Supérieur. Cette surface d'aplanissement karstique correspond au paléo-plancher d'un poljé de contact développé entre le cœur du bassin du Beausset et le massif karstique.

Elle est perforée par une importante densité de dolines et par des poljés emboîtés de taille plus modeste. Les dolines de la surface S2 sont nettement visibles sur le terrain et à l'aide du MNT 1 m de l'IGN (Fig. 27). Les pertes dans ces poljés et des soutirages actifs le long de l'accident bordier qui sépare la surface S2 de la surface sommitale S1, témoignent d'une forte connectivité avec l'endokarst. Cette zone d'infiltration correspond à l'ancienne bordure de corrosion générée par extension latérale de la surface S2 en contrebas de la surface S1.

D'un point de vue paléogéographique, la surface S2 constitue un point bas du paysage ce qui implique la encore l'absence de dépression creusée dans le cœur de Crétacé supérieur de la structure synforme du Beausset et une antériorité significative par rapport à la surface du Camp à 400 m ; ces deux secteurs sont aujourd'hui beaucoup plus bas en altitude. La surface S2 s'est donc formée alors que la couverture sédimentaire Crétacé comblait encore le cœur du bassin du Beausset au moins jusqu'à l'altitude de la paléotopographie qui supporte des coulées de l'Aygue, voire un peu plus haut.

Les paléo-traceurs fluviaux indiquent des directions d'écoulement et de transit sédimentaire qui s'effectuent toujours du sud vers le nord. Il en résulte que la surface S2 est significativement antérieure à l'incision du réseau hydrographique moderne responsable de l'exhumation et du déchaussement du massif calcaires et des inversions des sens de drainage attestée au moins depuis l'épanchement de la coulée basaltique de l'Aygue.

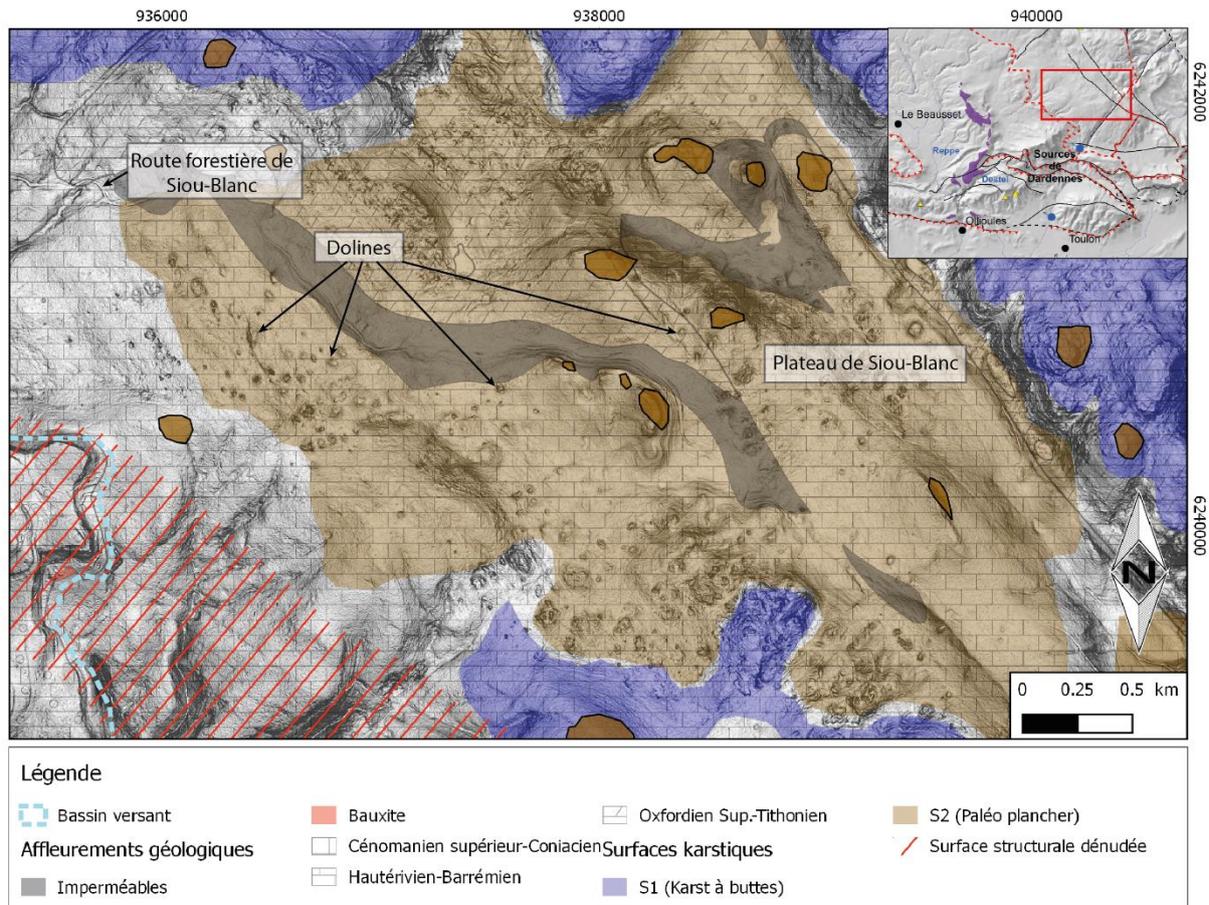


Fig. 27 : Morphologie de la surface S2 du plateau de Siou-Blanc en modèle ombré de pente issu du MNT 1m de l'IGN. Cette surface revêt une grande extension aux alentours de 630 m d'altitude, et est dégradée par la présence de nombreuses dolines et ouvalas attestant de la forte connectivité avec l'endokarst. Encart: le rectangle rouge situe l'emprise du zoom, la coulée de basalte est en violet.

#### 4.2.1.3. La surface S3 à mégadolines et la surface du Camp

Emboîtée par rapport à la surface S2, la surface S3, à mégadolines indique l'établissement d'un gradient responsable du démantèlement de surface S2 et des reliefs résiduels de la surface S1.

Des cavités, voire des niveaux de grottes (galeries horizontales de l'aven du Cercueil, salle à remplissage micacés du Caveau, niveau supérieur du Maramoye) sont associés à la mise en place de cette surface qui trouve une extension en aval du drainage en direction de la surface du Camp aujourd'hui à 400-450 m d'altitude (Fig. 19).

Au sud et à l'est, en position de contact avec les reliefs résiduels existants à l'époque de sa mise en place (surface S1 ou reliefs non karstiques développés dans le socle ou les termes antérieurs au Jurassique supérieur), la surface S3 se caractérise par des mégadolines, comme celle de Morières-les-Vignes ou Morières-le-Cap, qui constituent des structures d'infiltration verticales depuis le démantèlement des surfaces S1 et S2. Plusieurs de ces dolines, encore actives aujourd'hui, sont alignées sur les accidents majeurs comme la faille de Siou-Blanc N120 ou la faille du Cierge N40. On retrouve des extensions de cette surface sur le massif de Coudon (mégadoline de la Batterie nord) et sur le mont Faron avec la présence de replats résiduels et de mégadolines.

Ces mégadolines sont des structures verticalisées majeures corrélées avec la mise en place d'un nouveau gradient hydraulique, c'est-à-dire un abaissement du niveau de base. Au cours de cette dynamique, la

surface S3 enregistre plusieurs niveaux de replats dont le niveau de base est représenté par la surface du Camp à 400 m. Cette surface du Camp se développe en position de poljé de contact entre le pied de la Sainte Baume et la zone en relief relatif qui occupait le cœur du synforme du Beausset. Elle matérialise un aplanissement basal calé à une altitude moindre que celle des basaltes du Roc de L'aygue (600 m). Sur le profil du gradient induit par la mise en place de la surface S3, les paléotraceurs minéralogiques contenus dans les remplissages conservés dans les paléokarsts et les paléodrains (cf supra) démontrent ce sens d'écoulement.

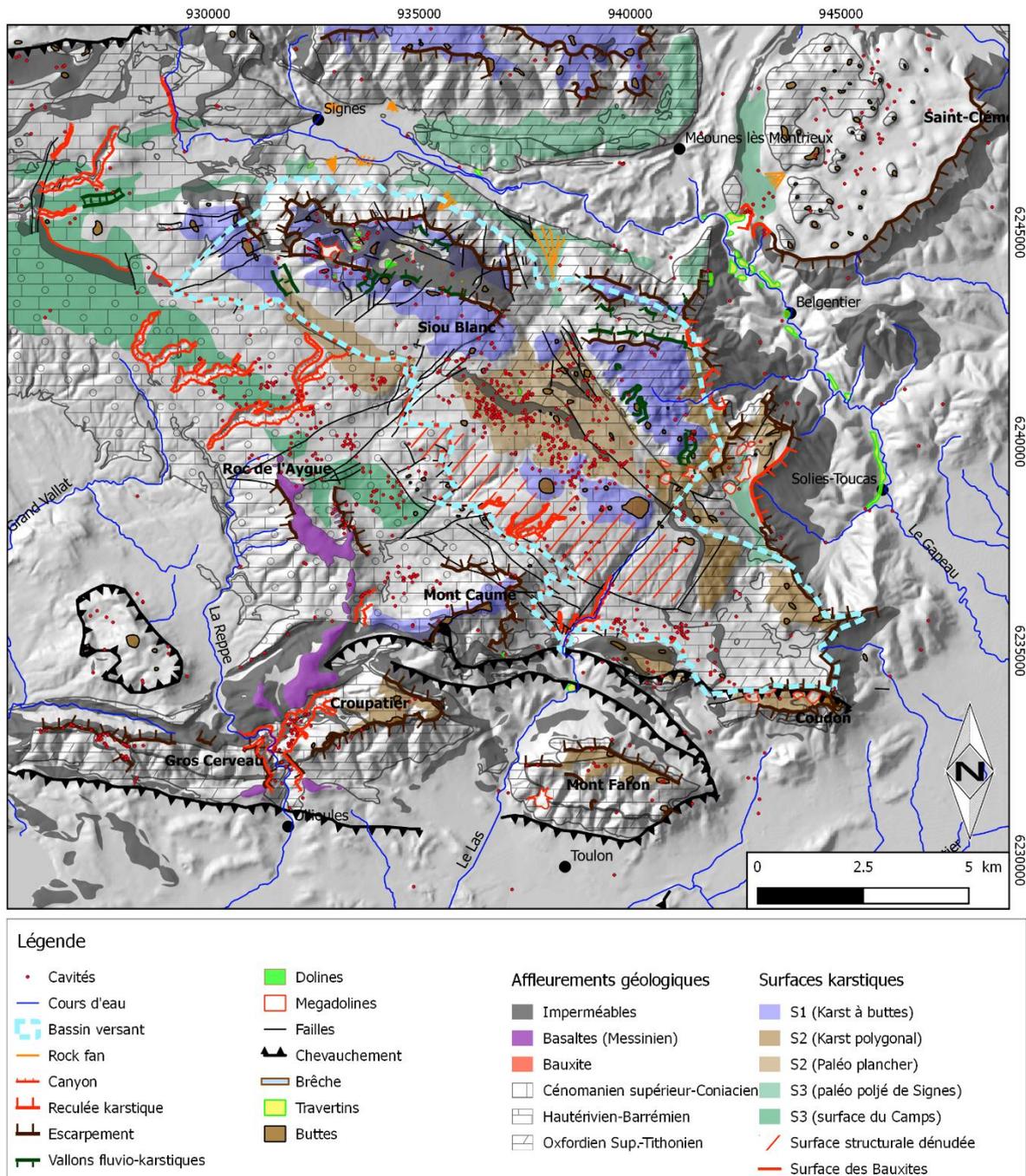


Fig. 28 : Cartographie de synthèse des surfaces karstiques repérées sur le terrain.

#### 4.2.1.4. La surface S4 à poljés

La surface *S4* correspond à une surface diachronique et discontinue dont les indicateurs sont constitués par des poljés et paléo-poljés (cf. infra) étagés et emboîtés dans les surfaces antérieures. Les principaux poljés sont le poljé de Cuges (colmaté aujourd'hui sur environ 135 m) et le paléo-poljé de Signes.

Ces poljés et paléo-poljés sont situés à des altitudes différentes du fait des contraintes litho-structurales et sont organisés selon un dispositif dinarique, c'est-à-dire en escalier qui implique un gradient hydraulique significatif alors qu'ils sont générés par une incapacité partielle à l'infiltration, c'est-à-dire une tendance à l'engorgement. On observe ainsi en périphérie du massif de Siou Blanc :

- au nord du plateau, les paléo-poljés de Chibron, de la Limate et le paléo-poljé de Valbelle situé en contrehaut du poljé de Signes, aujourd'hui éventré par la vallée du Gapeau ;
- à l'ouest, un dispositif analogue montre l'étagement des paléo-poljés de Planier, d'Orves éventré par le canyon du Destel
- et à l'est, le paléo-poljé de Tourris.

Plus à l'ouest, les paléo-poljés de la Rouvière, Roquefort et Cassis, s'abaissent vers la Méditerranée et indiquent un paléo drainage d'est en ouest. Dans le paléo-poljé de Cassis aujourd'hui totalement colmaté, le paléo-ponor alimentait la rivière souterraine de Bestouan (Romey *et al.*, 2014). Il constitue un petit modèle de fonctionnement de ces dispositifs morphokarstiques étagés.

La mise en place de ces dispositifs indique que la surface *S4* se développe en contrebas et postérieurement aux coulées de l'Aygue et selon un gradient de même direction fortement contrôlé par des circulations souterraines et avec une forte tendance à l'engorgement. Il en résulte que la surface *S4* correspond à une phase de structuration karstique qui assure la quasi intégralité du drainage du massif.

La description et le fonctionnement de ces poljés font l'objet du chapitre suivant.

#### 4.2.2. Poljés et bordures de corrosion

Les poljés sont des dépressions karstiques fermées ou semi-ouvertes, drainées en surface en direction d'un point d'infiltration concentrée, le ponor. Ces dépressions à fond plat évoluent par dissolution basale sous contrôle d'un plan d'eau temporaire ou permanent en formant une bordure de corrosion sur leur pourtour. Lors de leur évolution, ces poljés s'emboîtent dans leur propre plancher en laissant des trottoirs de corrosion en périphérie.

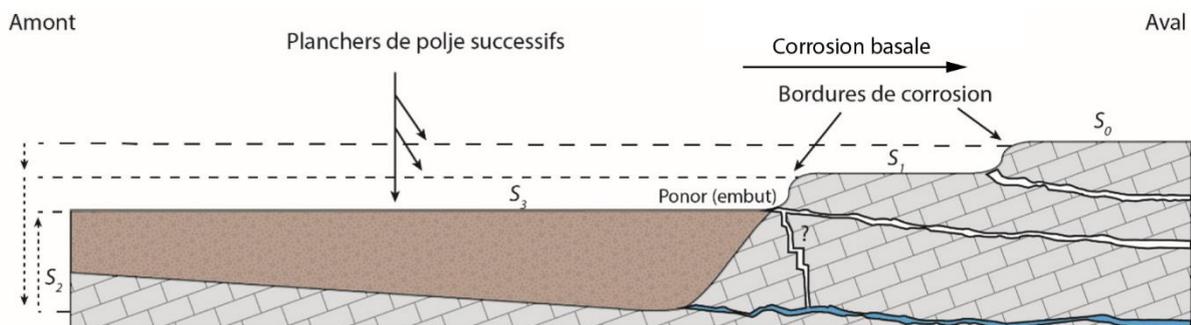


Fig. 29 : Schéma d'établissement de planchers de poljés successifs par érosion latérale régressive et conditionnés par le niveau de base. A chaque étape d'enfoncement les planchers de poljés se raccordent via des bordures de corrosion. Lors de remontée du niveau de base, le poljé se comble par aggradation de sédiments. A chaque étape d'évolution, un nouveau ponor se met en place relié à un réseau karstique. Jouvès (2018).

Lorsqu'ils sont dissymétriques, comme les poljés de contact par exemple, ils présentent une bordure de corrosion partielle qui ne fait pas tout le tour de la dépression et qui indique la position des points d'infiltration concentrée. Dans ce cas, ces dépressions fermées sont généralement raccordées aux reliefs en amont drainage par des cônes rocheux et sont fermés en aval drainage par des bordures et des trottoirs de corrosion.

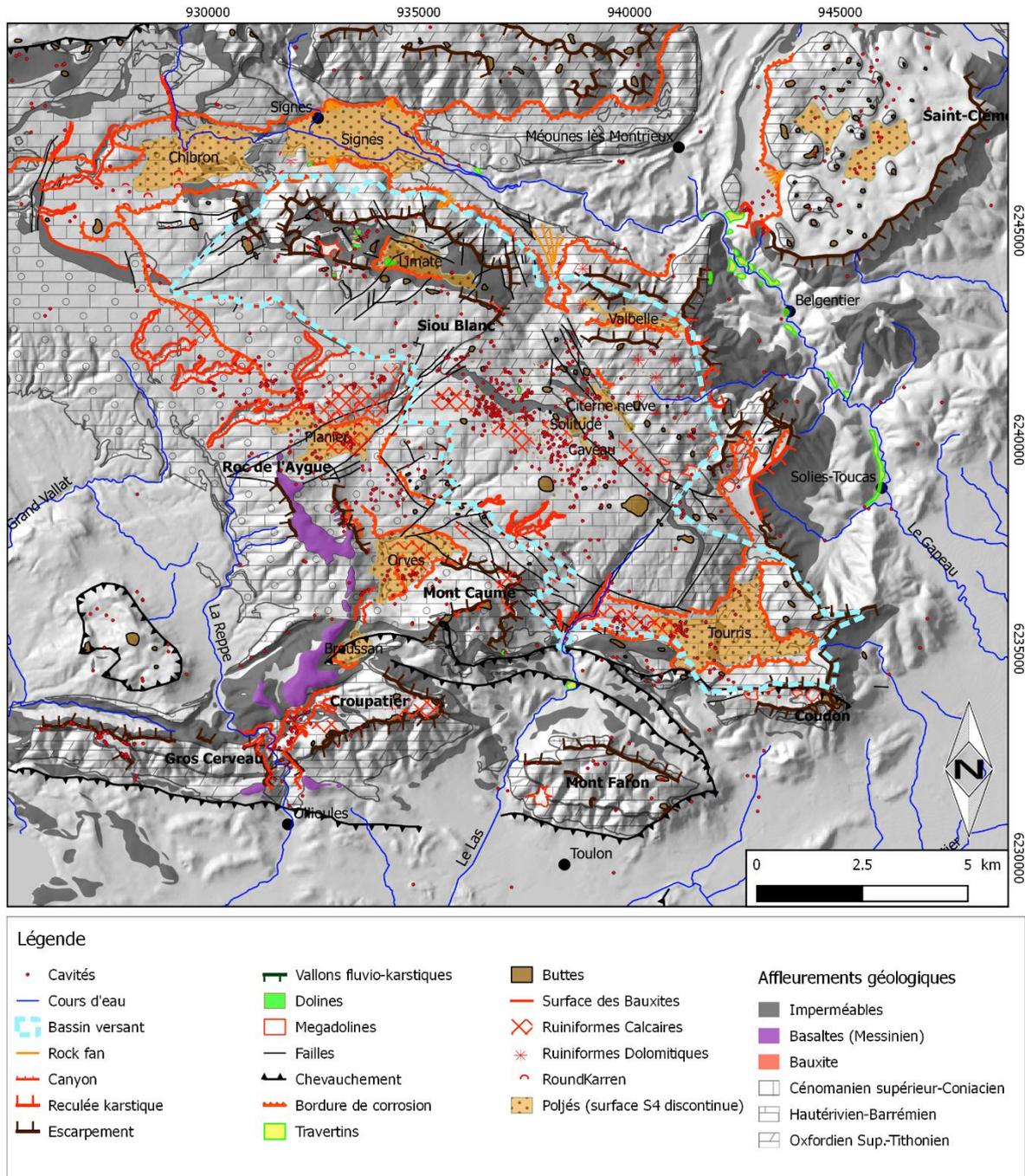


Fig. 30 : Cartographie des poljés.

L'emboîtement de ces poljés dans les surfaces antérieures est à relier à une phase d'abaissement du niveau de base suivie d'une longue période de stabilité. Cela se traduit par une puissante altération par crypto-corrosion des planchers qui marquent la stabilité du niveau de base et/ou du niveau d'inondation de la dépression. Cette crypto-altération du plancher a pour corolaire la corrosion sur la roche nue en

périphérie à l'origine du recul des bordures de corrosion. L'action conjointe de ces deux processus est contrôlée par un plan d'eau permanent ou temporaire. La présence de lacs dans certains secteurs de la surface la plus basse (poljés d'Orves et de Cuges – Fig. 30) constitue un fonctionnement relique qui illustre les processus qui ont présidé à la formation de ces paysages typiquement karstiques.

#### 4.2.2.1. Les poljés à la surface du massif

A la surface du plateau, des poljés et des paléo-poljés sont suspendus au cœur du massif et imprimés dans la surface de Siou-Blanc S2 (Caveau, Limate, Valbelle – Fig. 30). Ils correspondent à des systèmes réactivés ou entretenus par les imperméables du Crétacé inférieur ou par imperméabilisation par des couvertures d'altérites, comme le plancher dolomitique ruiniforme du poljé de Valbelle. Du fait de leur position altitudinale, ces derniers poljés sont sans doute initialement hérités du fonctionnement fluvio-karstiques de la paléo-surface antérieure S2.

Les poljés de la Limate ( $\approx 670$  m) et de Valbelle ( $\approx 540$  m) correspondent aujourd'hui à des poljés suspendus, actif pour le poljé de la Limate, et fossile pour le poljé de Valbelle. À la Limate, au lieu-dit les Crottes (685 m), un ancien aven d'absorption est entièrement colmaté par des sables et cailloutis issus du massif des Maures, attribués au Miocène (Nicod, 1992 ; Blanc, 2001). Selon Blanc (2001), ces poljés se situent sur le tracé majeur d'un écoulement descendant du massif des Maures et dirigé de l'ESE vers l'ONO localement contraint ici par des directions structurales.

Le poljé du Caveau se développe de façon strictement endoréique par concentration des eaux sur les affleurements marneux du Berriasien-Valanginien. Il est drainé en direction du gouffre-perte du Caveau situé en pied d'une bordure de corrosion bien marquée. Quelques mètres au-dessus l'aven de l'Extrême Onction correspond à une ancienne perte s'ouvrant elle-même au pied d'une ancienne bordure de corrosion dominée par un lapiaz ruiniforme.

Ces poljés correspondent à des adaptations endoréiques par emboîtement dans des planchers de paléo-poljés plus anciens, appartenant principalement à la surface S3 au centre du massif, mais en d'autres systèmes de poljés s'organisent en périphérie et en contrebas de cette surface.

#### 4.2.2.2. Les poljés du secteur nord

Au nord, le poljé suspendu de Chibron est relié par un petit canyon à celui de Signes avec en vis-à-vis une autre surface d'aplanissement suspendue qui se développant jusque sur les contreforts du massif de Saint-Clément à l'est. Avant que le drainage soit comme aujourd'hui assuré vers l'est par la vallée du Gapeau, l'ensemble Signe-Chibron-St-Clément forme un vaste dispositif endoréique avec pour point bas la bordure de corrosion située à l'ouest de la dépression de Signe, c'est-à-dire en direction d'une perte dans les dolomies du Jurassique supérieur au sud de Signe.

#### 4.2.2.3. Les poljés du secteur ouest

A l'ouest du massif, le paléo-poljé de Planier et le poljé Orves indiquent également que l'établissement de ces dépressions est postérieur à la formation volcanique du Roc de L'Aygue et donc plio-quadernaire. Mais, leur développement implique aussi une antériorité stricte à l'incision du canyon du Destel qui assure actuellement le drainage de surface en rejoignant les gorges d'Ollioules. Avant l'incision de ce canyon, le dispositif de poljés Planier Orves ne pouvait pas être drainé ni vers l'ouest où le cœur du synclinal était encore en place ni vers le sud barré par la remontée triasique du Broussan. Il ne reste plus comme zone d'infiltration que les bordures de corrosion de ces deux paléo-poljés imprimées dans la retombée occidentale des calcaires urgoniens de Siou Blanc. Le drainage est donc alors assuré intégralement par les

écoulements souterrains vers un point bas de ce massif, soit sans doute commun à celui du paléo-poljé de Tourris calé à 330 m NGF, soit dans le secteur de Dardennes.

#### 4.2.2.4. Les poljés du secteur sud

Le paléo-poljé de Tourris se développe au sud du massif, immédiatement à l'est du site de Dardennes. Son plancher s'étend à l'altitude de 330 m NGF en position de dépression fermée entre la retombée sud des calcaires urgonien de Siou Blanc et les reliefs résiduels s'étirant de Dardennes au mont du Coudon caractérisé par les mégadolines de la surface S3. Ce paléo-poljé est limité au sud par une bordure de corrosion associée à la surface des bauxites, ainsi que par les grès du Cénomaniens qui sont extrêmement altéré par fantômisations (fiche paléokarst des mines de Tourris). Au nord, une autre bordure de corrosion est modelée dans les calcaires urgonien. Plusieurs avens, parfois de profondeur hectométrique, jalonnent cette bordure. A l'est la dépression est fermée par un trottoir de corrosion dégradé en petites buttes karstiques. A l'ouest, le plancher est éventré par les ravins issus de Siou Blanc, notamment le ravin qui suit la faille du Cierge pour aboutir au Ragas. On note que cette surface se retrouve plus à l'ouest au pied du mont Caume où elle est matérialisée par un replat dans les calcaires urgoniens modelés en mégalapiés associés à des dépôts marneux et sableux remaniés du Crétacé supérieur situé en amont versant (paléokarst du stade et mégalapiés à bauxite du virage en contre bas à l'ouest de la carrière de Fieraquet). On note aussi que la bordure occidentale de ces mégalapiés correspond à l'affleurement de la surface des bauxites au moment de la mise en place du paléo-poljé du Tourris (dépôts marneux).

La cote 330 m représente potentiellement le niveau de base contemporain de l'ensemble du massif.

L'est du massif voit les termes imperméables du Bajocien remonter en altitude. Des formes de surface de type poljé ont certainement appartenu à la morphogenèse des paléosurfaces plus anciennes, paléo-surface S2 et surtout S3. Les problématiques tournant autour des critères de diagnostic karstologique de ces hautes surfaces ont été traités par ailleurs.

Il est vérifié ici qu'antérieurement à l'incision des canyons d'Ollioules, comme le montre le dispositif étagé Planier-Orves, et au creusement de la vallée du Gapeau, comme le montre le dispositif Chibron-Signe-St-Clément, des systèmes de poljés en escaliers de type dinarique alimentaient le réservoir karstique en périphérie du massif de Siou-Blanc avec un aval drainage situé au sud vers la cote de 330 m NGF dans le secteur de Dardennes.

L'évolution de ces formes majeures est enregistrée par des formes plus élémentaires qui indiquent les conditions de formation, l'état de fonctionnement ou de dégradation des systèmes de poljés, notamment les dolines qui perforent les trottoirs de corrosion et les surfaces en relief relatif alentour et les lapiés, voire les mégalapiés qui modèlent les planchers et les bordures de corrosion.

#### 4.2.3. Lapiés et mégalapiés ruiniformes

Les lapiés correspondent aux formes de dissolution élémentaire au sein desquelles s'organise le drainage dans l'épikarst. Ce sont les structures morphokarstiques qui assurent et contrôlent le fonctionnement de l'épikarst, principalement en organisant la concentration de l'infiltration. Du fait de la variété de formes et de nature morphogénétique de ces lapiés, l'organisation de cette infiltration présente des modalités variables en fonction de la nature et de la répartition des formes et des surfaces complexes modelées par ces lapiés.

Les karsts de Morrières, de Siou Blanc et de la bordure orientale calcaire du bassin du Beausset sont caractérisés par de grandes surfaces occupées par des lapiés de très grande taille ou mégalapiés. Ces formes cryptokarstiques correspondent au modelé à l'interface entre les couvertures d'altération et le substratum carbonaté. Lorsqu'ils ont été décapés de leur couverture altéritique par ruissellement, mais

surtout par soutirage, ils constituent un relief ruiniforme typique caractérisé par des pinacles, chandelles, arches, couloirs et rues karstiques.

Ils sont très développés dans les dolomies du Jurassique supérieur avec leurs formes de clochetons et de tours comme sur le site des Aiguilles de Valbelle. Les dolomies sont peu ou pas gélives et sont très favorables à la conservation de ces formes cryptokarstiques, y compris longtemps après l'érosion des sables dolomitiques corrélatifs de leur altération.

Les mégalapiés ruiniformes sont aussi fortement représentés sur le plateau calcaire urgonien de Siou Blanc et dans les calcaires gréseux du Turonien où les couloirs karstiques, les petites arches et les pinacles n'ont rien à envier des ruiniformes dolomitiques. Cela indique, soit que ces calcaires sont particulièrement peu gélifs, soit que leur dénudation est relativement récente de sorte que la gélifraction n'a pas pu faire son œuvre. Même si les deux facteurs peuvent intervenir conjointement, le second semble ici plus important.

Dans tous les cas, ces formes de crypto-corrosion requièrent, pour se développer, la proximité et une relative stabilité du niveau de base local. Leur morphogenèse est incompatible avec des dynamiques d'incision et par voie de conséquence, elles indiquent l'antériorité des surfaces qu'elles affectent par rapport au creusement des canyons et des vallées. Dans le détail, les mégalapiés concernent des formes en reliefs comme les buttes karstiques et des formes de dépressions comme les planchers des paléo-poljés et les formes dérivées comme les bordures et les trottoirs de corrosion.

Les grands types de lapiés et de mégalapiés qui caractérisent le site d'étude sont les suivants :

- Mégalapiés et ruiniformes dolomitiques : ces formes de crypto-corrosion caractérisent des surfaces héritées décapées en partie de leur altération de sables dolomitiques. En périphérie du plateau de Morières, sur les hauteurs dominant la vallée du Gapeau ou le poljé de Signe les sables dolomitiques ont été évacués par ruissellement ; dans la partie centrale donnant sur le plateau de Siou Blanc et toutes les autres zones endoréiques, l'évacuation des sables d'altération a été intégralement assurée par soutirage. L'altération de ces formes peut se propager sur plusieurs dizaines de mètres lorsque le front de crypto-corrosion télescope les structures d'altération profondes.
- Les mégalapiés sous couverture de bauxite : ces formes de crypto-corrosion caractérisent le mur de la surface des bauxites. Dans trois secteurs distincts, cette surface déformée par la tectonique, est recoupée par des formes d'aplanissement influencées par ces bauxites, soit par remaniement de la bauxite en aramonite qui participe à l'évolution de nouvelles phases de crypto-corrosion en enrichissant les couvertures, soit que l'écran imperméable constitué par la surface des bauxites constitue un seuil ou un soutien hydraulique permettant le maintien d'un niveau d'inondation, et par là, l'activité de la crypto-corrosion. Ces trois secteurs sont :
  - o La bordure de corrosion du poljé d'Orves, là où la surface des bauxites a pu constituer un seuil de déversement contrôlant la cote du paléo-plancher ;
  - o La limite ouest de la surface S3 à l'ouest de Siou Blanc où les dolines et les lapiés sont colmatés par de la bauxite remaniée (aramonite) ;
  - o Le plancher du paléo-poljé de Tourris dont la couverture est en partie enrichie de bauxite remaniée et des sables altérés du Cénomaniens et dont l'extrémité occidentale butte sur l'écran imperméable formé par la surface des bauxites que l'on suit jusqu'au lac de Dardennes.



Fig. 31 : Morphologies de mégaliés rencontrées sur le terrain. En haut : dans les dolomies du jurassique supérieur (à gauche : au niveau du Pas de la Mort ; à droite : pinnacle dolomitique résiduel du paléo-planché du poljé de Valbelle, immédiatement à l'est des aiguilles de Valbelle). Au milieu à gauche : mégaliés dans les calcaires Cénomaniens au dessus de la carrière d'Orves. Au milieu à droite : mégaliés soutirés dans les calcaires Turonien de Planier. En bas : mégaliés dénudé et soutiré du paléo-poljé de Tourris.

- Mégaliés de la surface S2 et S3 de Siou Blanc dans les calcaires de l'Urgonien : ces formes de crypto-corrosion se développent strictement sous une couverture allochtone ou parautochtone.
- Les mégaliés à couloirs karstiques de Planier et des Orves à sables altéritiques ; on retrouve dans leur cas le même principe que dans le cas des mégaliés dolomitiques : ils se développent sous l'altérite issue de la roche mère avec une action conjointe du lessivage dans front de crypto-

altération qui télescope une zone de diffusion sous le front de lessivage, c'est-à-dire une zone de fantômisation.

- Mégalapiés à altérites autochtones, dont la formation et l'évolution sont contraintes par la capacité du front d'altération à se maintenir en place ou à progresser plus vite qu'une éventuelle érosion ; les insolubles proviennent de l'action du front d'altération sur la roche mère.
- Mégalapiés à altérites allochtones et/ou parautochtone, où le front d'altération et la capacité maintenir les conditions de son approfondissement sont contraints par des apports de produits insolubles. Les insolubles sont rapportés, ils entraînent la dynamique du front d'altération, mais sont produits par d'autres processus ou proviennent d'ailleurs.

#### 4.2.4. Dolines et mégadolines

Comme pour les lapiés, il ne s'agit pas ici de faire l'inventaire exhaustif ni l'analyse poussée des processus de leur formation, mais de distinguer les grands types de dolines caractérisées par leur fonctionnement et l'implication qu'elles ont sur le système karstique.

La répartition des dolines est très hétérogène sur l'ensemble du massif. Au premier abord, il pourrait paraître commode de faire une corrélation entre la densité de dolines et le substratum, car effectivement elle paraît plus importante sur les affleurements de calcaires urgoniens que dans les dolomies du Jurassique ou les calcaires gréseux du Crétacé supérieur. Cette hypothèse ne résiste pas à l'observation, car on relève une plus forte disparité au sein de chacune des lithologies, notamment en ce qui concerne les affleurements de calcaires urgonien. Il apparaît ainsi que les densités de dolines correspondent plutôt à des secteurs identifiés en termes de paléosurface. C'est le cas de la surface S2 et de la surface S3, que ce soit dans les calcaires ou les dolomies.

Ces paléosurfaces sont particulièrement riches en dolines en périphérie des paléo-poljés. En fait ce sont les zones où la fracturation a été plus intensément sollicitée par l'altération, notamment par la crypto-corrosion, et qui correspondent aux trottoirs de corrosion qui présente le plus grand nombre de dépressions. On remarque à ce sujet que ces replats séparés par des bordures de corrosion ont enregistré des évolutions différenciées avec les trottoirs de la S2 montrant des dolines de grande taille, relativement espacées et des densités plus importantes de dolines plus petites sur les replats de la S3.

La typologie des remplissages préservés dans ces dolines corrélée à la nature du substratum et leur position permet de caractériser l'occurrence de ces dépressions et surtout leur fonctionnement :

- Doline à remplissages de sables dolomitiques :
  - o Drainée en profondeur par les sables dolomitiques qui tamponnent l'infiltration verticale ;
  - o Surfaces S1, S2 et S3 dans le Jurassique supérieur :
    - S1 : cols et vallons perchés
    - S2 : dolines-ouvalas vs dolines de soutirage en méga-canaules
  - o Le long de la faille qui sépare la S1 de la S2 et qui a fonctionné en bordure de corrosion.
- Dolines à remplissages argilo-sableux :
  - o Petit karst polygonal de la S3 : crypto-lapias en boîte à œufs
  - o Dolines isolées et colmatées
  - o Dolines de soutirage associées aux bordures de corrosions (pouvant évoluer en aven perte – cas de l'aven du Cercueil)
- Dolines à remplissages d'aramonites (mélange de résidus de bauxites, de sables et d'argiles) :
  - o plus isolées ou alignées sur des cols entre des buttes
  - o colmatées,

- Dolines à remplissages sableux, plus discrètes dans les calcaires du Turonien, elles ont néanmoins bien présente et présente des extensions notables au contact Turonien / xxx (citerne DFCI à l'est de Maramoye). A l'est de Planier, quelques zones de mégalapiés en couloirs présentent des points d'absorption plus profonds qui peuvent être qualifiés de dolines de soutirage.
- Dolines d'effondrement :
  - o On note plusieurs dolines d'effondrement donnant accès à des cavités sur la surface du Camp (Vieux Mounoi)
- Dolines à remplissages périglaciaire et les dolines actives :
  - o dans les calcaires, notamment en limite ouest et sud de la S3 de Siou Blanc, là où la couverture a été complètement décapée.

Ces dolines sont rarement isolées, on peut même parler de champs de dolines sur les paléo-surfaces S3 et S2. Ces champs de dolines caractérisent en particulier les trottoirs de corrosion en périphérie des palé-poljés. D'autres dolines sont alignées sur des accidents, révélant parfois le maillage de la fracturation, notamment entre de petits reliefs de buttes de la S3 ou entre les grandes buttes de la S1.

Les mégadolines de la paléo-surface S3 sont calées au croisement d'accidents importants jalonnés de dolines plus petites : doline de Morières les Vignes, dolines du mont Coudon. Ces mégadolines s'inscrivent initialement dans un dispositif en karst polygonal correspondant à la dégradation de l'aplanissement basal de la paléo-surfaces S1 en périphérie de l'aplanissement de la S2 interprété comme un paléo-poljé : mégadolines de Morières les Vignes (callées sur le croisement de la faille de Siou Blanc et de la faille du Cierge ; mégadoline de la Tête de la Paillette calée sur le contact Hauterivien-Barrémien). On en retrouve sur les lambeaux de surface S2 du Mont Coudon et sur le flanc sud dégradé du Mont Faron.

Ces formes correspondent à des points de fonctionnement verticalisés qui ont continué à évoluer lors de la mise en place de la surface S3. La structure de brèches en branches d'étoile de mer de la carrière du Fort Rouge au SO du Mont Faron correspond sans doute au culot d'une de ces structures verticales de mégadoline. La taille, l'extension et la répartition de ces formes et leur connexion à des structures d'altérations profondes ou des zone de brèches de collapse indique une bonne capacité d'infiltration en grand permettant des transit sédimentaire très significatif (cf. 4.3.1.2).

En surface, elles constituent des impluviums de taille modestes, mais elles rassemblent l'eau récoltée dans les lapiés environnants, parfois des crypto-lapiaz ruiniformes représentant un important épikarst, et surtout des dolines alignées sur les fractures qui convergent vers elles dans le cas de la mégadoline de Morières les Vignes. Lorsque leur fond s'imperméabilise, par accumulation d'argile ou par gel prolongé du sol, ces vastes dépressions peuvent être raccordées au chevelu de ravins, comme c'est le cas de la mégadoline de la Tête de Paillette qui se déverse en surface dans le paléo-poljé de la Limate.

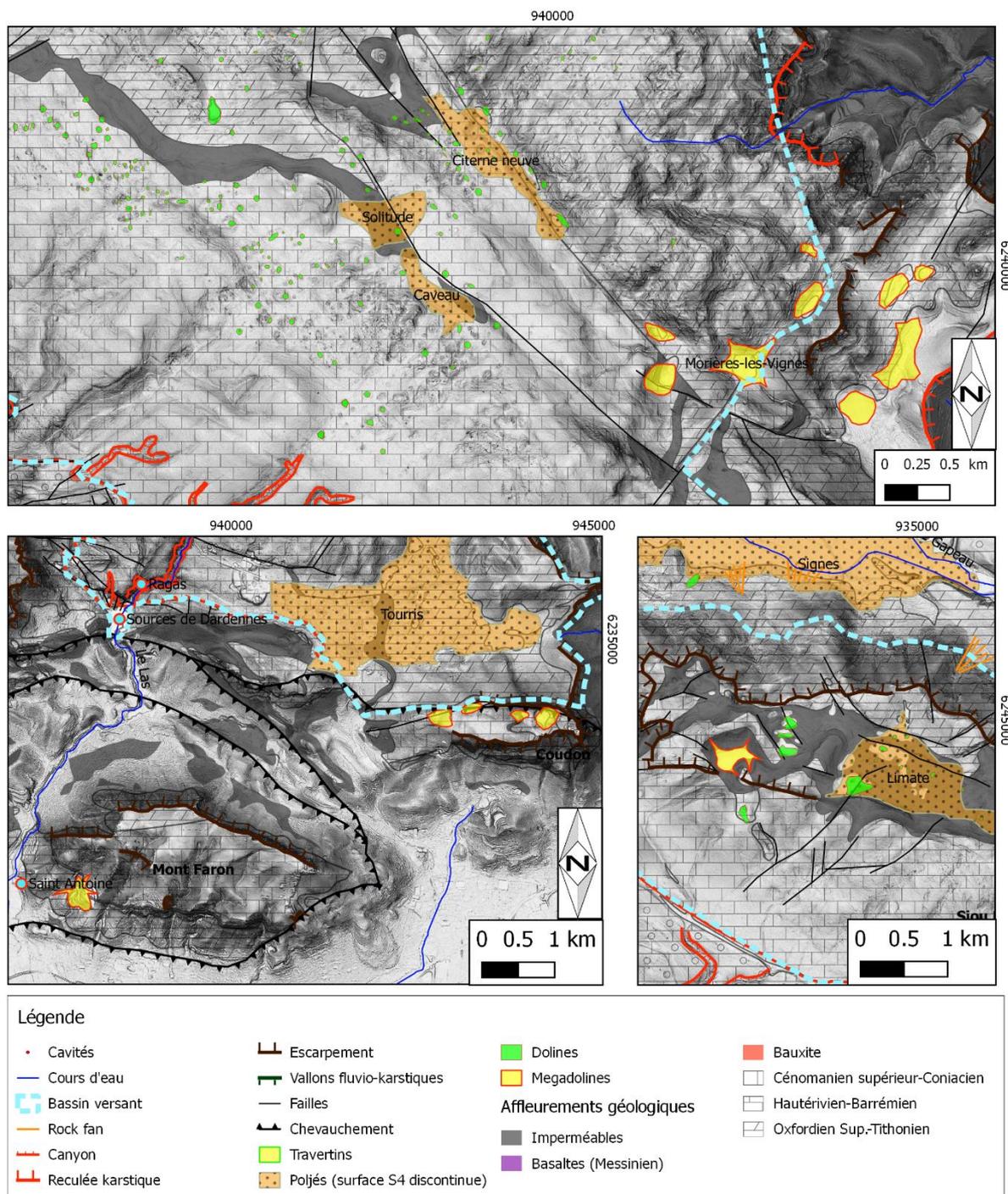


Fig. 32 : Cartographie des dolines et mégadolines.

#### 4.2.5. Vallons fluviokarstiques

Des paléo-fonctionnements induisant la présence de vallons fluviokarstiques sont indiqués par des paléotraceurs allochtones (cf. 4.1.6), mais ils n'ont pas laissé de d'héritages morphologiques nets si ce n'est l'implantation des poljés suspendus de Valbelle ou de la Limate (cf. 4.2.2). Ces vallons ne sont plus matérialisés que par des formations fluviales silicoclastiques et des épaulements résiduels dominant les bordures de ces paléo-poljés. On note aussi sur la surface à buttes S1 en position sommitale dans la forêt

de Morières, quelques vallons où s'égrainent des dolines à remplissages argileux sur la surface S1 à lapiés dolomitiques.

Vers le sud, le karst polygonal qui dégrade cette surface S1, est lui-même démantelé par un réseau de vallons fluviokarstiques convergeant vers les mégadolines de Morières les Vignes. Ces vallons mieux rappellent néanmoins une évolution du drainage de surface antérieure à la mise en place des poljés de la surface S4 et sans doute S3 de Siou Blanc. Ils ont été remis en activité lors des phases froides du Quaternaire favorisant l'existence d'un pergélisol. Les remplissages périglaciaires qui colmatent le fond de la mégadoline de Morières les Vignes témoignent de cette phase d'activité torrentielle.

#### 4.2.6. Canyons karstiques et vallées périphériques

L'incision des vallées conditionne la position des points les plus bas de la topographie recoupant le réservoir karstique, c'est-à-dire la position du niveau de base local contrôlant l'organisation des structures de drainage endokarstiques. Plusieurs vallées et canyons encadrent et drainent le massif. Il s'agit d'ouest en est des canyons du Destel, et de la Reppe, puis des vallées périphériques du Las et du Gapeau (Fig. 30).

##### 4.2.6.1. Les canyons karstiques

Les canyons karstiques sont creusés au sein même des réservoirs carbonatés ou les traversent lorsqu'ils possèdent un bassin versant amont imperméable.

Dans la dépression du Beausset, les ravins affluents de la Reppe et du Grand Vallat représentent ainsi un bassin versant amont imperméable drainant le cœur de Crétacé supérieur de la structure synforme du Beausset. Pour rejoindre le niveau marin, ces cours d'eau traversent des barrières topographiques calcaires en creusant des canyons escarpés auxquels sont associées des pertes et des exurgences karstiques. Les gorges d'Ollioules répondent ainsi à la définition de canyons karstiques avec les canyons de la Reppe et du Destel qui se développent sur la périphérie orientale du cœur du synclinal du Beausset.

Les canyons karstiques de la Reppe et du Destel ont permis l'évacuation des terrains du Crétacé supérieur de la partie est de la dépression du Beausset portant les coulées volcaniques du Roc de l'Aygue en inversion de relief.

La dépression située entre ce relief méridien et le plateau de Siou Blanc, est occupée par des poljés de contact de Planier et des Orves et seul le plancher de ce dernier a été éventré par l'incision du canyon du Destel.

En tête de réseau hydrographique, l'érosion du bassin versant amont a porté à l'affleurement la partie occidentale du massif de Siou-Blanc et des calcaires du Crétacé supérieur. Ces incisions dissèquent des secteurs antérieurement karstifiés entre 500 et 150 m NGF, recoupant ainsi plusieurs types de cavités et plusieurs étages de grottes comme l'abîme de Maramoye et le réseau de Tête de Cade.

Le long de ces canyons, plusieurs réseaux karstiques semblent s'établir suite au creusement du canyon, avec du nord au sud le drainage de l'eau souterraines aux sources suivantes :

- la Foux de St-Anne-d'Evenos,
- le Labus,
- le Maire des Fontaines,
- et Bonnefont.

La Foux de Saint-Anne présente un bassin d'alimentation en position d'interfluve entre le bassin versant de la Reppe et celui du Destel qui sont séparés par les crêtes volcaniques de l'Aygue. On peut considérer le bassin d'alimentation de la Foux de Saint-Anne comme un tributaire qui conflue avec la Reppe à

l'entrée de son parcours en canyon karstique. Cette confluence devait déjà exister à l'initiation de l'incision du canyon.

Par contre, les sources situées en aval se trouvent à proximité immédiate du talweg. Le creusement de ces canyons semble recouper des drains existants (recoupement lors de l'incision) ou réadapter les conditions d'émergence de systèmes profonds en leur offrant de nouveaux points de sortie (adaptation à la remontée des niveaux de base).

Le creusement de ces canyons est postérieur à la mise en place des coulées de l'Aygue, datées à environ 5,4 Ma au château d'Evenos et à la pointe Nègre. L'incision maximale de ces gorges est de l'ordre de 260 m depuis la surface scellée par ces épanchements volcaniques. Ces remarques permettent de dater le début des dynamiques d'érosion fluviale responsable de l'érosion mécanique dans la partie orientale du bassin du Beausset.

#### 4.2.6.2. Les vallées périphériques

Les vallées périphériques se développent sur les contacts entre les massifs karstiques et les imperméables, ces contacts pouvant correspondre à des contacts normaux en bordure de bassin sédimentaire ou liés à des déformations tectoniques, failles, boutonnières etc.

Le Las prend sa source au niveau des sources de Dardennes, dont le Ragas est l'exutoire amont de trop-plein. Sur son parcours, en aval du barrage de Dardennes, le Las recoupe les écaillles des chevauchements toulonnais comprenant les formations du Trias et du socle. En aval de son cours, seule une faible incision d'environ 40 m apparaît (Fig. 33). Cette faible incision dans les formations imperméables du socle et l'absence de terrains marins d'âge pliocène pouvant indiquer le comblement d'une érosion antérieure, constituent un argument en faveur de la postériorité l'incision du Las, et sans doute de la position des sources de Dardennes, par rapport à la crise messinienne. Il en résulte que la vallée du Las relève de l'érosion régressive d'un petit fleuve côtier grâce à la mise en place d'une zone de restitution des eaux karstiques et ce dans un contexte structural de contacts tectoniques anormaux. Cette morphogenèse relève d'une dynamique d'érosion différentielle des roches les moins cohérentes perméables ou non par recul régressif. Le site du Las est donc une reculée karstique qui dégage le point le plus bas de topographie recoupant réservoir en offrant une possibilité de réadaptation des conditions d'émergence d'un système profond.

La vallée du Gapeau répond de façon encore plus stricte à la définition d'une "vallée périphérique", sous-entendu périphérique à un massif karstique. Son tracé suit la bordure du bassin Jurassique à son contact avec l'imperméable, socle et Trias. Son creusement a abouti au déchaussement des terrains jurassiques du massif des Morières.

De nombreuses sources se répartissent le long de la vallée du Gapeau (Rouvière, font d'Ouvin, Werotte, font du Thon, *etc.*, Fournillon, 2012). Ce sont des sources qui se développent généralement au niveau de changements de lithologie, comme la Font d'Ouvin, ou alors le long de contacts tectoniques. Ces sources ont des débits individuels faibles, généralement autour de 10 l/s (Fournillon, 2012). Le creusement de cette vallée apparaît ainsi avoir une grande importance sur la réorganisation des structures de drainage à l'est et au nord du massif, en permettant l'établissement de nouveaux points de drainage pour les contreforts du massif, c'est-à-dire des systèmes conquérants par rapport au drainage du cœur du réservoir.

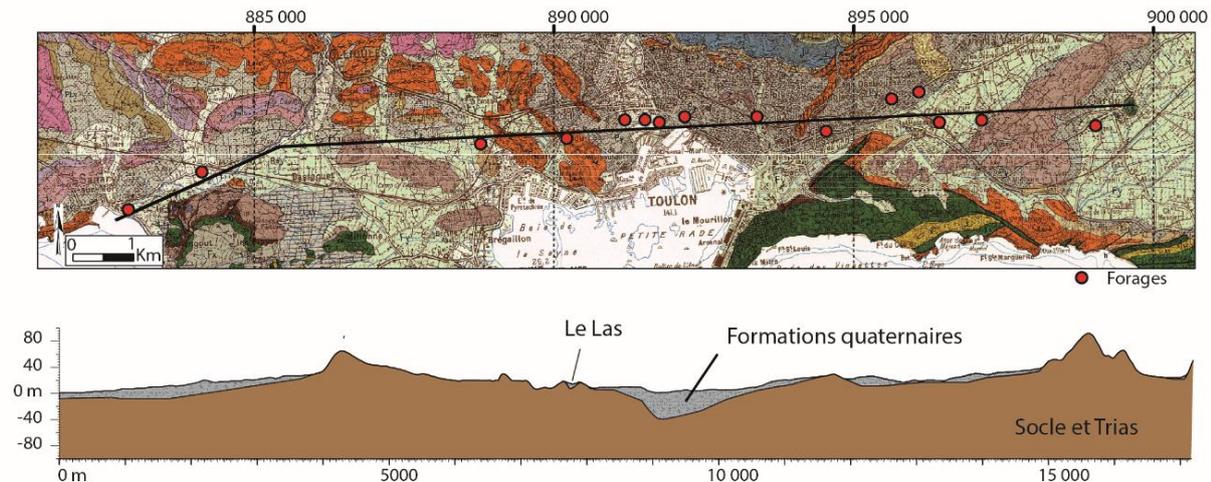


Fig. 33 : Coupe transversale de la vallée du Las colmatée par des alluvions quaternaires reposant en discordance sur les terrains du Trias et le socle paléozoïque. Coupe réalisée à partir de la carte géologique du BRGM (1/50 000) et des forages issus de la Base de données du sous-sol du BRGM (BSS). Cette configuration montre que la faible incision est intégralement circonscrite dans le Quaternaire, sans terrains d'âge pliocène, et montre ainsi l'absence d'une incision antérieure. Jouves (2018).

L'absence d'incisions colmatées de dépôts marins pliocènes au débouché des vallées du Gapeau, du Las et des gorges d'Ollioules démontrent que ces vallées n'existaient pas encore ou étaient en position on shore (strictement continentale) au moment de l'oscillation messino-pliocène, ce qui est corroboré par l'archéométrie et par leurs datations des coulées basaltiques d'Évenos.

Il en résulte que le drainage de l'ensemble du secteur d'étude relève d'une réponse karstique par enfoncement des écoulements souterrains lors la crise de salinité messinienne. La remontée du niveau de base au Pliocène a eu pour effet principal d'initier à partir du haut niveau marin l'érosion régressive dans les terrains non karstiques jusqu'à déchausser les assises calcaires, c'est-à-dire offrir de nouveaux points bas pour la restitution des eaux souterraines.

#### 4.2.7. Reculées karstiques

Les morphologies correspondant à la réadaptation des zones de restitution par érosion régressive des vallées sont les reculées karstiques.

Une reculée karstique est une forme de creusement basal contrôlé par une zone de résurgence qui sape un escarpement calcaire. Cela nécessite en général un point d'émergence soutenu par la présence d'un niveau de base très stable généralement contrôlé par les conditions lithostructurales comme une faille barrière ou un binôme imperméable-calcaires en bordure de cuesta par exemple. En fonction d'un niveau de base, la dynamique de recul se poursuit jusqu'à ce que les conditions de déversement de l'émergence soit atteinte, le plus souvent ce point est matérialisé par un accident tectonique.

Sur le terrain d'étude deux grands types de reculées karstiques sont en fonctionnement

- Les reculées sur contact lithologique imperméable retenant en arrière un karst émergeant par déversement. C'est le cas des reculées au fond des cirques karstiques qui drainent les calcaires et les dolomies de la rive droite du Gapeau entre Belgentier et Solliès. Ces reculées correspondent à des zones de restitution des eaux de systèmes tributaires du Gapeau qui drainent :
  - o Les dolomies de l'Hettangien ; les zones d'émergences sont soutenues par le Trias ;
  - o Les dolomies du Jurassique supérieur ; les zones d'émergences sont soutenue par les marno-calcaires du Bathonien ;

Dans les deux cas, les zones d'émergence sont perchées dans le versant et commencent leur évolution en reculée karstique à partir du moment où le talweg du Gapeau atteint le réservoir concerné au cours de sa dynamique de creusement. Un stade important de cette dynamique est matérialisé par l'édification des massifs de travertins du secteur de Belgentier.

- Les reculées calées sur un accident provoquant une position de karst barré. C'est le cas des sources de Dardennes qui sont alimentées par le karst barré en arrière du chevauchement toulonnais, précisément là où il recoupe la surface des bauxites et les discontinuités karstiques qui se développent au-dessous. Cette zone d'émergence fonctionne dans cette position depuis le démantèlement du plancher du paléo-poljé de Tourris en exploitant sans doute de façon conjointe, la fracturation altérée héritée et potentiellement l'axe de la faille du Cierge. Cette pérennité de la zone d'émergence est matérialisée pour les périodes récentes du Quaternaire par l'important édifice de travertins du Revest-les-Eaux.

### **4.3. Caractérisation de phénomènes karstiques souterrains**

Les systèmes karstiques actuels comprennent des réseaux spéléogénétiques actifs, mais aussi des paléo-drains pouvant ou non participer au fonctionnement de ces systèmes. Ces paléo-drains correspondent aux structures karstiques de paléo-systèmes qui se sont succédés dans le passé et peuvent informer sur les conditions de leur fonctionnement. Il en va de même pour les paléokarsts, même les plus anciens, qui peuvent informer sur les paléo-fonctionnement, mais qui peuvent surtout jouer un rôle au cours de la structuration karstique du réservoir et sur l'activité karstique actuelle.

#### **4.3.1. Paléokarsts et altérations profondes**

##### **4.3.1.1. Couloirs d'altération profonde**

Plusieurs indices de karstification par fantômisiation et bréchification ont été repérés sur le massif de Siou-Blanc-Morières et ses abords (Fig. 34).

Les indices repérés de karstification par fantômisiation concernent la plupart des formations carbonatées : bancs calcaires des formations du Bajocien-Bathonien, Jurassique supérieur dolomitique et Cénomaniens inférieur calcaréo-gréseux (Fig. 34 A, B et C). Au niveau des aiguilles de Valbelle, il est possible d'observer de grands couloirs d'altération verticaux. Ces grands couloirs sont aujourd'hui révélés par l'érosion différentielle et correspondent aux prolongements en profondeur de grandes « canaux » (terme vernaculaire des Grands Causses), c'est-à-dire des couloirs et des rues karstiques labyrinthiques de surface. L'organisation de ces formes d'altération est calquée sur la fracturation et leur profondeur peut atteindre des dimensions décamétriques. La partie superficielle de ces couloirs relève de l'action de la crypto-corrosion, mais ces couloirs affectent toute la tranche des dolomies du Jurassique supérieur. Comme déjà explicité pour la genèse des mégalapiés, le front d'altération de crypto-corrosion s'abaisse par lessivage et télescope les structures altérées présentes en profondeur. Cette connectivité induite par une dynamique supergène indique une relation génétique entre les altérations de surface et les altérations profondes liées à la circulation des fluides dans le réservoir ; une activité hypogène, au moins conjointe, ne peut donc être exclue. On remarque, en effet, que ces couloirs, d'orientation principale N40 sont associés aux géodes de calcite automorphe dont la géochimie diffère largement de l'encaissant (Fig. 34 A), ce qui traduit l'intervention de fluides allogènes. Ces fluides en relation avec la formation de ces couloirs d'altération profonde, peuvent être d'origine épigène et correspondre à des boucles de circulation à l'échelle du réservoir et/ou d'origine hypogène.

On retiendra à ce sujet les indices de karstification par fantômisation observés dans la vallée du Gapeau, dans les bancs calcaires des formations marno-calcaires du Bajocien-Bathonien (Fig. 34 B). Ces bancs altérés sont intercalés entre des séries marneuses toujours en place, ce qui ne s'explique pas par lessivage d'un front d'altération et corrobore l'hypothèse de circulations captives hypogènes (Klimchouk, 2013). De même, dans le secteur de Tourris, une ancienne mine de sable a été exploitée en suivant les discontinuités majeures ayant subi une décalcification dans les grès du Cénomaniens inférieur. L'exploitation de la carrière révèle le maillage structural sur lequel les processus d'altération par fantômisation ont été prépondérants (Fig. 34 C). Ces zones altérées ont été en plusieurs endroits décolmatées et les vides générés ont été comblés de laminites associées à des brèches de dissolution et de collapse. La sablière de Malvallon, à l'ouest du Revest, et les reliefs de Sainte-Anne, relief résiduel issu de l'érosion différentielle de ces zones d'altération lors de l'incision du canyon de la Reppe, montre le caractère généralisé de cette altération profonde à l'origine de la formation de couloirs de fantômisation. Cette altération profonde se manifeste aussi par la formation de brèches karstiques. Ces brèches sont organisées en couloirs ou en amas, parfois de véritables pipes. Elles se forment soit par tassement dissolution, soit par collapses pouvant entraîner des blocs différents de l'encaissant immédiat (spéléothèmes, termes sus-jacents). Ces brèches se caractérisent par une cimentation induites par des fluides traduisant des systèmes de circulation de type karstique à l'origine de l'interconnexion de ces zones de brèches. Cette interconnexion aboutit à la formation d'un système de drainage capable dans les cas les plus évolués d'assurer un transit sédimentaire matérialisé par des dépôts laminés.

Ces couloirs de brèches sont bien développés dans les calcaires de l'Urgonien, mais on en retrouve aussi dans les dolomies du Jurassique supérieur, les calcarénites du Crétacé supérieur et comme vu plus haut dans les grès du Cénomaniens. On note en particulier des couloirs qui lardent les massifs dolomitiques de la forêt de Morières qui ont été colmatés de la base au sommet de ces reliefs par des dépôts de laminites et des masses importantes de calcite.

L'ensemble des indicateurs d'altération observés rendent compte d'une altération au sein du réservoir. Les processus hydrosédimentaires et de précipitations minérales impliquent que ces couloirs d'altération sont interconnectés pour former des structures de drainage parcouru par des circulations organisées, présentant une hydrodynamique rythmée, voire par des courants tractifs.

On retiendra à l'échelle du massif, les couloirs d'altération profonde, fantômes de roche et brèches karstiques, recoupés par la surface topographique sur la surface à buttes sommitale de la forêt de Morières. Ces couloirs se développent essentiellement dans les dolomies du Jurassique supérieur de ce secteur, mais aussi dans les affleurements de Jurassique supérieur situés au sud du Mont Caume à l'autre extrémité du massif. Ces couloirs sont en partie colmatés par des remplissages de laminites et de sables quartzeux en association avec des géodes de calcite drusique qui rappellent leur fonctionnement de paléodraines. On remarque que ces altération profondes affectent tous les affleurements de Jurassique dans cette zone, en particulier les couloirs mis au jour par la carrière sud de Malvallon, très fortement altérés avec, en regard de l'autre côté de la vallée du Las, les ruiformes du versant nord du Mont Faron qui traduisent l'effet de l'érosion du versant dans ces zones d'altération profonde.



Fig. 34 : Altération par fantômisement et bréchification sur le massif de Siou-Blanc-Morières et ses abords. (A) Couloir de fantômisement dans le massif des Morières. L'évacuation des altérites révèle les discontinuités utilisées par la karstification. Les couloirs sont pour la plupart orientés N 40. (B) Altération par fantômisement dans les bancs calcaires du Bajocien-Bathonien marno-calcaire au niveau du vallon de la Foux (Belgentier). (C) Mine de sable de Tourris. L'exploitation de cette carrière s'est faite en suivant les discontinuités majeures ayant subi une décalcification dans les grès du Cénomaniens inf. (D) Formation bréchique traduisant le soutirage de l'endokarst au niveau de la première épingle en descendant le col du Corps de Garde (D62) en direction de Dardennes. (E) Couloir de brèches à composants variés à ciment calcitique sur le massif du Croupatier. (F) Zone de brèches de la carrière du Fort Rouge à l'ouest du Mont-Faron montrant un colmatage polygénique de bloc de grès, calcaires et de spéléothèmes, recoupés par des petites failles normales. Jouvès (2018).

Dans l'Urgonien, les couloirs d'altération profonde sont essentiellement représentés par des couloirs de brèches à remplissages de laminites. Là encore, on les retrouve de la bordure nord du massif, aux abords du poljé de Signe, jusqu'à sa bordure sud ainsi qu'au sein du plateau de Siou Blanc, notamment révélés par la dénudation de la surface structurale qui forme la retombée sud-ouest des calcaires urgoniens. On observe bien la profondeur de ces altérations dans la carrière de Fiéraquet et dans les ravins du secteur de Dardennes. Ils sont aussi bien développés sur le versant sud du Mont Faron, mais surtout sur les massifs de Croupatier et du Gros Cerveau. Là, les nombreuses carrières, révèlent encore le caractère profond de ces couloirs karstifiés, dans l'Urgonien, mais aussi dans le Crétacé supérieur.

Les grès du Cénomaniens et les calcaires gréseux du Turonien sont en effet, particulièrement affectés par ces structures d'altération profonde, notamment sur toute la bordure sud du massif et du synclinal du Beausset. Ceci est bien illustré par l'exemple de la barre calcaire de la Jaume qui domine les grès de Sainte-Anne dans le Val d'Aren ; à cet endroit, on peut observer que les couloirs d'altération qui affectent les calcaires du Turonien, se propagent en profondeur dans les grès sous-jacents eux-mêmes fortement altérés et dégagé en ruiniformes.



Fig. 35 : Couloir d'altération affectant la barre de la Jaume et les grès de Saint-Anne-d'Evenos

#### 4.3.1.2. Paléokarsts à brèches karstiques et laminites

Les nombreuses formations de brèches karstiques observées permettent de déterminer des phases de karstification majeures et de natures différentes (Fig. 34 D, E et F). Ces brèches peuvent constituer des remplissages, mais elles sont surtout le siège de sédimentation ou de précipitation de remplissages intrabrèchiques constitués par des blocs de l'encaissant ou provenant de terrains alentours, de sédiments parfois laminés, de ciments chimiques et de concrétions, parfois affectés par la tectonique.

Le cas des brèches d'altération profondes organisées en couloirs a déjà été exposé, mais d'autres formes sont caractéristiques de la structuration karstique profonde ou de sub-surface. On notera :

- Les brèches d'altération marquant les surfaces affectées par des fronts de crypto-corrosion, généralement associées à des enduits ferrugineux traduisant le lessivage des oxydes-hydroxydes de fer (carbonates de fer).

- Le cas particulier des brèches formant les culots des mégadolines, qui forment des structures intermédiaires entre les brèches de crypto-altération en sub-surface et les couloirs de brèches profonds ; le dispositif en branches d'étoile des brèches du Fort Rouge sont interprétée comme une de ces structures révélée par l'érosion du versant sud du Mont Faron incluant en partie en son cœur une zone de collapse endokarstique.
- Les brèches de collapse générées dans l'endokarst par les effondrements de paléodrain, parfois associés à des spéléothèmes remaniés dans les éléments de brèche. Pour reprendre l'exemple des brèches du Fort Rouge, on observe au sein d'une zone de collapse des futs de colonne stalagmitique de plusieurs décimètres de diamètre.

De façon récurrente, plusieurs de ces indices, laminites, concrétions, enduits, sont déformés par la tectonique, notamment par des accidents attribués à la tectonique pyrénéo-provençale.

#### 4.3.1.3. Paléokarsts à indices hypogènes

Les formes et formations traduisant les altérations profondes sont souvent associées à des indices laissant supposer une karstification liée à des remontées de fluides hypogènes. Les caractéristiques permettant de distinguer ces phénomènes hypogènes sont présentés ici, mais la relation génétique entre ces phénomènes et le processus de fantômisiation ou de bréchification n'est pas abordé dans cadre du diagnostic karstologique. La démarche vise à établir des corrélations géométriques de leur occurrence dans certains secteurs du réservoir.

Dans les dolomies du Jurassique supérieur dans le massif des Morières, au niveau des Aiguilles de Valbelle, plusieurs géodes de calcite automorphe sont réparties sous forme d'amas ou dans des fissures (Fig. 36 A). Ces amas cristallisés de calcite se développent dans la masse dolomitique partiellement ou totalement altérée en sables dolomitiques, essentiellement sur les accidents N40. Les analyses de géochimie isotopique effectuées sur ces minéralisations de calcite montrent des valeurs fortement négatives : moyenne de  $\delta^{13}\text{C} = -6.30 \text{ ‰}$  et  $\delta^{18}\text{O} = -7.22 \text{ ‰}$ , alors que ces valeurs sont en moyenne de  $\delta^{13}\text{C} = 2.92 \text{ ‰}$  et  $\delta^{18}\text{O} = 0.16 \text{ ‰}$  dans l'encaissant dolomitique. Ces valeurs suggèrent des fluides relativement chauds et potentiellement d'origine hypogène, mais ces paramètres thermiques restent à mesurer. Des lames de type épaisses (120  $\mu\text{m}$ ) ont été réalisées afin d'identifier de potentielles inclusions fluides qui permettraient de caractériser le type de fluide secondaire (température et chimie) et ainsi de caractériser cette phase d'altération au sein des dolomies. Plusieurs inclusions et plan d'inclusion ont été identifiés, mais ces inclusions apparaissent trop petites pour être exploitable en microthermométrie (Fig. 36 B et C). Notons pour information, que l'altération est un processus exothermique et l'altération latéritique des roches cristallines peut porter le front de lessivage à des températures supérieures à 80°C.

D'autres indices de karstification hypogène ont également été retrouvés sur les massifs sud de la zone d'étude. Sur la D62 au niveau de l'épingle à cheveux du Pardiguié (sud du mont Caume), de nombreuses géodes et de fractures comblées de calcites drusiques et colmatées de sédiments laminés ont été retrouvées dans les dolomies du Jurassique supérieur (Fig. 36 D).

Sur les massifs du Croupatier et du Gros-Cerveau plusieurs conduits karstiques ouverts apparaissent avec des épontes tapissées de calcite drusique jaune miel et des remplissages de sédiments fins jaunes orangés (Fig. 36 E et G). Ces indices révélés dans des tranchées routières à plusieurs cotes d'altitude entre 200 et 550 m, sur de grands versants fortement érodés caractérisent bien l'état du réservoir affecté par la karstification hypogène dans ce secteur. Des analyses sur la calcite pourraient confirmer ces observations. Ces indicateurs hypogènes indiquent l'établissement de discontinuités drainantes en conditions phréatiques et un colmatage partiel des vides postérieurs par des circulations à courants tractifs assurant des transits hydrosédimentaires. Sur le massif du Gros-Cerveau plusieurs paléokarsts à indices hypogène présentent des encoches remplies ou non par la calcite géodique et/ou par des laminites (Fig. 36 F). Ces

encoches de corrosion et de petites coupoles emboîtées sont interprétées comme des formes de dégazage d'une nappe d'eau acide ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ) sont. Ces encoches n'ont aucun rapport avec la stratification (ici verticale) ni avec la fracturation, mais leur horizontalité pose le problème d'un fonctionnement proche d'une surface piézométrique à cette altitude dont les indicateurs excluent l'enregistrement de basculement majeur depuis leur formation dans un secteur fortement affecté. Tout ce que l'on peut avancer, c'est que ces paléokarsts ont connu des évolutions notables postérieurement à la mise en place des structures pyrénéo-provençales et antérieure aux épanchements des coulées de basaltes d'Evenos qui scellent vers 250 m d'altitude, une paléotopographie significativement en contrebas de ces paléokarsts vers 5,4 Ma.

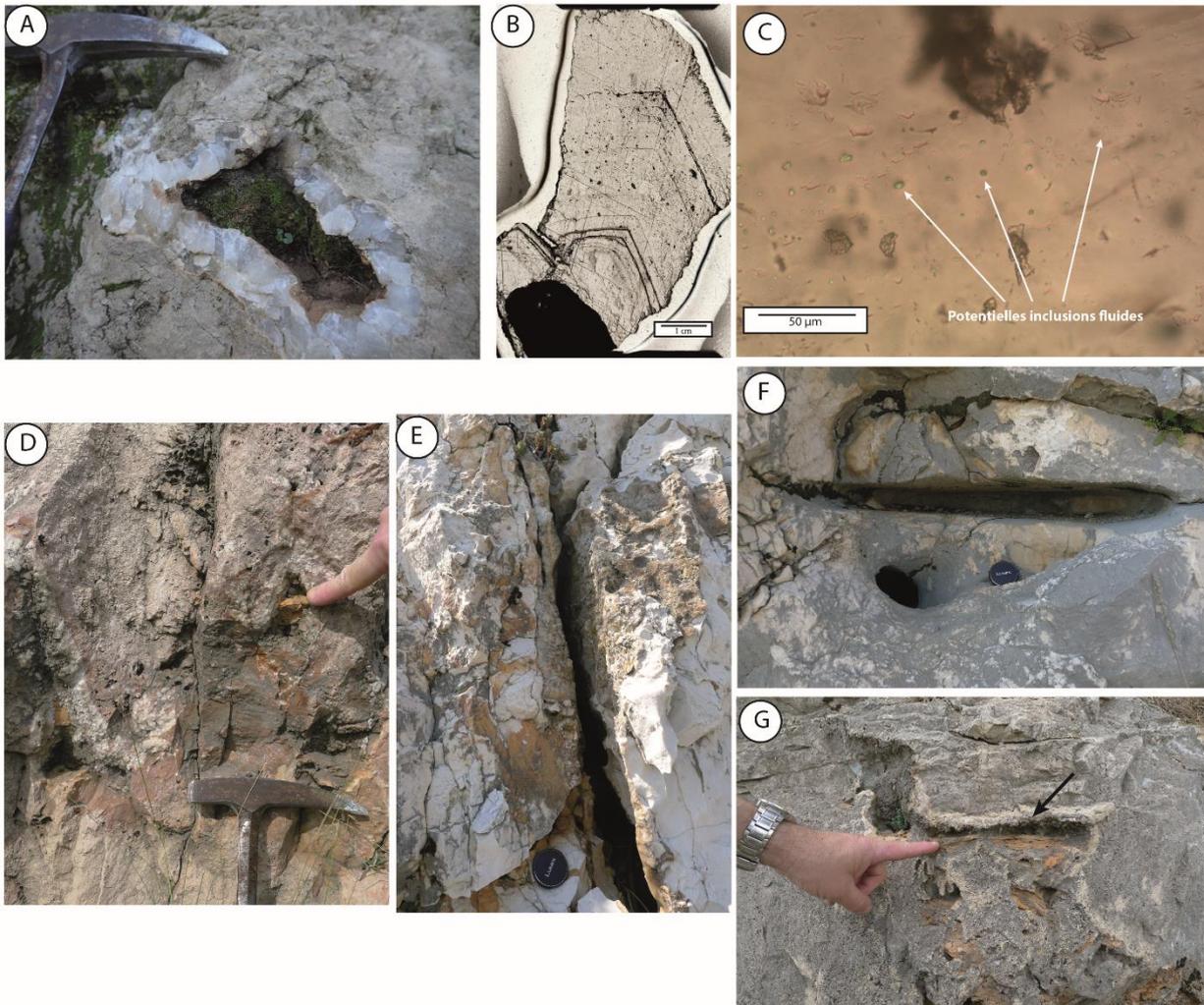


Fig. 36 : Indices hypogènes repérés sur le massif de Siou-Blanc-Morières et ses alentours. (A) Géode de calcite drusique dans les dolomies du Jurassique supérieur au niveau des Aiguilles de Valbelle (échantillon Mo\_10). Lamme épaisse (120  $\mu\text{m}$ ) permettant d'observer les plans de clivage de la calcite et (C) la présence d'inclusions fluides d'environ 2  $\mu\text{m}$  de diamètre. (D) Géode de calcite drusique colmatée de sédiments fins jaunâtres dans un encaissant dolomitique du jurassique supérieur sur la D62 au niveau de l'épingle à cheveux du Pardiguiet. (E) Conduit karstique ouvert aux épontes tapissé de calcite drusique jaune miel et (F) encoche de dissolution par dégazage sur le massif du Gros Cerveau. (G) Indice de conduit karstique tapissé de calcite drusique centimétrique et colmaté de sédiments fins jaunes-orangés sur le massif du Croupatier. Jouvès (2018).

#### 4.3.1.4. Paléokarsts et paléo-drains à remplissages allochtones

Plusieurs générations de remplissages et cortèges minéralogiques allogènes ont été retrouvés dans les paléokarsts et dans les paléodrains (les grottes fossiles du vocabulaire spéléologique) du plateau de Siou-Blanc et des massifs alentours. À l'ouest de l'unité du Beausset, Philip *et al.* (1975) ont mis en évidence la présence de faune marine Miocène (Langhien-Serravalienne) dans la poche karstique du Douard (Fig. 37 D). Il s'agit d'un piège intra-karstique au sein d'un couloir de brèches présentant plusieurs phases de remplissage. La présence de tels enregistrements par des dépôts marins d'âge miocène est également attestée dans les effondrements de l'Essaidon, du Val Vierge et de la Fontasse, dans le massif des Calanques (M. Villeneuve, communication orale, 2011).

Dans le réseau de Maramoye, plusieurs générations de remplissage peuvent être observées (Fig. 37 A, B et C). Le niveau supérieur contient les traces d'écoulements de forte énergie avec des remplissages de galets turoniens centimétriques atteignant le chenal de voute du réseau supérieur. Dans le niveau inférieur, deux générations de remplissage attestent du fonctionnement distinct en deux phases du réseau : (i) une première génération de silts jaunâtres laminés et (ii) une seconde génération de remplissage plus grossiers à éléments de basaltes altérés (Bigot, 2003 ; Jouves, 2011).

Sur la bordure est du massif des Morières, le paléokarst du Gros Pigeon est colmaté de dépôts rougeâtres non indurés (kaolinite, goethite, anatase, rutile, quartz, vermiculite, muscovite) et de massifs stalagmitiques altérés (Fig. 37 G et H). Situé à une altitude d'environ 580 m, ce paléokarst atteste de transport fluvial en provenance du sud, depuis le Massif méridional. Il est probable que ce paléokarst soit une ancienne perte en bordure du massif au moment où la vallée périphérique du Gapeau n'existait pas.

Au sud du massif du Faron, à 230m d'altitude proche de l'aven du Trou du Diable, un paléokarst est entièrement colmaté de sédiments intrabrèchiques indurés (quartz, calcite, rutile, kaolinite, dolomite et goethite) présentant des formes de dépôt en cascade dans les vacuités intrabrèchiques ainsi que des formes de soutirages (Fig. 37 F). Les dépôts ne sont ainsi pas horizontaux mais ne présentent pas de déformations. Les sédiments de ce paléokarst présentent un faciès similaire aux dépôts gréseux triasiques, qui sont ici probablement remaniés.

Tous ces paléokarsts attestent de l'ouverture de discontinuités karstiques pour le transport et la sédimentation de matériel. Plusieurs lames minces "classiques" et lames minces de type frottis ont été réalisées sur ces remplissages dans le but de mettre en évidence d'éventuelles présences de nannofaune marine (foraminifères et coccolitophoridés). Cependant aucune faune permettant de dater ces sédiments n'a été retrouvée, hormis des faunes remaniées des terrains alentours. Ces observations suggèrent une évolution continentale depuis la fin du crétacé des parties les plus en reliefs et potentiellement de la surface du Camp.

Plusieurs indices dans l'endokarst pouvant représenter un niveau de grottes dans le massif de Siou Blanc s'échelonnent sur le trajet potentiel de circulations anciennes entre le paléokarst de Gros Pigeon (570 m NGF) à l'est et la surface du Camp à l'ouest (450 m NGF). Il s'agit de cavités qui ont piégé des remplissages d'origine allochtone comme la salle des sables micacés de l'Aven du Caveau (Bigot, 2003) et la galerie horizontale du Cercueil et transit allochtone par l'endokarst.

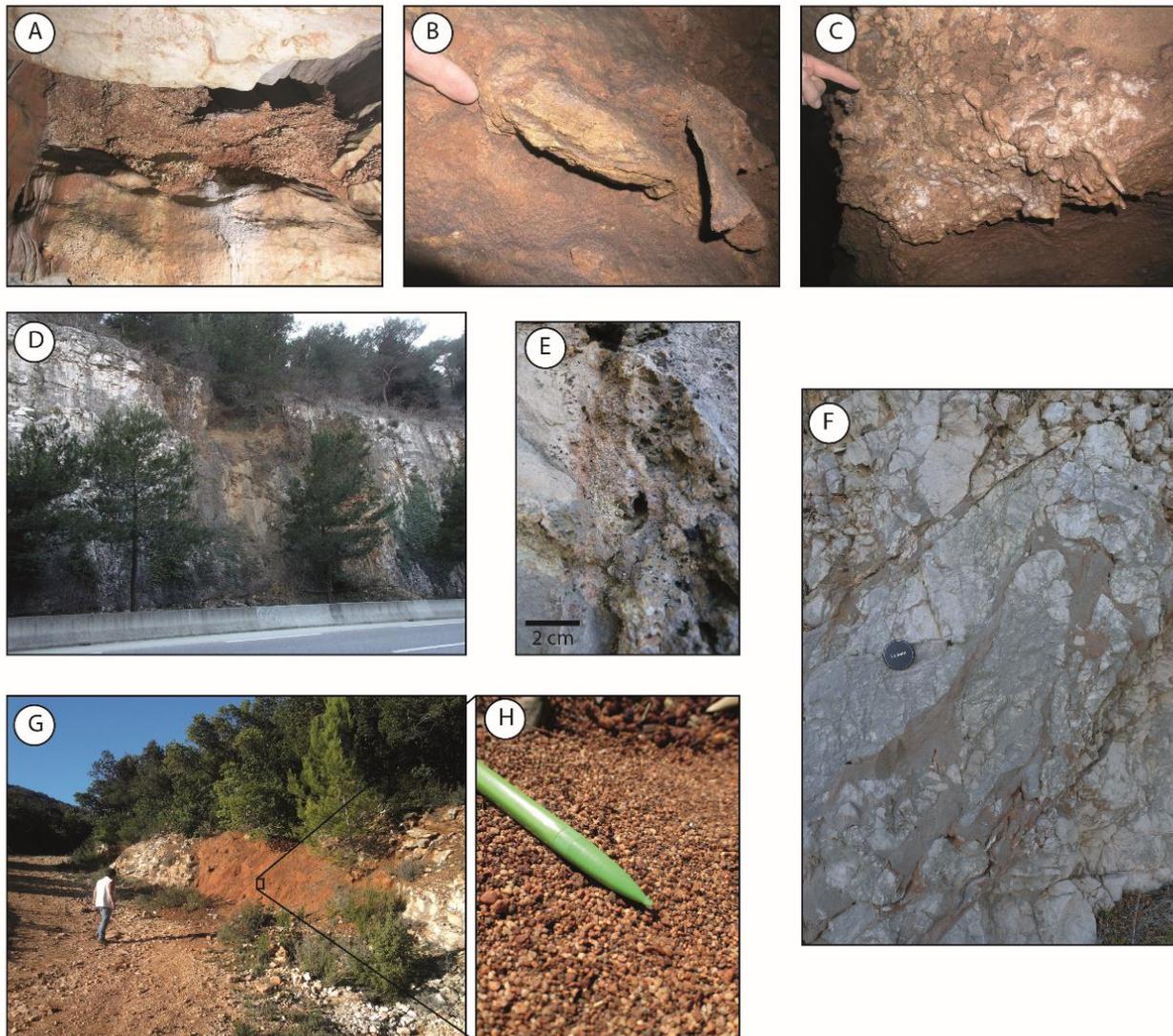


Fig. 37 : Différents remplissages karstiques du massif de Siou-Blanc. Remplissage dans l'aven de Maramoye (A) de galets centimétriques Turonien dans le réseau supérieur, (B) silt jaunâtre laminé et (C) galets centimétriques de basaltes et de calcaires Turonien dans le réseau inférieur (photo : J.Y. Bigot). (D) Remplissage de sables marins Miocènes Languien-Serravalien dans la poche karstique du Douard (Philip *et al.*, 1975). (E) Remplissage de sable grossier de quartz dans un encaissant dolomitique du jurassique supérieur sur la D62 au niveau de l'épingle à cheveu du Pardiguier. (F) Sédiments intrabréchiés indurés (quartz, calcite, rutile, kaolinite, dolomite et goéthite) présentant des formes de dépôt en cascade et des soutirages. (G) et (H) Paléokarst du Gros Pigeon sur la bordure est du massif des Morières colmaté de dépôts rougeâtres non indurés (kaolinite, goéthite, anatase, rutile, quartz, vermiculite, muscovite) et de massifs stalagmitiques altérés. Jouves (2018).

Le seul développement horizontal d'extension notable en termes de réseau karstique se trouve à -150 m dans l'aven du Cercueil (Fig. 38). Cet indicateur de niveau de grotte est accessible grâce au recoupement de la galerie par un puits d'invasion. Cette galerie horizontale d'environ 200 m de développement correspond à un ancien drain calé sur le niveau de base (Fig. 38). En attestent les morphologies circulaires des conduits et les coupoles aux plafonds, témoins de mise en charge. De nombreux remplissages sont présents dans cette cavité, dépassant par endroit plus de 4 m de hauteur.

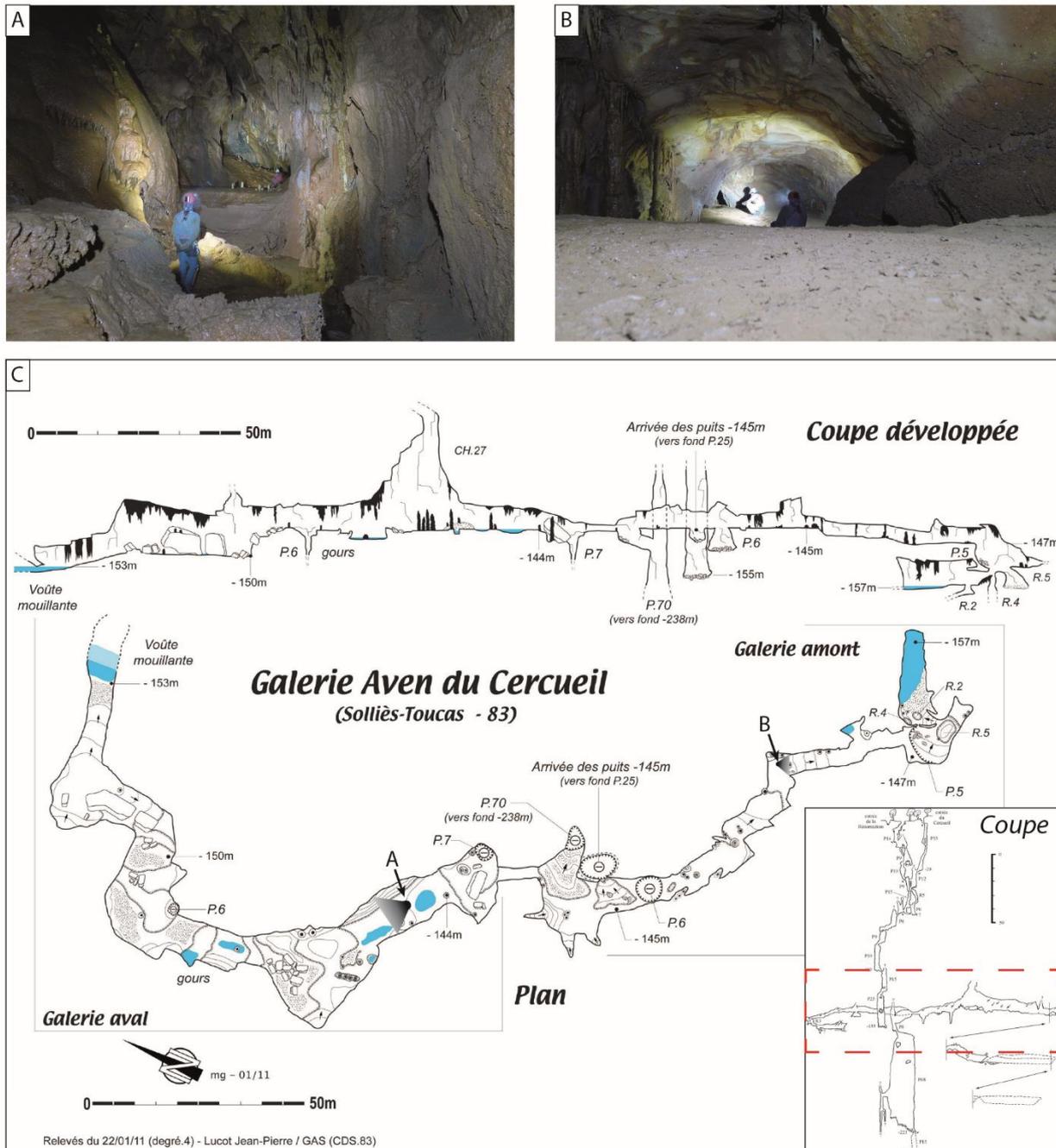


Fig. 38 : Morphologies (A et B) et topographie (C) de la galerie horizontale phréatique dans l'aven du cercueil. Jouves (2018).

Ces remplissages sont essentiellement composés de limons fins et de quartz millimétriques roulés. Un échantillon a été recueilli par Y. Lecouvez en 2011 dans la galerie de -150 m. Après analyse au MEB et aux DRX, il s'agit d'un sable très fin composé essentiellement de quartz, opale, microcline et dickite, en provenance de roches métamorphiques, certainement du Massif méridional. Cet échantillon est composé principalement de feuillets de 100 à 500 microns et de quelques microns d'épaisseur (Fig. 39). Tous les grains ont un aspect "carié" présentant des golfes de corrosion d'environ 10 microns pouvant correspondre à une altération bactérienne.

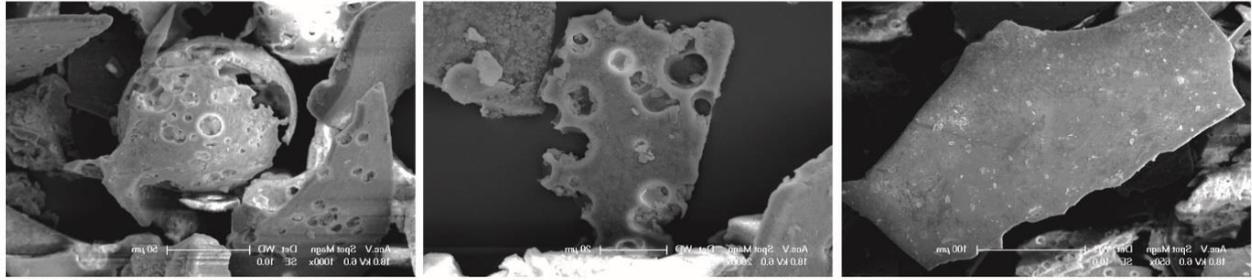


Fig. 39 : Images MEB du remplissage dans l'aven du cercueil (CE1) essentiellement composés quartz, opale, microcline et dickite. Jouvès (2018).

#### 4.3.2. Cavités et réseaux karstiques

Le massif de Siou-Blanc et ses abords renferment environ 1000 cavités dont seulement 32 dépassent les 100 mètres de profondeur (Lamarque *et al.*, 2008 ; Lucot et Chardin, 2017), et dont les plus profondes ont été explorées jusqu'à plus de 300 m (Cyclopibus : -376 m, Sarcophage : -362 m, Caveau : -341 m, Cercueil : -238 m) (Fig. 40).

Aucune de ces cavités n'a encore permis d'accéder à la zone noyée, ni même épinoyée actuelle.

La répartition géographique n'est pas aléatoire et s'accorde assez bien avec certains traits morphologiques de surface. Globalement, trois ensembles de cavités peuvent être distingués en fonction de la situation géographique, de leurs morphologies et de leur mode de genèse.

##### 4.3.2.1. Réseaux de mise en charge : modèle Maramoye

Plusieurs réseaux de la bordure orientale du bassin de Beausset présentent des développements importants dans les calcaires du Crétacé supérieur, depuis le relief de Tête de Cade au nord jusqu'au poljé d'Orves au sud.

Ces cavités sont du nord au sud (Fig. 40), le réseau de Tête de Cade (275 m de dénivellation) recoupé par la galerie du canal de Provence et aujourd'hui inaccessible, l'aven de Maramoye (-127 m), l'aven des Ajoncs (-117 m), et le tube incliné de la grotte des Capucines (-40 m) (Courbon, 1979). Ces cavités, contrairement à celles du massif de Siou-Blanc, comportent d'importants réseaux de galeries avec des niveaux de grottes : 3 km à la Tête de Cade et 1 km à Maramoye. Ces cavités correspondent pour la plupart à des réseaux de la zone épinoyée, développés lors de mises en charges récurrentes.

Dans le réseau de Maramoye (Fig. 41E et F), le puits intermédiaire correspond à un puits-cheminée (Camus, 2003 ; Mocochain *et al.*, 2006a) et témoigne de mises en charge et d'une spéléogenèse *per ascensum* (Bigot, 2003 ; Jouvès, 2011).

Malgré le fait qu'il soit aujourd'hui inaccessible car situé dans la galerie du canal de Provence, le réseau de Tête de Cade présente également deux étages superposés. Les réseaux de Tête de Cade et Maramoye, distant d'environ 1,5 km, se développent tous les deux dans les mêmes niveaux de calcaires turoniens (Jouvès, 2011). Il n'existe pas d'accident majeur entre les deux et sont uniquement séparés par un talweg orienté vers le SO. Ces deux réseaux sont les plus importants dans l'unité du Beausset. La comparaison des topographies et la comparaison des photos prises à l'époque à Tête de Cade (découvert en 1968, et depuis inaccessible) montrent une similitude avec l'abîme de Maramoye. Il est possible d'établir une corrélation entre les deux étages des réseaux de Maramoye et de Tête de Cade. Dans chacun de ces réseaux, on retrouve un niveau horizontal supérieur perché entre 425 et 435m NGF et un niveau horizontal inférieur situé entre 335 et 355 m. Ces deux niveaux sont reliés par des conduits verticaux d'une élévation

de 60 à 80 m creusés en régime noyé lors des mises en charge du réseau. Chaque niveau se distribue également selon une même pente d'environ 1° d'est en ouest (Jouves, 2011).

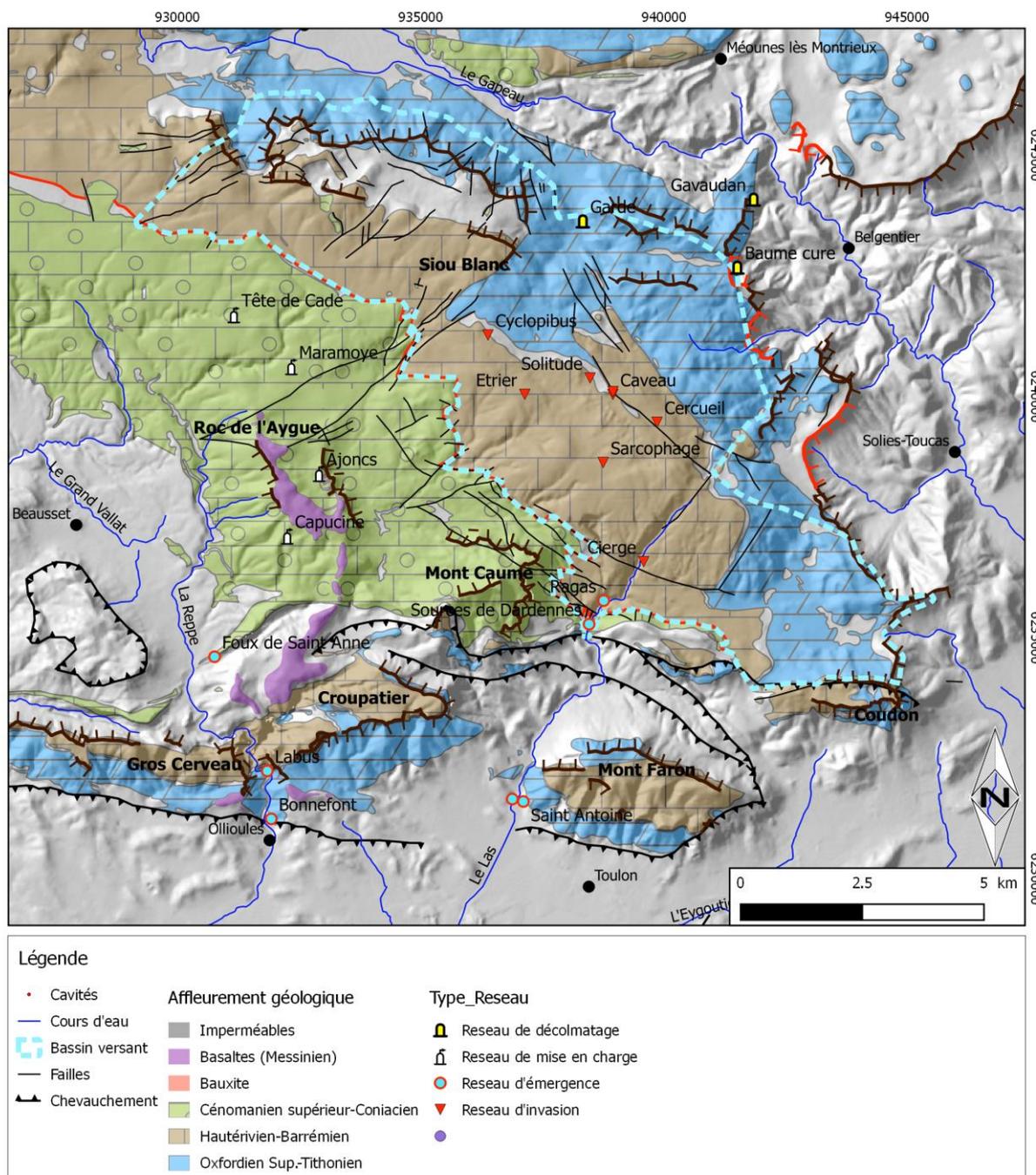


Fig. 40 : Typologie des réseaux karstiques.

L'analyse morphosédimentaire des remplissages et des conduits de Maramoye montre une évolution très particulière. Tout d'abord, la vaste entrée et la galerie supérieure a connu des phases de fonctionnement liées aux inondations du paléo-poljé de Planier. Il s'en suit un approfondissement majeur des circulations et le creusement de la partie profonde du réseau appelée par la morphologie du puits-cheminée qui débouche par le dessous dans les galeries supérieures lors de mises en charges d'ordre hectométrique. Une encoche de niveau d'eau marque le point haut atteint par ces mises en charges dont témoignent aussi des sédiments laminés déposés en forte pente dans le puits-cheminée. Cette phase s'achève par le colmatage complet du puits par des rythmites jusqu'à l'altitude de cette encoche et la mise en place d'un

terme détritique grossier composés de clastes calcaires à ce niveau (Fig. 42). La phase suivante correspond au décolmatages de la majeure partie de ces remplissages et l'absorption dans ce réseau de sédiments caractérisés par une forte proportion de clastes basaltiques en position de sédimentation emboîtée dans les remplissages laminés plus anciens.

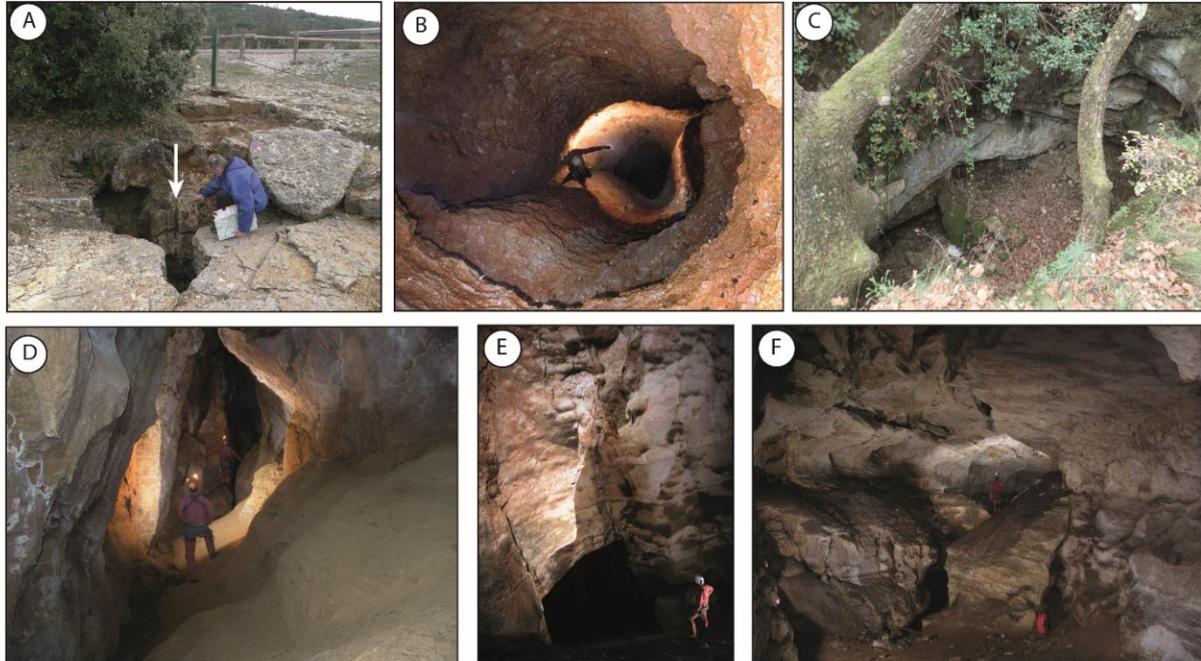


Fig. 41 : Indices de karstification épigène et typologies de réseaux karstiques du massif de Siou-Blanc. (A) Aven-perte tronqué de la Solitude avec un paléo-massif stalagmitique recoupé. (B) Puits Raymond dans le Cyclopibus (P90) se développant sur une fracture N 140 (photo : <http://hotwaker.free.fr>). (C) Paléo-perte du Cerisier drainant anciennement le poljé d'Orves. (D) Galerie horizontale et remplissages de grès fin dans la galerie horizontale des Ajoncs (photo : <http://www.lggspeleo.fr>). (E) Puits-cheminée et (F) et galerie horizontale de -40 m dans le Maramoye (photo : J.Y. Bigot). Jouvès (2018).

Ce modèle hydrosédimentaire montre que l'organisation des réseaux de mise en charge correspond, à partir d'un fonctionnement initialement structuré par la position des paléo-poljés de la surface S3, à la réponse karstique à une oscillation majeure du niveau de base à l'échelle de l'aquifère.

En bordure du poljé d'Orves, le réseau des Ajoncs présente également une galerie horizontale (Fig. 41D) dont l'altitude peut être corrélée avec la position d'un plancher d'un paléo-poljé ( $\approx 380$  m). Ce réseau pourrait correspondre à l'aval d'une paléo-perte, la grotte de la Capucine, située dans le versant à l'ouest de la coulée de basalte au niveau du roc de l'Aygue, lorsque le cœur du Bassin du Beausset n'était encore pas évidé (Fig. 40) (Jouvès, 2018). Ce dispositif constitue une répétition du modèle de structuration de réseau de mise en charge de Maramoye par rapport plancher du poljé d'Orves qui est emboîté par rapport à celui de Planier et indique une phase postérieure ou récurrente de structuration des réseaux karstiques de mise en charge, mais antérieure à l'incision des canyon des gorges d'Ollioules garant de l'érosion du cœur marneux du Beausset.

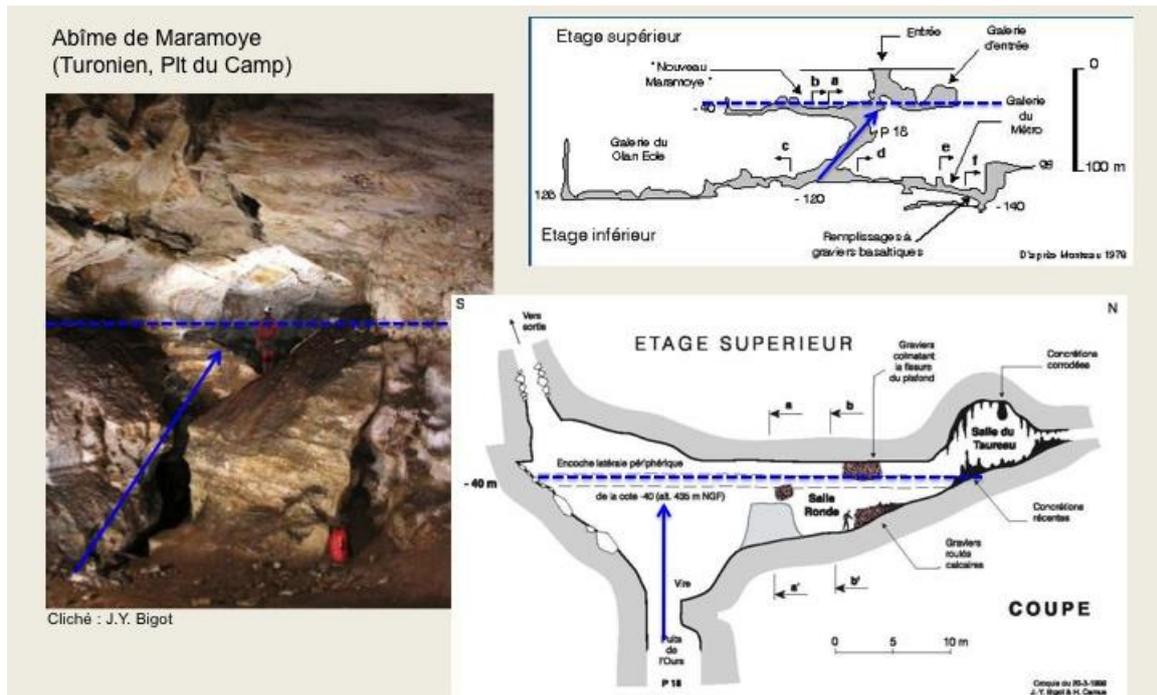


Fig. 42 : Indicateurs de mise en charge dans l'abîme de Maramoye.

En revanche, la phase de décolmatage des remplissages laminés et leur remplacement par les décharges détritiques à cortège basaltique relève sans aucun doute de cette incision. Dans l'endokarst elle est représentée par de petits systèmes perte-résurgence. C'est notamment le cas, du trou du Cerisier (Fig. 40 et Fig. 41C) qui s'ouvre dans les calcaires gréseux du Coniacien du plancher du poljé d'Orves. Depuis la mise en place de ce petit système perte-résurgence, le poljé d'Orves est drainé par les gorges du Destel qui entaillent la dépression triasique du Broussan pour ensuite rejoindre la Reppe.

#### 4.3.2.2. Les réseaux d'invasion du plateau de Siou-Blanc : modèle Caveau-Sarcophage

La grande majorité des cavités inventoriées sur le massif de Siou-Blanc et des Morières présentent des dimensions et des développements modestes en plan. Les cavités sont essentiellement composées de puits-méandres qui se développent majoritairement sur les accidents N20-40 et N120-140 (Fig. 41B) (Courbon, 1979 ; Blanc, 2001).

Il existe un contrôle lithologique sur le développement des puits verticaux (Fig. 40). Les niveaux du Valanginien-Berriasien révèlent souvent la présence de salles, comme la grande salle de l'aven du Dragon, la vaste salle du fond de l'aven du Sarcophage, la petite salle du fond de l'aven de l'Etrier ou encore la première salle de l'aven du Cyclopibus (Fig. 40) (Courbon, 1979). Le rôle écran de ce niveau est toutefois modéré, si un gouffre arrive à percer cette couche, comme cela est le cas dans l'aven du Cyclopibus ou de la Solitude, il peut descendre beaucoup plus bas (Fig. 40).

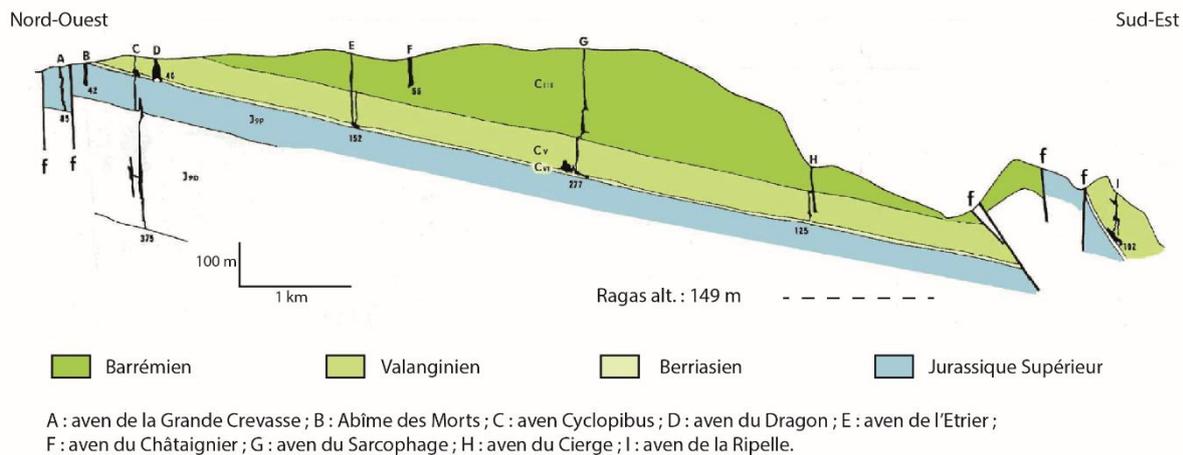


Fig. 43 : Organisation des grands gouffres de Siou-Blanc en fonction de la géologie. Jouvès (2018) modifiée d'après R. Monteau, dans Courbon (1979).

Ces cavités correspondent toutes à des cavités de la zone d'infiltration verticale vadose et caractérisent une partie du réseau spéléogénétique qualifiée de « réseaux d'invasion » dans ce rapport. Une grande majorité des entrées de ces avens se trouve dans les secteurs déprimés, poljés ou dolines, imprimées dans la surface S2 de Siou-Blanc.

Quelques-uns de ces avens répondent à la définition de gouffres-pertes drainant ou ayant drainé dans le passé le fond de ces dépressions. Les avens du Caveau, l'Extrême-Onction et de la Solitude drainent de petits poljés parfois encore temporairement actifs ; on peut donc les qualifier de ponors ou de paléoponors.

D'autres s'ouvrent au fond de crypto-dolines décolmatées. Ils représentent une grande quantité d'entrées au sein des mégalapiés de la surface S3 correspondant aux trottoirs de corrosion des paléo-poljés successifs qui se sont emboîtés dans le plancher de la paléosurface S2. Cette paléosurface a évolué par crypto-corrosion sous couverture, ce qui a permis de préalablement structurer des zones d'absorption sous forme d'un semi de crypto-dolines formant localement de petits karsts à cockpits. La dénudation des couvertures sur la retombée sud-ouest du plateau de Siou Blanc modifie ces conditions de connexion entre les zones d'entrées d'aven et l'endokarst, comme dans le secteur de l'Aven du Sarcophage, où quelques dolines soutirent de façon significative les gélifractions issus de l'action cryoclastique des périodes froides du Quaternaire. Dans ce cas la concentration des eaux infiltrées dans les puits d'invasion relève intégralement du gel des sols et de la partie cutanée de l'épikarst.

Au contraire, les zones les plus soutirées se situent au niveau de la faille de Siou-Blanc d'orientation N120 et mettant en contact les dolomies du Jurassique supérieur et les calcaires urgoniens, c'est-à-dire au droit de l'ancienne bordure de corrosion qui limitait ici le paléo-poljé de la surface S2. Cette zone est donc particulièrement sollicitée par l'enfoncement des réseaux d'invasion au cours des phases d'enfoncement du niveau de base postérieures. L'aven du Cercueil qui s'ouvre dans une crypto-doline au sud de cette zone, est le seul à trépaner un niveau de galeries horizontales. Cette galerie horizontale contient des remplissages fluviaux allochtones indiquant un niveau d'écoulement interne marquant le stade d'abaissement de niveau de base à l'origine de la mise en place de la paléo-surface S3 (cf. 4.3.1.4).

#### 4.3.2.3. Réseaux de décolmatage

Les réseaux de décolmatage actifs ne présentent que de faibles développements correspondant à l'évacuation des altérites sur des contacts litho-structuraux au fond des reculées karstiques de la bordure est du massif de Morières (Fig. 40).

La seule cavité qui présente un développement notable (470 m) est l'exurgence de "Baume Cure". Il s'agit d'une cavité active, présentant des siphons, et drainant les dolomies du Jurassique supérieur en position haute dans le versant (410 m d'altitude, alors que le Gapeau coule à 160 m).

Malgré sa taille modeste, cette cavité représente l'archétype des systèmes de drainage installés dans les couloirs ou les joints d'altération par érosion régressive de l'altérite consécutivement au recoupement d'une structure d'altération par le versant.

Ce modèle d'évolution caractérise sans doute l'essentiel des systèmes de drainage des dolomies du Jurassique supérieur et de l'Hettangien qui sont tributaires du Gapeau.

#### 4.3.2.4. Réseaux d'émergence

On parle souvent de sources vauclusiennes alimentées par des conduits verticaux, comme le Ragas qui ne fonctionne ainsi qu'en crue, et des sources jurassiennes alimentées par des conduits horizontaux, mais cette distinction binaire n'est pas pertinente pour caractériser les réseaux des massifs étudiés. Les zones d'émergences pérennes correspondent ici à quatre types de conditions de raccordement entre les réseaux souterrains et la surface :

- Les réseaux de reculées dont l'émergence constitue la totalité de l'alimentation d'un cours d'eau, au moins au début de son cours. C'est le cas des sources de Dardennes alimentée par le conduit vertical du Ragas à fonctionnement vauclusien temporaire.
- Les réseaux tributaires, affluents directs des cours d'eau principaux comme le Gapeau, la Reppe ou le Las : on citera ici, la Foux de Sainte-Anne-d'Évenos affluent de la Reppe, ou la grotte de Dardennes affluent du Las, ou encore le réseau des Rampins-Planeselve, système affluent de rive gauche du Gapeau. Ces grottes présentent des développements exondés horizontaux importants. D'autres réseaux présentent des développements noyés, parfois profonds, significativement développés comme la source de Saint-Antoine, ou non, comme le Labus, et qui alimentent les sources près du talweg du Las et du canyon de la Reppe.
- Les réseaux pertes-résurgences caractérisent les auto-captures ou des alimentations binaires. Dans le premier cas, l'eau du cours d'eau se perd pour résurger plus loin dans son propre talweg comme les pertes du Las qui ressortent à Saint-Antoine, alors que dans le second l'eau peut se perdre dans un ou dans plusieurs talwegs qui ne correspondent pas à celui de la résurgence comme c'est le cas dans le système de la Foux de Sainte-Anne.
- Les zones d'émergence sans développements souterrains connus pouvant plutôt indiquer une zone d'émergence de type débordement permanent de nappe : ce pourrait être le cas de la source du Gapeau.

On note que des systèmes ayant plusieurs modes d'alimentation correspondent de ce fait à plusieurs de ces types : la Foux de Sainte-Anne et le Labus sont à la fois des tributaires du canyon karstique de la Reppe et à la fois des systèmes pertes-résurgences, mais seulement pour la partie de leur débit alimenté par des pertes le reste ayant une origine profonde.

## 5. Analyse morphodynamique des éléments de structuration karstique

La structuration karstique du réservoir de Dardennes relève de la géométrie et des paramètres lithostructuraux des structures géologiques et des discontinuités karstiques enregistrées au cours de leur mise en place, notamment avant la tectonique pyrénéo-provençale. Des phases anciennes d'altérations et de karstification antérieures à cette tectonique entraînent des modifications majeures des propriétés du réservoir, responsables de contraintes morphodynamiques pour les stades de structurations postérieures. Pour analyser les caractères morphodynamiques de ces phases de structuration karstiques du réservoir post-tectonique pyrénéo-provençales de façon pertinente à l'échelle du massif de Siou Blanc - Morières, il convient de distinguer l'enregistrement des variations du niveau de base par l'étagement des paléo-surfaces, par les dynamiques de retrait de couverture et par les incisions fluviales en tenant compte de la réponse karstique à l'oscillation messino-pliocène.

### 5.1. Éléments de structuration karstique antérieurs aux déformations pyrénéo-provençales

#### 5.1.1. Implications morphodynamiques de la « surface des bauxites » sur la structuration karstique du réservoir

Nous n'allons pas traiter ici de la genèse ni de la géologie des bauxites, mais des incidences morphodynamiques de l'objet « surface des bauxites » sur la structuration du réservoir de l'Urgonien.

La « surface des bauxites » est un objet morphosédimentaire, ici de caractère morphokarstique puisque ces formations s'impriment dans les calcaires urgoniens. Cette surface morphokarstique est composite et diachrone. Elle est composée des bauxites proprement dites et des discontinuités karstiques dans lesquelles elles sont piégées. Elle est fortement déformée par la tectonique et forme un niveau repère au sein des structures pyrénéo-provençales.

Ces bauxites ne proviennent pas de l'altération des carbonates. Elles sont en partie allochtones et d'origine sédimentaire, provenant de l'érosion de profils d'altération latéritiques sur des terrains cristallins, puis transportées et piégées dans le karst affectant alors les affleurements calcaires. Une autre partie de ces bauxites est potentiellement parautochtone, issue de l'altération ferrallitique de terres marneuses sus-jacentes du Barrémien et affleurant à l'époque.

Dans les deux cas de figure, cette évolution s'est produite sur des affleurements urgoniens lors de l'épisode continental de l'isthme Durancien. Là, ces bauxites ont continué à s'altérer sur place en s'enfonçant par lessivage dans le substratum carbonaté pour former ou entretenir un front de crypto-karstification de grande extension verticale et latérale. Ce processus a pour conséquence de former une zone de fracturation et de brèches d'altération au mur des bauxites. Ces processus ont duré tant que les conditions du lessivage étaient réalisées dans le secteur d'étude, c'est-à-dire jusqu'à la transgression du Cénomaniens, suivie de la formation du bassin du Crétacé supérieur.

La conséquence de cette altération sur les calcaires de l'Urgonien est la formation d'un karst d'interface sous le front d'altération. Cette zone d'interface qui se propage vers le bas en même temps que l'enfoncement du front de lessivage, est constituée par de petits conduits et des fissures altérées en interconnexion à l'échelle de la formation, c'est-à-dire à l'échelle de l'extension de la surface des bauxites. Le processus de lessivage tend à colmater ces discontinuités, mais en génère en permanence de nouvelles tant qu'il est actif.

Au cours des déformations induites par la tectonique pyrénéo-provençale, ces processus ont pu reprendre dès que la surface des bauxites a pu être portée à l'affleurement (après dénudation du Crétacé supérieur sus-jacent), notamment dans les conditions morphoclimatiques du Paléocène propices à la latérisation

(Wynns et Guillocheau, 1999). Néanmoins, on peut considérer que dans ces conditions, la surface des bauxites a plutôt été soumise à l'érosion et au remaniement karstique comme l'indiquent les faciès d'aramonites comme les accumulations de pisolithes de fer ou les laminites alternant bauxite rouge et bauxite blanche piégées dans les paléokarsts (Fig. 44). Ces phénomènes de remaniement sont favorisés par l'activité karstique et sont corrélatifs d'une intense fracturation en relation avec la reprise du lessivage au sein des fronts latéritiques qui se sont développés au cours de la phase majeure d'altération du Paléocène.

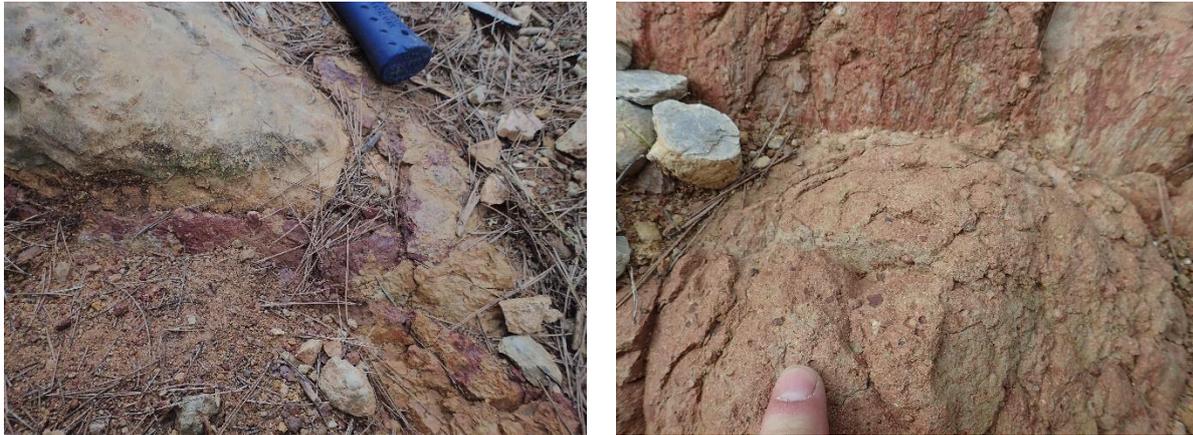


Fig. 44 : Laminites alternées de bauxite rouge et blanche piégées dans les paléokarsts au nord-est de la carrière d'Orves.

De part son caractère composite et diachrone et de part sa déformation à l'issue de la tectonique pyrénéo-provençale, la surface des bauxites constitue une discontinuité majeure au sein des réservoirs carbonatés, soulignant ici le toit des calcaires urgoniens. Pour les termes aquifères sus-jacents, comme le Turonien, la surface des bauxites constitue un écran imperméable, d'autant qu'elle est doublé dans ce cas par les marnes du Cénomaniens. A son mur, le développement d'un crypto-karst par piégeage des bauxites dans un karst préexistant et surtout par l'altération sous couverture qui s'en suit, constituent une zone d'ordre pluri-décamétrique, donc d'épaisseur modérée, mais très étendue et organisée en maillage de fractures agrandies par dissolution pouvant évoluer en brèches. Ce karst d'interface, souvent colmaté quand la bauxite est en place initiale, peut se réactiver et connaître une importante expansion lorsqu'elle est remaniée sous forme d'aramonites. En effet, en cas de sollicitation hydrodynamique, comme des variations de niveaux de base par exemple, cette zone favorise les circulations dans des discontinuités interconnectées. Les critères de ce remaniement sont les pisolithes de fer qui se rencontrent un peu partout aux abords des gisements de bauxites de Provence et du Languedoc. Elles indiquent que la matrice fine a été transportée et accumulée ailleurs dans le karst, notamment sous forme de laminites, c'est-à-dire selon des processus hydrodynamiques caractéristiques des transits sédimentaires dans les discontinuités interconnectées au sein du réservoir.

Ainsi le tracé de la surface des bauxites à l'affleurement et le repérage cartographique des paléokarsts de la bauxite et d'aramonites, permettent de déterminer l'extension initiale et la géométrie de ce karst d'interface. A l'ouest du massif de Siou Blanc, le grand versant qui descend vers les dépressions de Planier et des Orves peut ainsi être déterminé comme une surface structurale révélée par la disparition de la surface des bauxites (Fig. 45). En effet, les levés de terrain montrent que ce grand versant est partiellement dénudé de ses indices bauxitiques jusqu'à la roche saine, sauf à son sommet et à sa base. Trois points importants en découlent :

- A la base de ce versant, les plans d'eau présidant à la genèse des poljés de Planier et des Orves s'évacuaient par déversement par-dessus le seuil constitué par la surface des bauxites qui formait

avec les marnes du Cénomaniens, un écran imperméable recoupé par la surface topographique ; ce seuil est matérialisé par les bordures de corrosion qui jalonnent la limite est de ces poljés ; la zone d'interface sous la surface des bauxites assurant, au moins à l'initiation de ce dispositif de déversement, l'enfouissement des circulations dans l'endokarst ;

- Le grand versant structural qui forme les pentes ouest du plateau de Siou Blanc est décapé jusqu'à la roche saine, sensiblement dans le pendage. La zone d'interface ayant été érodée, elle ne joue plus de rôle en termes de circulation souterraine, si ce n'est en autorisant des infiltrations ponctuelles dans de rares dolines et dans des pertes héritées de fonctionnement liés aux périodes froides du Quaternaire comme l'indiquent leurs remplissages périglaciaires (Fig. 24) ;
- Le haut de versant conserve des indices de bauxite et d'aramonite dans des mégalapiés et des dolines colmatées qui ourlent sa corniche ; au-delà, vers le centre du massif, la surface de Siou Blanc est regradée par des aplanissements emboîtés qui affectent directement le substratum significativement sous le niveau potentiel de développement du karst d'interface associé à la surface des bauxites.

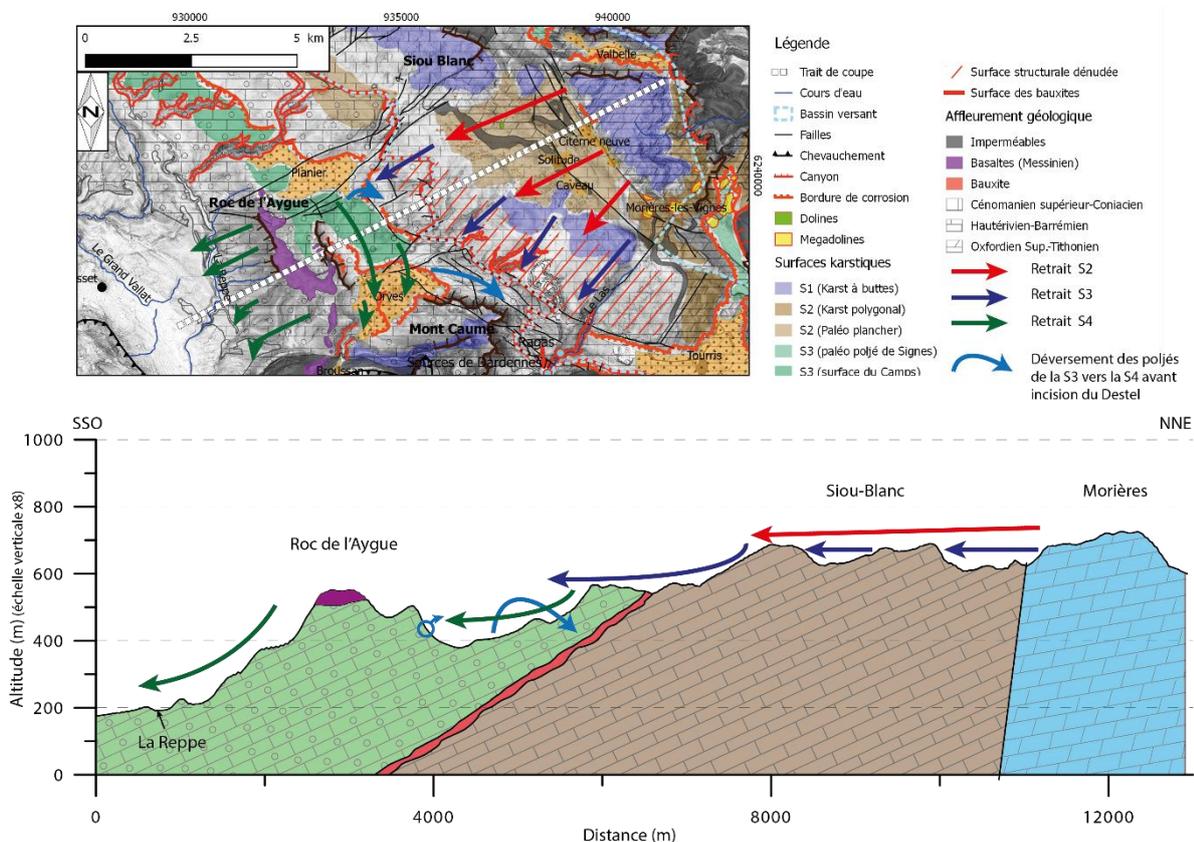


Fig. 45 : Coupe schématique montrant l'évolution des retraits des surfaces et leur relation génétique.

Au sud du poljé de Tourris et dans le secteur de Dardennes, on retrouve les conditions de déversement constitué par le tracé de la surface des bauxites à l'affleurement dans les versants et sur le fond du paléo-plancher (surface à 300 m NGF). Par voie de conséquence, au moment où le fond du poljé a été éventré par l'érosion du bassin du Las, la surface des bauxites a participé au contrôle des conditions de circulations en les contrariant à son toit ou en les favorisant à son mur en cas de sollicitation hydraulique.

Il en résulte que l'extension de la surface des bauxites à l'affleurement conditionne des zones d'infiltration de surface, notamment le long des bordures de corrosion des paléo-poljés du Planier et de l'Orves et dans le plancher du paléo-poljé de Tourris :

- en deçà de cette limite, le réservoir est confiné sous la surface des bauxites,
- au-delà, il est à l’affleurement et directement soumis à l’altération et à la karstification de surface
- et sur la limite elle-même, qui peut avoir perduré longuement à différents endroits au cours de l’évolution morphokarstique locale (paléo-poljés emboîtés), l’infiltration se fait de façon concentrée sur les bordures de corrosion.

Il en résulte aussi que cette surface peu favoriser des circulations profondes, au moins localement, lorsqu’elles recourent d’autres types de discontinuités drainantes.

### 5.1.2. Structuration par altérations profondes sous couverture : rôle des couloirs de fantômisations et des couloirs de brèches karstiques

Dans les bassins carbonatés évoluant en milieu continental, la formation des couvertures d’altération, comme celle des bauxites ou celles des latérites développées au détriment des termes du Crétacé supérieur, durent plusieurs millions d’années. Ces altérations engendrent une forte énergie chimique. Cette énergie chimique est en partie dissipée sous forme de flux agressifs au sein du réservoir carbonaté sous-jacent et sous forme d’énergie thermique. A l’échelle des bassins carbonatés, la dissipation de cette énergie s’organise dans la zone saturée captive sous la couverture, en se propageant dans tout ou partie des discontinuités qui sont de deux ordres : les discontinuités lithostructurales et les discontinuités karstiques antérieures ou générées au fur et à mesure de la formation de la couverture d’altérite ; comme nous l’avons vu précédemment, les fronts d’altération concernés peuvent pager de plusieurs dizaines de mètres en profondeur (cf. 4.3.1.1).

Dans les réservoirs ou les parties de réservoir où les circulations sont très faibles, ces flux sont transmis par diffusion, c’est-à-dire par fantômisations de roche. La karstification par fantômisations est capable de structurer l’ensemble des masses carbonatées soumises à la diffusion des ions H<sup>+</sup> notamment. Cette altération est isovolumique et tend dans l’absolu à se dissiper pour former une sphère dans un milieu isotrope. Dans le cas de la karstification par fantômisations, les discontinuités du réservoir contrarient cette dynamique d’expansion isotrope et guident l’interconnexion des masses d’altérite. En bordure de bassin, dès que des circulations peuvent s’établir pour décharger l’aquifère, par exemple parce que la couverture commence à être décapée ici en premier, une accélération des circulations se produit. Dans ce cas, la diffusion n’a plus le temps de s’opérer, l’altérite tend à se tasser et la dissolution agit sur toutes les surfaces ainsi rendues disponibles à la corrosion. Cet effet d’interface induit une tendance générale à l’accélération des circulations ce qui produit un emballement du processus à l’origine du processus de bréchification karstique.

Ainsi, en partant du cœur du bassin, l’interconnexion des masses d’altération par fantômisations, qui définit ce type de karstification, s’organise en couloirs guidés en partie par les discontinuités litho-structurales qui se transforment en « couloirs de brèches » dès qu’une transmissivité de fissure peut s’établir. Ce mécanisme se produit soit en périphérie des zones confinées où la fantômisations est active, soit par rupture des conditions de cette fantômisations, c’est-à-dire par déconfinement de la partie du réservoir concernée, notamment en corrélation avec une évolution géodynamique provoquant le retrait des couvertures par érosion par exemple.



Fig. 46 : La carrière de Fiéraqet directement en amont des sources de Dardennes, recoupe des structures d'altération bréchiées imprégnées de sédiments rouges. Ces structures et la fracturation assure le drainage par infiltration à l'échelle du carreau (photo : C. Baudement).

Par ailleurs, les « couloirs d'altération » profonde tendent à évoluer en structures verticales par tassement dans le cas des « couloirs de fantômisations » ou par propagation adaptative des zones de contraintes mécaniques dans le cas de « couloirs de brèches karstiques ». Ces couloirs de brèches étant générés pour expulser les fluides, la propagation des zones de faiblesse mécanique et la libération de surfaces disponibles à la dissolution ne se propagent pas forcément vers le haut ou vers le bas, mais dans les secteurs les plus propices aux circulations de fluides. Ainsi, on observe fréquemment, que les couloirs d'altération profonde peuvent affecter toute la hauteur de la couche calcaire ou dolomitique sous la surface topographique. Dans les cas extrêmes, ces couloirs de brèches peuvent laisser place à des structures verticalisées et concentrées de type breccia-pipes. Les conduits karstiques organisés en réseaux de décolmatage relèvent de ce mode de formation par dissolution des brèches ou évacuation de l'altérite fantômisée.

Ces processus de structuration karstique ont deux styles d'extension dans les réservoirs carbonatés :

- soit sous forme de couloirs interconnectés lorsque ces structures ont des extensions verticales importantes ; la fréquence de leur maillage dépend de la vitesse d'expulsion des circulations dans le réservoir et augmente vers les zones de sortie des fluides ;
- soit sous forme de surface et de masses d'altération développées en sub-surface notamment sous les crypto-dolines, l'extension de ces structures fantômisées ou bréchifiées pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de profondeur ; dans les méga-dolines évidées de leur contenu meuble (sables dolomitique, bauxite, argiles), on peut observer que ces dépressions sont callées sur des croisements de fractures qui ont évolué en zones de brèches karstiques à remplissages intrabréchiés variables, des laminites ou des concrétionnements par exemple (Fig. 32 et Fig. 34D et F), et présentant une géométrie en branches d'étoile de mer. Dans les zones où cette altération s'approfondit moins, l'érosion des altérites révèle un dispositif en couloir à grande fréquence de maillage formant des mégalapiés.

Dans le premier de ces deux cas, les zones d'altération constituent des volumes au sein du réservoir. Dans le second cas, ces zones d'altération, même si elles représentent un volume sensible, s'étendent essentiellement sous forme d'une surface au toit du réservoir, comme précédemment explicité au sujet de la surface des bauxites. Le premier cas requiert le temps long, permettant la formation de la couverture d'altérite. Il a déjà été évoqué la couverture de bauxite et de l'importance de la phase d'altération du Crétacé terminal et du Paléocène pouvant former des couvertures altéritiques d'origine diverses : allochtones, parautochtones et/ou autochtones. Cette phase d'altération, à l'origine d'une importante couverture développée au détriment des termes du Crétacé supérieur, a eu des effets significatifs sur le réservoir sous-jacent, avant dénudation de l'Urgonien et du Jurassique. Le rôle de ces processus en profondeur est encore mieux mis en évidence par la présence de fantômes de roche dans le Jurassique

moyen (Fig. 34B) ou dans l'Hettangien qui implique des circulations sous des imperméables ou des corrélations entre la formation de ces fantômes de roche et des flux hypogènes.

Le second cas, induit au contraire, la dénudation préalable ou concomitante du substratum carbonaté, notamment pour la production de couvertures d'origine autochtone sur de grandes surfaces comme les sables dolomitiques des mégalapiés ruiniformes développés dans le Jurassique supérieur ou les sables altérés pour les mégalapiés développés dans le Turonien.

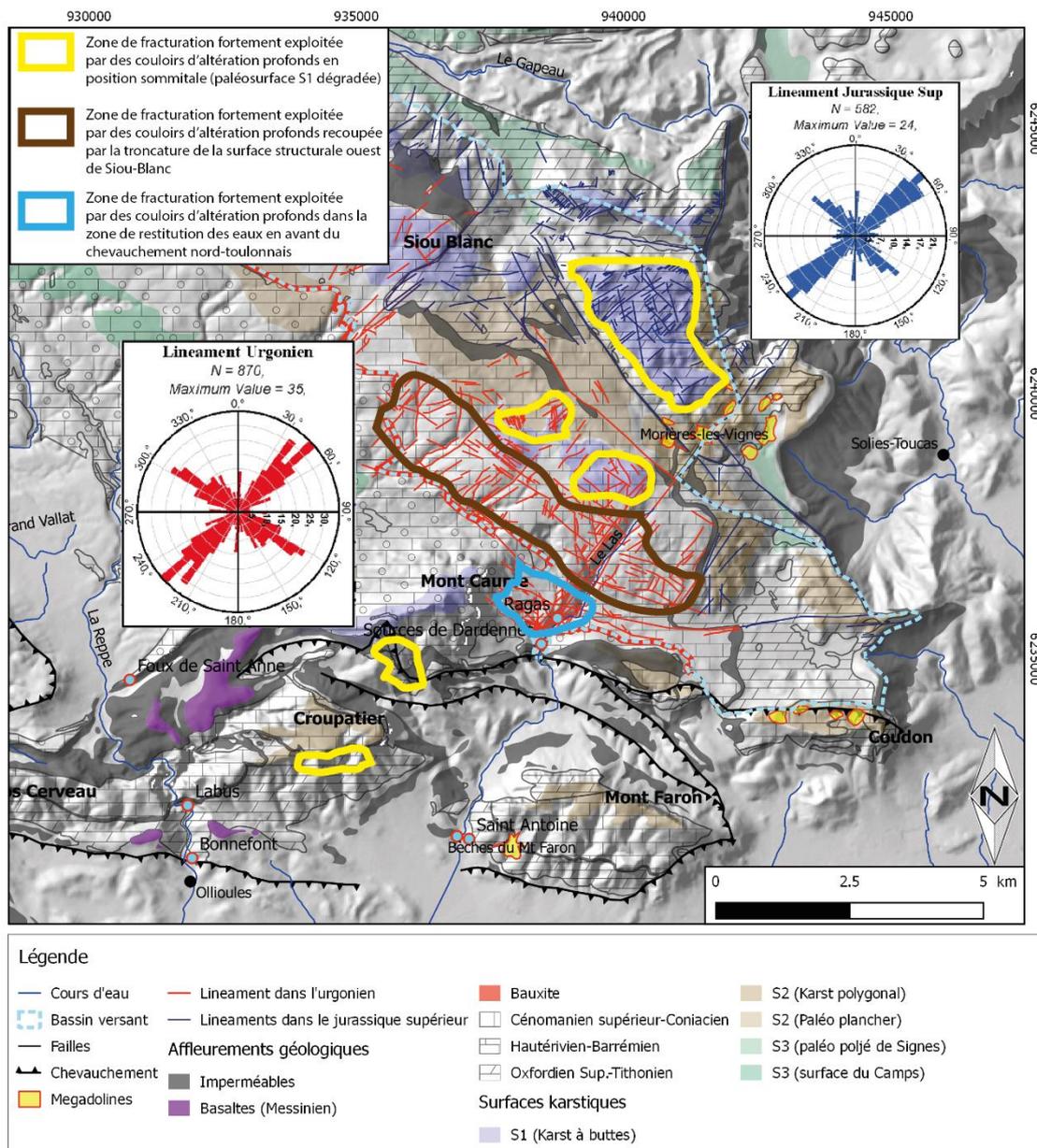


Fig. 47 : Typologie des zones de fracturation exploitées par les couloirs d'altération.

## 5.2. Structuration karstique par étagement des paléo-surfaces en relation avec les variations du niveau de base

### 5.2.1. Etagements des paléosurfaces

Les paléosurfaces qui affectent le massif sont postérieures aux structures pyrénéo-provençales qu'elles recoupent selon de grands plans morphologiques. Elles sont de fait postérieures aux discontinuités karstiques affectées par cette tectonique. Ces replats karstiques se sont développés au détriment du substratum carbonaté après leur dénudation, mais avec le concours de couvertures héritées et/ou néoformées.

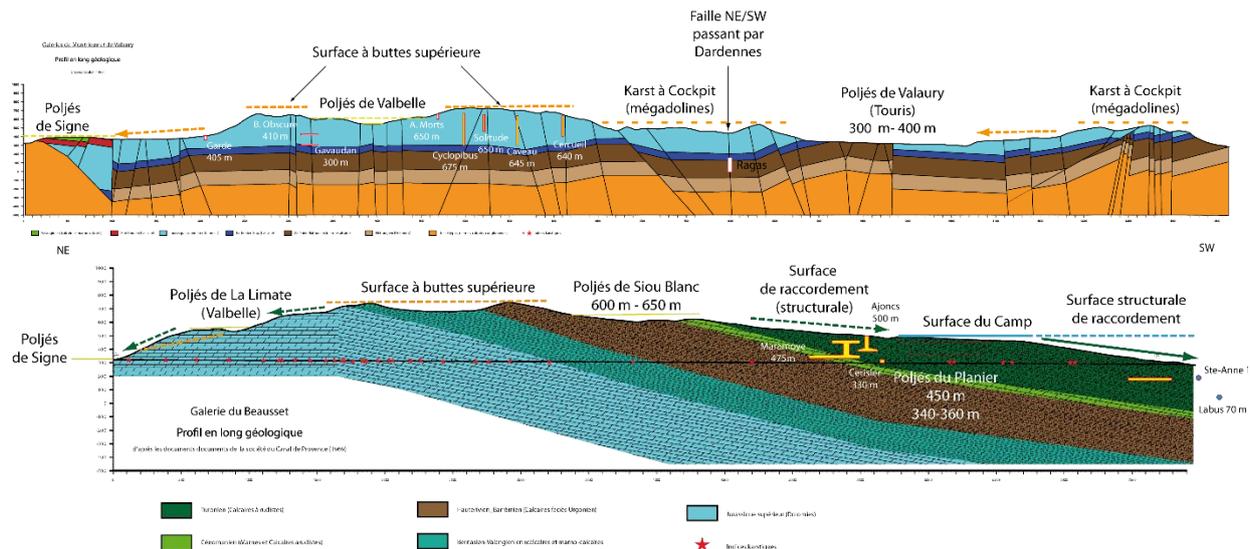


Fig. 48 : L'analyse morphokarstique permet de déterminer l'extension et la position altimétrique des surfaces karstiques constituant des aires d'infiltration diffuses ou concentrées, ainsi que la position des niveaux de base contemporains. La corrélation entre la typologie des réseaux souterrains, les zones de recharge et de restitution permet d'évaluer l'extension de plusieurs systèmes karstiques qui se sont succédés au cours de l'évolution du plateau de Siou Blanc, notamment avant et après les principales la mise en place des structures pyrénéo-provençales.

La paléosurface S1 est une surface d'aplanissement parsemée de buttes karstiques isolées ou regroupées. On parle de karst à « tas de foin » ou de *kuppenkarst*. D'un point de vue morphodynamique, elle dérive de la dégradation d'une surface initiale, c'est-à-dire de l'enfoncement sur place de la corrosion sous couverture jusqu'à un niveau de base correspondant à l'aplanissement au pied des buttes.

Cette surface en position sommitale correspond au plus ancien événement relatif à un abaissement du niveau de base enregistré sur le massif de Morières et le plateau d'Agnis depuis la tectonique pyrénéo-provençale. Une dénudation importante de la couverture sus-jacente et une ablation significative des termes stratigraphiques postérieurs au Jurassique supérieur, ont été réalisées avant que l'aplanissement de la surface S1 ait pu se développer. Il correspond à une phase de stabilité prolongée du niveau de base qui était très proche. Les secteurs sommitaux du massif Morières et d'Agnis sont alors situés en position basse de la paléogéographie dominée par le relief de la Sainte-Baume au nord-ouest et des massifs cristallins au Sud, en accord avec l'âge oligocène proposé par les auteurs (Nicod, 1967 ; Blanc, 1992 ; Nicod, 1992). Cette zone était donc le réceptacle des écoulements de surface, mais aussi une zone de restitution potentielle des eaux souterraine soit par drainage en partie karstique des reliefs voisins, soit par décharge de la partie captive du réservoir. Les paléokarsts à brèches et à laminites non déformées par la tectonique peuvent correspondre ce type de fonctionnement.

La surface S2 enregistre un abaissement significatif et dont la position est restée stable de façon prolongée. Elle s'étend en contrebas de la surface S1 désormais en relief. Elle est composée d'un aplanissement limité par des reliefs résiduels répondant ainsi à la définition de paléo-poljé ou de plaines karstiques. Cela implique un drainage de surface qui engendre une dissolution basale lors de l'inondation du poljé et génère une bordure de corrosion longeant la faille de Siou Blanc qui sépare le massif urgonien des reliefs résiduels limitrophes, représenté ici par le massif dolomitique de Morières. Vers le sud et le nord du plateau de Siou Blanc, ces reliefs dégradés de la surface S1 peuvent être des buttes ou des trottoirs correspondant à un aplanissement plus ancien modelés dans les calcaires urgoniens.

Le poljé de paléosurface S2 sert aussi de niveau de base à une surface en position intermédiaire entre l'altitude de son plancher et la surface sommitale S1. Ces reliefs relatifs correspondent en partie aux buttes karstiques dérivées de la surface S1, et en partie, à une surface perforée de dolines de grandes tailles plus ou moins jointives formant un karst polygonal.

A ce stade, la surface S2 accueille des apports fluviaux allochtones en provenance des massifs cristallins du sud indiquant la mise en place d'une pente régionale drainée par un réseau hydrographique provenant des reliefs cristallins du Massif méridional. Les poljés de la surface S2 ont donc présenté un fonctionnement fluviokarstique, au moins à un moment de leur évolution. Ce type de fonctionnement implique, et explique en partie, la perdurance d'une couverture à la surface des plateaux calcaires. Cette couverture devait être alimentée en partie par ces apports allochtones lointains et en partie par la redistribution des produits insolubles issus de l'érosion de reliefs plus proches qui s'étendait en lieu et place du bassin du Beausset ou de la vallée actuelle du Gapeau. A l'ouest, ces reliefs, dont l'existence est avérée plus tard par les coulées basaltiques par le Roc de l'Aygue, modelaient le cœur marneux du synclinal. Le nivellement de ces reliefs par l'érosion aréolaire par rapport à la surface S2, représentant le niveau de base local, a ainsi alimenté les couvertures d'altération corrélatives de sa formation. Le poljé de la surface S2 de Siou Blanc se présentait donc comme une dépression dissymétrique avec une extension de morphologies indéterminées sur le bassin du Beausset se raccordant topographiquement à un paléo-poljé présentant une bordure de corrosion très marquée à l'est. Les débouchés fluviaux dans ce paléo-poljés devaient donc se trouver dans l'axe du paléo-poljé de Valbelle, sous forme d'un vallon fluviokarstique et éventuellement dans l'axe de la dépression de Méounes-Montrieux entre le massif de Saint-Clément et le massif d'Agnis. En première analyse, le débouché aval de ce système fluviokarstique pourrait être indiqué par les témoins de dépôts marins du paléokarst du Douard (Langhien-Serravalien) à l'ouest de la surface du Camp. Le niveau de base de cette paléogéographie serait donc représenté par le ou les niveaux marins de la mer miocène avec un littoral situé en direction de l'ouest.

### 5.2.2. Etagements des poljés du dispositif dinarique

La surface S3 correspond à l'emboîtement de paléo-poljés dans la surface S2 et à l'approfondissement des principales dolines du karst polygonal qui évoluent ponctuellement en méga dolines comme la mégadoline de Morières-les-Vignes. Cette phase d'abaissement désorganise le système fluviokarstique antérieur.

Le décalage altimétrique entre ces dépressions endoréiques implique des circulations souterraines commandées par des gradients significatifs entre ces poljés comme le suggère le transit sédimentaire reconstitué entre la limite est du massif de Morières et la plaine du Camp grâce aux remplissages allochtones du paléokarst du Gros Pigeon et ceux de la galerie à -150 m du Cercueil.

De vastes secteurs déprimés s'inscrivent ainsi en contrebas et en périphérie du massif, c'est-à-dire en position de poljés de contact : Chibron-Signes-Saint-Clément au nord, Planier-Orves à l'ouest et Tourris au sud. Il s'agit désormais de poljés strictement endoréiques dont la vidange était assurée par des pertes proches des bordures de corrosion. Ces bordures de corrosion indiquent le déversement et l'infiltration

des eaux dans le réservoir urgonien sur ses limites nord et ouest. Dans ce cas d'espèce, l'infiltration se fait de façon concentrée au niveau des bordures de corrosion sud du poljé de Chibron-Signes et des bordures de corrosion est du paléo-plancher du poljé du Planier entre 500 et 450 m, potentiellement en direction du poljé de Tourris dont les buttes karstiques et trottoirs de corrosion les plus hauts ne dépassent pas l'altitude de 400 m.

En amont drainage, ce dispositif de dépressions endoréiques reliées par des réseaux souterrains est caractérisé par des gradients établis entre 700-650 m au le sud-est, sur la limite est du massif, et 450-400 m au nord est au niveau 400 m de la surface du Camp. Il enregistre une variation très significative du niveau de base tout en préservant, au moins localement, une pente régionale du sud-est vers le nord-ouest imposée jusque-là par la position du massif cristallin méridional.

A ce stade, la plaine du Camp correspond à un paléo-poljé inscrit entre le massif de la Sainte-Baume et les reliefs qui occupaient encore le cœur du synclinal du Beausset comme le démontrent les coulées volcaniques en inversion de relief du Roc de l'Aygue culminant à près de 600 m d'altitude. On note par ailleurs, que ces coulées datées de 5,4 Ma enregistrent un basculement radical de la pente d'écoulement vers le sud et surtout qu'elles atteignent au moins le littoral actuel. Cette disposition permet de proposer un âge antérieur à 5,4 Ma pour les systèmes des poljés de la surface S3, les coulées issues des points émissifs du Roc d'Aygue scellant la topographie de la surface d'érosion messinienne. Dès lors, les infiltrations qui s'effectuent dans les paléo-poljé hérités de la surface S3 s'adaptent aux contraintes de ce nouveau gradient.

La surface S4 correspond à l'emboîtement de poljés selon un dispositif dinarique encore plus marqué. Ces poljés peuvent être séparés par des dénivelés de plus de cent mètres. Ce qui impliquent des conditions litho-structurales imposant le maintien d'une nappe de surface perchée. Les poljés étagés de Chibron et de Signes sont caractéristiques de ce type de fonctionnement, avec une zone d'absorption au niveau de la bordure de corrosion des Plauques, au sud-ouest de la dépression, sans doute active dès la mise en place de la surface S3. Un exemple encore plus caractéristique est représenté par l'étagement en escalier des poljés de Planier, des Orves et de Tourris. Dans ce cas, la bordure de corrosion des deux premiers est calée sur la surface des bauxites. Cet imperméable soutient l'inondation de ces poljés, en formant un seuil de déversement drainé par l'endokarst et permet leur vidange en direction du poljé de Tourris (Fig. 45), sans doute en longeant le mur de la surface des bauxites, ce qui conduit ces écoulements souterrains dans le secteur situé au droit du site de Dardennes.

On note par rapport aux niveaux de base locaux constitués par les poljés de contact du Planier et de l'Orves qu'ils se développent dans le Turonien bloqués par l'imperméable de la surface des bauxites et des marnes du Cénomaniens. La plupart des réseaux définis comme des réseaux de mise en charge (cf. 4.3.2) ont une relation génétique avec ces niveaux de base :

- Le réseau de Maramoye s'ouvre un peu en dessous de 500 m NGF dans un trottoir du poljé du Planier et sa galerie inférieure semble plus basse que le plancher du poljé des Orves ; sa structuration per ascensum implique une mise en charge du réservoir du Turonien alors qu'il était recouvert en position d'aquifère captif ;
- La grotte des Capucines située à l'ouest des coulée d'Evenos et constituant une paléo-perte, c'est-à-dire un point d'alimentation du réseau se déchargeant en aval drainage par le puits cheminée de l'aven des Ajoncs correspondant, comme l'Abîme de Maramoye, à un réseau de mise en charge à creusement ascendant. Ce réseau présente quant à lui une galerie sensiblement à l'altitude du plancher du poljé des Orves. Le fonctionnement de ce système implique que le poljé des Orves existait déjà, mais surtout que le cœur marneux du bassin du Beausset n'avait pas encore été excavé.

Les fonctionnements corrélatifs de ces mises en charge sont rappelés par celui de la Foux de Sainte-Anne qui présente un fonctionnement actuel double avec une partie du débit alimenté par un système de pertes de surface et une autre partie le débordement de la nappe générale du bassin du Beausset.

L'emboîtement des poljés de contact du Planier et des Orves était donc responsable de la décharge de l'aquifère du Turonien tant qu'il est resté en position captive sous le cœur marneux du synclinal du Beausset. Ce système de décharge alimentait l'inondation de ces poljés qui se déversaient ensuite au niveau de leur bordures de corrosion dans l'aquifère urgonien en fonction du niveau de base constitué par la surface à 330 m de Tourris dans le secteur de Dardennes.

Ce dispositif se met en place dès la formation des poljés de contact de la S3 comme le montre l'entrée de Maramoye proche de 500 m d'altitude, puis est amplifié sous l'impulsion de la baisse de niveau de base imputée au basculement de la pente de drainage scellée par les coulées d'Evenos. A ce stade, le paléo-poljé de contact fini-S3/début-S4 qui s'étendait entre les calcaires urgonien de Siou Blanc et les reliefs de calcaires turoniens du Roc de l'Aygue, accueille la décharge d'une partie de l'aquifère multicouche du bassin du Beausset et, circonstance importante, l'inondation induite ne pouvait avoir qu'une évacuation endokarstique. Ce dispositif a perduré tant que l'incision des gorges d'Ollioule n'a pas provoqué l'éventration du poljé des Orves par le Destel.

### **5.3. Rôle des dynamiques de retrait des couvertures**

Les formes de karstification sous couverture d'altération déterminées par le diagnostic karstologique soulèvent le rôle primordial joué par ces formations de surface dans la morphogénèse et dans les mécanismes morphodynamiques qui contrôlent la structuration karstique du réservoir.

La mise en place de la surface S1 implique la dénudation partielle du réservoir carbonaté pour porter les dolomies du Jurassique supérieur à l'affleurement. Actuellement, cette surface est en position sommitale ce qui implique que tout le paysage en contrebas a été érodé depuis. Une partie de cette ablation correspond à la dynamique d'emboîtement des paléosurfaces et des paléo-poljés (cf. 5.2.1 et 5.2.2) et une autre dépend de l'incision verticale des vallées (cf. 4.2.6 et 5.5). Dans les deux cas, le moteur de cette morphogénèse est la variation du niveau de base qui s'applique de façon différente dans les carbonates ou dans les terrains non karstiques. Cette observation permet de poser les bases d'une hypothèse de morphogénèse contrôlée par le retrait du front de couverture et la dynamique de dénudation du toit de l'Urgonien : dénudation des couvertures altérées et dénudation de la couverture du Cénomaniens et du Turonien (Fig. 45).

La dénudation des calcaires urgonien sur tout le flanc ouest du massif de Siou Blanc est engendrée par une importante dynamique de retrait de la couverture constituée par les termes du Crétacé supérieur. Le tracé cartographique de la surface des bauxites à l'affleurement souligne en partie le recul de cette couverture de Crétacé supérieur. Des colmatages de cavités et de cryptolapiés interprétés comme des remplissages d'aramonites (Fig. 49) et quelques affleurements de bauxites retenus pour la réalisation de la carte géologique du BRGM en avant de cette limite indiquent l'extension des secteurs d'exhumation du toit de l'Urgonien. Cette cartographie permet de matérialiser l'extension initiale des termes du Turonien et du Cénomaniens qui protégeaient la bauxite lors de la genèse de la surface S2.



Fig. 49 : Colmatages de cavités et de cryptolapiés interprétés comme des remplissages d'aramonites dans la carrière de Quatre Confronts au sud-ouest du poljé du Caveau.

Dans le détail, il est possible d'affiner ces observations en tenant compte notamment de la densité des phénomènes karstiques comme les dolines ou les entrées de cavités associées à des processus de soutirage. La densité des dolines ou des reliefs ruiniformes varie en fonction d'un gradient de dénudation du toit des calcaires ou plutôt d'un gradient d'exposition ou de sensibilité à l'activité de la karstification de surface, comme la crypto-corrosion, puis le soutirage ou le ravinement de surface par exemple. Une analyse attentive de la répartition de ces phénomènes karstiques et de la disparité de leur taille (Fig. 32) montre une corrélation directe entre l'âge des paléosurfaces successives et la durée d'exposition aux conditions de la cryptocorrosion pour chacune de ces surfaces, c'est-à-dire de l'extension, ainsi que de la nature des couvertures d'altération.

On observe ainsi une répartition qui s'organise depuis des replats les plus anciens et les plus hauts à l'est vers les replats les moins hauts à l'ouest (Fig. 45) en soulignant la forme de la bordure du Bassin du Beausset.

Les surfaces planes correspondent à des replats générés par emboîtement successifs de paléo-poljés et décapées de leurs couvertures d'altération essentiellement par soutirage. Les surfaces en pente sont plutôt décapées par érosion mécaniques.

Ceci explique que le grand versant calcaire incliné entre la surface du plateau et les paléo-poljés du Planier et des Orves soit quant à lui exempt de ces morphologies.

Les limites entre ces surfaces correspondent à différents états du front de recouvrement de couverture et la dynamique d'ablation de ces couvertures correspond au retrait de ces fronts de couverture. Mais cette dynamique de retrait engendre à sa bordure des infiltrations et une forte capacité de soutirage vers l'endokarst. De ce fait les fronts de couverture ont leur pendant souterrains, les fronts de karstification (Jaillet, 1999).

Ce gradient de formes révèle la modification des conditions de la cryptocorrosion à la surface du plateau et sur son versant ouest, mais aussi dans les paléo-poljés disposés en périphérie situés en contrebas. Ici, la dynamique de retrait de couverture est étroitement liée à la capacité des écoulements à évacuer des sédiments par de façon concentrée soit dans des points d'absorption vers l'endokarst, puis en direction du réseau hydrographique, en l'occurrence en direction du canyon du Destel. Le démantèlement des planchers de paléo-poljés et l'exhumation des mégalapiés relèvent alors de la dynamique d'incision des canyons et du recul des vallées périphériques.

A partir de la surface sommitale S1, ces phases de retrait de couvertures sont donc liées à plusieurs modalités d'érosion qui se sont produites du Néogène jusqu'au Quaternaire. Ces dynamiques de retrait de couvertures ont dégagé plusieurs types de surfaces aux compétences variables en termes d'infiltration et d'alimentation des circulations dans l'endokarst.

#### **5.4. Réponse karstique à l'oscillation messino-pliocène**

Le schéma habituel de structuration karstique par abaissement des niveaux de base postule que l'étagement des formes karstiques, paléo-surfaces ou niveaux de grottes, s'établit du haut vers le bas en enregistrant les stades de stabilité entre des phases d'incision par exemple. Le moteur de cette dynamique pouvant être la surrection, la tectonique, l'eustatisme ou l'action conjointe de ces facteurs géodynamiques. Il peut néanmoins arriver que le niveau de base monte, comme dans le cas des vallées glaciaires comblées de sédiments ou de glace (Audra *et al.*, 2004), ou par des coulées basaltiques (Ambert, 1990), ou encore par remontée du niveau de la mer ou d'un lac. Le cas de la remontée du niveau marin du Pliocène, responsable de l'invasion des canyons messiniens et de la dynamique d'aggradation fluviale qui conduit au colmatage total de la ria du Rhône (Clauzon, 1989) montre que des dynamiques de remontée de niveau de base peuvent contrôler la morphogenèse de surface, mais aussi la structuration des niveaux de grottes selon un modèle per ascensum (Mocochain *et al.*, 2006a). Selon ce modèle, à l'issue de la remontée de la Méditerranée, plusieurs variations du niveau marin se produisent au cours du «High Stand Level» du Pliocène avec des périodes de stabilité suffisamment longues pour permettre un premier étagement de réseaux. Puis, une seconde phase ascendante correspond au colmatage sédimentaire de la ria par la sédimentation marine, puis par aggradation fluviale qui dépasse de plusieurs dizaines de mètres les niveaux marins contemporains selon le modèle des Gilbert Deltas (Clauzon, 1990). Ce modèle suppose aussi que l'épisode d'abaissement messinien, préalable à cette remontée, a lui aussi généré une structuration des réseaux par enfoncement du drainage en profondeur au sein du réservoir incisé par l'érosion.

Dans les karsts qui ne se situent pas en bordure immédiate d'une ria pliocène ou d'un littoral rocheux sans piémont sédimentaire, comme celui des Calanques par exemple, l'analyse de la structuration des réseaux requière la prise en compte la baisse et la remontée du niveau de base, c'est-à-dire en l'espèce, de l'oscillation messino-pliocène (Camus, 2003 ; Audra *et al.*, 2004). En effet, le cataclysme paléogéographique provoqué par la crise de salinité messinienne a été tel que la plateforme continentale a été intensément modifiée lors de la chute brutale du niveau marin en générant la Surface d'Erosion Messinienne (Clauzon, 1989 ; Ambert, 1990). A la suite de la remontée du Pliocène, encore plus brutale (Lofi, 2002), la plateforme continentale est reconstituée et les sédiments marins oblitèrent la SEM significativement plus haut que tous les hauts niveaux marins du Quaternaire. Ainsi les systèmes karstiques ont souvent connu une migration de la zone de restitution des eaux à l'issue de cet événement géodynamique, ce qui a été le cas pour le massif de Siou Blanc.

Sur le terrain d'étude, aucune incision attribuable au Messinien ne présente de dépôts marins du Pliocène. Par ailleurs, on connaît la géométrie contemporaine d'une partie du réseau hydrographique grâce aux coulées d'Evenos datée à 5,4 Ma et qui scellent le fond d'une vallée entre le Roc de l'Aygue à 600 m d'altitude et la Pointe Nègre au bord du golfe de Bandol. Cette observation montre que cette vallée était en domaine continental pendant la crise de salinité du Messinien et qu'elle l'est resté pendant la remontée du niveau marin du Pliocène. Par ailleurs, de l'absence d'incision attribuable à la crise de salinité messinienne en aval du Las et du Gapeau, résulte le fait que le drainage des surfaces karstiques du massif alors organisé en dépressions endoréiques n'a pas été assuré par ce réseau hydrographique de surface, mais par des écoulements souterrains profonds.



- par la présence de nombreux indices de karstification hypogène qui constituent un facteur supplémentaire d'inter-connectivité des discontinuités en place au sein du réservoir.

Le mécanisme morphodynamique en jeu fait donc intervenir plusieurs facteurs. En premier lieu, l'eau contenue dans le réservoir s'évacue dès que la surface d'érosion messinienne recoupe des fractures ou des discontinuités karstiques ; s'il s'agit de zones d'altération, une dynamique érosive s'amorce par décolmatage partir de ce point de restitution des eaux, puis progresse par expansion régressive en décolmatant ou en optimisant la perméabilité en grand du maillage d'altérations profondes interconnectées jusqu'à la structuration complète d'un réseau gravifique (Fig. 51).

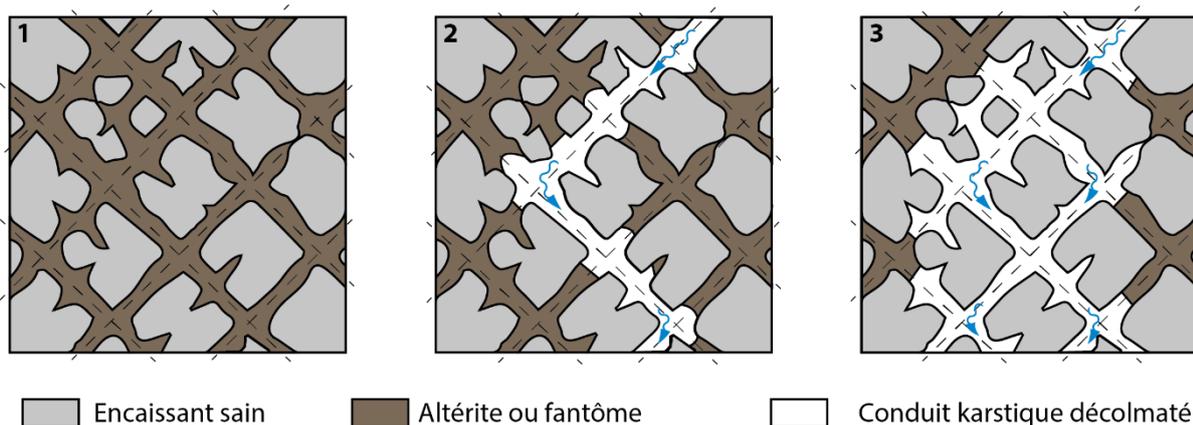


Fig. 51 : Plan schématique d'un pseudo-endokarst. Tant qu'il n'y a pas assez d'énergie potentielle (courant), les circulations ne peuvent évacuer l'altérite (1). Puis, l'apparition d'un gradient hydraulique permet la mise en place d'une circulation et l'évidement des conduits par érosion régressive (2). 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. Jouvès (2018) modifié d'après Bruxelles et Bruxelles (2002).

La propagation régressive de ce type de réseau peut être favorisée, voire intégralement assurée, par décolmatage de ces structures d'altérations profondes interconnectées reconnues sous forme de couloirs de fantômisations dans le Jurassique supérieur et de couloirs de brèches dans l'Urgonien. Une grande partie du réservoir peut être affectée par cette dynamique régressive avant que le chemin de drainage gravifique principal soit fixé.

Lors de la remontée du Pliocène l'obturation de cette zone d'émergence basse provoque l'adaptation des zones de restitution des eaux au point le plus bas de la topographie recoupant le réservoir karstique, c'est-à-dire dans le poljé de Tourris.

Cette phase d'adaptation du drainage karstique impose une phase transitoire durant laquelle la recharge des systèmes karstiques reste compétente, mais sans possibilité de décharger le réservoir. La remontée générale du niveau de base engendre ainsi un engorgement des points d'absorption dans les dépressions endoréiques influencées par ce fonctionnement hydraulique. Cette phase d'engorgement est à l'origine d'une réactivation du fonctionnement, voire d'une amplification, de la morphogenèse des poljés et des aplanissements associés, par engorgement total pour les plus bas et par emboîtement pour ceux localisés en altitude. Les hauts niveaux eustatiques du Pliocène étant les plus longs depuis le Crétacé (Haq *et al.*, 1987) imposent une phase de structuration karstique dont l'expression morphogénique de surface résulte du fonctionnement de ces poljés, mais dont l'expression hydrogéologique correspond à l'ennoyage des structures de drainage organisées lors de la chute du niveau de base. La principale évolution découlant de ce mécanisme morphodynamique est la création de nouvelles sources karstiques pour permettre la

décharge du réservoir dont une partie non négligeable se situe dans la zone saturée profonde. Par ailleurs, cette adaptation du drainage karstique s'accompagne d'une vague d'érosion aréolaire majeure dans les terrains meubles non karstifiés. Cette vague érosive est à l'origine de l'implantation d'un nouveau réseau hydrographique au détriment des terrains meubles. Ces dynamiques concernent l'incision des canyons des gorges d'Ollioules et des vallées régressives du Las et du Gapeau responsables du déchaussement des structures calcaires et dolomitiques, c'est-à-dire de la création de nouveaux points bas dans la topographie pouvant permettre la décharge du réservoir.

## **5.5. Incision des vallées, érosion régressive et déchaussement des massifs calcaires**

### **5.5.1. Incidences de l'incision des gorges d'Ollioules sur la structuration karstique du réservoir**

Le réseau hydrographique moderne qui draine le massif est représenté par les gorges d'Ollioules et par les vallées du Las et du Gapeau. Ce réseau de surface correspond aux nouveaux axes de drainage établis dans les reliefs drainés autrefois par les dépressions karstiques endoréiques.

Les gorges d'Ollioules se sont incisées par épigénie surimposée en surcreusant les coulées basaltiques d'Evenos (5,4 Ma) pour rattraper le niveau de base qui était significativement déprimé. Cette phase de creusement est donc strictement plio-quadernaire. La morphologie des canyons de la Reppe et du Destel correspond donc à une incision verticale en coup de sabre, avant d'évoluer par érosion régressive classique. Cette dynamique d'érosion progressive, au moins à l'initiation de l'incision, suppose l'existence d'un bassin versant perché par rapport au niveau de base général, ici la partie est du cœur marneux du synclinal du Beausset. A partir de l'épanchement des coulées d'Evenos, ce bassin versant amont a dû s'adapter à des conditions endoréiques de drainage par le karst, notamment par la percée hydrokarstique entre la perte des Capucines et le poljé des Orves, ce dernier se déversant lui-même dans le poljé du Tourris, puis dans le canyon du Destel au fur et à mesure de la dynamique d'incision. Il est d'ailleurs possible que le canyon du Destel ait enregistré un temps d'avance par rapport à celui de la Reppe en amont de leur confluence. Plusieurs petits systèmes de pertes enregistrent un transit sédimentaire du Destel vers la Reppe suggérant l'augmentation de la prépondérance de cette dernière, sans doute par rattrapage de l'incision de son talweg induit par l'augmentation des surfaces de son bassin amont.

On rappellera ici trois incidences majeures de l'incision des Gorges d'Ollioules sur la structuration des réservoirs karstiques :

- Malgré l'altitude atteinte par leur incision en aval, vers 75 m NGF, le réservoir urgonien conserve une zone de restitution pérenne vers 123 m NGF aux sources de Dardennes. La connectivité en grand entre ces deux secteurs n'est donc pas établie au toit du chevauchement nord-toulonnais.
- L'incision de la Reppe provoque en partie le débordement de l'aquifère multicouche du Crétacé supérieur qui était donc contenu au-dessus du niveau de grotte de la Foux de Saint-Anne avant.
- Le creusement du Destel a capturé le bassin versant drainé par les poljés de Planier et des Orves qui ne pouvaient avoir qu'un exutoire karstique auparavant, cet exutoire étant calé sur plusieurs niveaux de bordures de corrosion calées sur le tracé de la surface des bauxites à l'affleurement.

### **5.5.2. Incidences du creusement régressif de la vallée périphérique du Gapeau**

La vallée du Gapeau ne possède pas de ria pliocène ce qui signifie que son creusement s'est essentiellement réalisé durant le plio-quadernaire en conditions continentales. L'incision est amorcée ici à partir du niveau de base correspondant au littoral et se propage selon une dynamique d'érosion régressive en position de vallée de contact. Cette dynamique assure le déchaussement des structures géologiques en générant de nouvelles zones d'émergence sous forme de reculées karstiques qui drainent les aquifères de

l'Hettagien et du Jurassique séparés par l'imperméable du dogger. Nous nous intéressons ici à l'incidence de creusement en rive droite du Gapeau.

Cette dynamique de recul coupe définitivement les alimentations potentielles qui ont concouru aux phases anciennes de structuration des réseaux. Les petits systèmes karstiques alimentés par des réseaux de décolmatage exploitent les dolomies en bordure est du massif de Morière.

En termes de structuration du réservoir, ces systèmes de débordement perchés sont en position de conquête de bassin d'alimentation au détriment de l'aquifère drainé par le système de Dardennes, mais leur faible extension minore fortement ce type de dynamique interne au réservoir. La connaissance de l'extension et du fonctionnement de ces petits systèmes présente néanmoins un grand intérêt pour évaluer leur bassin d'alimentation.

L'autre incidence majeure de la dynamique de creusement de la vallée périphérique du Gapeau jusque dans le poljé de Signes. Comme déjà précisé dans le chapitre sur les réseaux karstiques, la source du Gapeau ne donne pas accès à des développements souterrains connus et son fonctionnement caractérise un système très peu réactif. A titre d'hypothèse, l'incision du Gapeau draine ici une partie de réservoir confinée en arrière des termes triasiques de Méounes, peu ou pas organisées par structuration karstique en conduits ouvert. Si ce réservoir est altéré, il n'y a pas eu décolmatage.

### 5.5.3. Incidences du creusement régressif de la vallée du Las sur la position des sources de Dardennes

La vallée du Las amorce son creusement à partir du littoral et ne présente pas non plus de ria pliocène. Sa mise en place relève donc, comme le Gapeau, d'une dynamique d'érosion régressive dans des terrains non karstiques correspondant à la définition de vallée périphérique, c'est-à-dire que pour l'essentiel son creusement aboutit au déchaussement des structures géologiques calcaires et dolomitiques. La particularité de la vallée du Las, c'est que ce cours d'eau est intégralement alimenté par des sources karstiques donnant souvent accès à des réseaux souterrains : la Baume de Dardennes, la source vauclusienne de Saint-Antoine et les sources de Dardennes avec le Ragas (Fig. 52). La configuration du site de Dardennes peut être considérée comme une reculée karstique d'un type particulier.

En effet, la position des sources de Dardennes relève à la fois d'une adaptation d'une zone de restitution fixée au moment de la remontée du niveau de base du Pliocène au point bas de tous les systèmes endoréiques qui caractérisaient le massif à cette époque et à la fois de la dynamique d'érosion régressive des vallées périphériques au Plio-Quaternaire.

La mise en place et le fonctionnement du paléo-plancher à 330 m NGF du poljé de Tourris en aval drainage des poljés périphériques de Planier et d'Orves et du drainage assuré par la faille du Cierge met en évidence la position déprimée du site de Dardennes à l'issue de cette période de stagnation prolongée du niveau de base. La dynamique de recul du Las, qui recoupe en aval les drains souterrains de la Baume de Dardennes et de Saint-Antoine, atteint cette zone de restitution en franchissant l'écran étanche du chevauchement nord-toulonnais. Cette dynamique aboutit à la position de reculée du site de Dardennes par l'érosion du plancher du paléo-poljé du Tourris en exploitant les conditions déjà décrites du croisement de la surface des bauxites, de la faille du Cierge en position de barrage karstique en arrière du chevauchement.

Ce mécanisme morphodynamique permet la décharge du réservoir par une exsurgence creusée par adaptation d'une structure profonde. Cette connexion sous forme de conduit draine une partie du réservoir situé sous le niveau actuel de la mer.

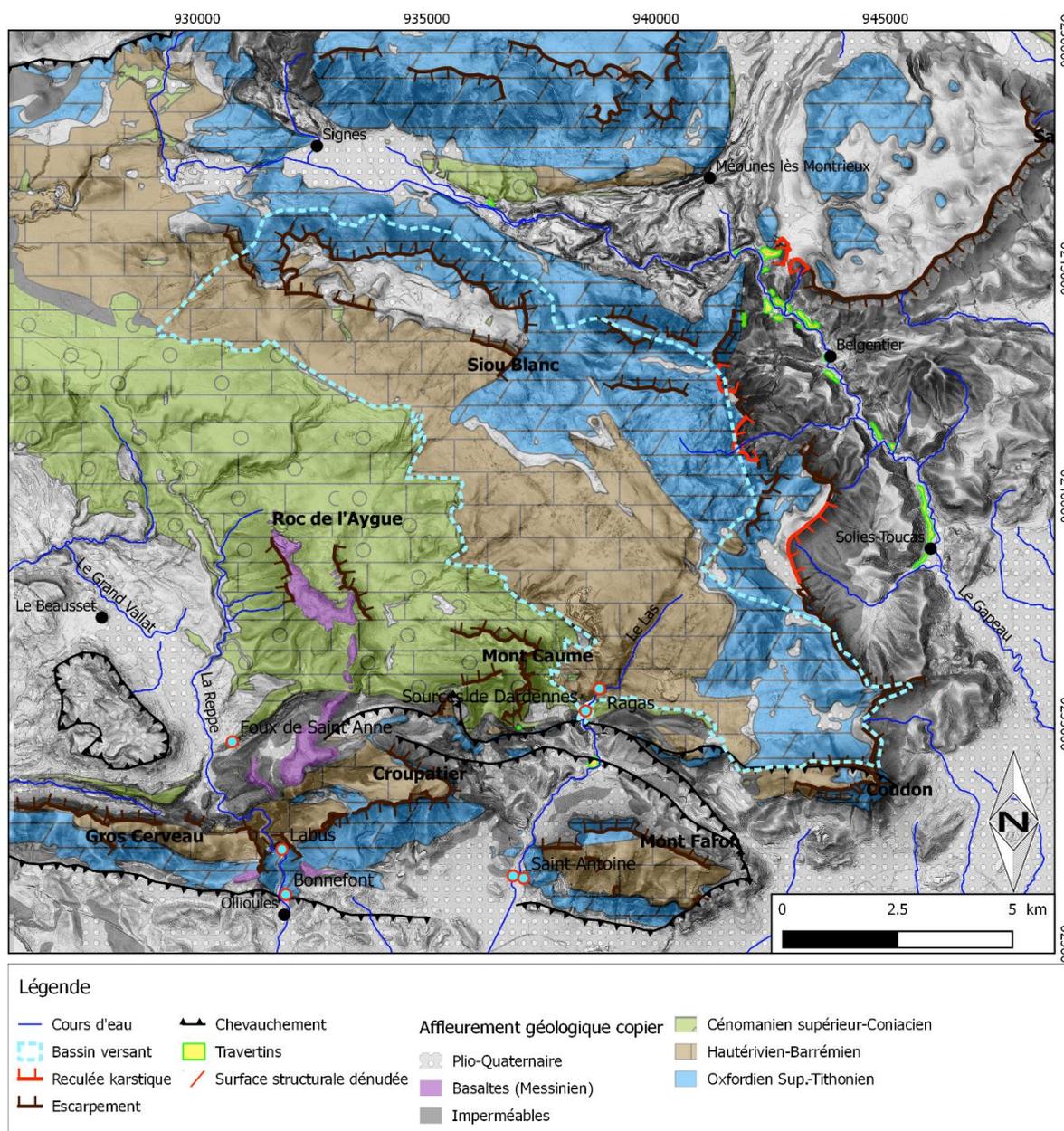


Fig. 52 : Carte des incisions plio-quaternaires et du recul par érosion régressives des vallées et des reculées karstiques.

Ces dynamiques sont mises en œuvre dès le Pliocène et évoluant durant tout le Quaternaire dès que les conditions de l'écoulement fluvial sont réalisées.

## 6. Modèle conceptuel la karstification au cours du temps

Sur la base des connaissances antérieures et du diagnostic des indicateurs karstiques de l'exokarst et de l'endokarst, qui nous ont permis de reconstituer certaines phases de karstification, cette section propose un schéma conceptuel de l'organisation de la karstification au cours du temps (Fig. 54). Ce schéma conceptuel comprend sept phases d'évolution majeures qui ont été reconstituées à partir de la corrélation génétique et géométrique des indicateurs reconnus.

## 6.1. Une structuration karstique ancienne aux géométries déformées par la tectonique pyrénéo-provençale

Les phases de structuration karstiques anciennes, durant le bombement de l'Isthme Durancien, puis après l'épisode marin du Crétacé supérieur du Bassin du Beausset, durant toute la période continentale qui a suivi du crétacé terminal et du Paléocène, constituent des discontinuités majeures du réservoir qui ont été fixées dans leur géométrie après la mise en place des structures pyrénéo-provençales (Fig. 53). Notons simplement qu'à partir du Crétacé terminal (Campanien), l'unité du Beausset, ou du moins la partie nord (vers Signes) est exondée et que l'ensemble passe en domaine continental par la suite de la compression pyrénéo-provençale (Fournillon, 2012).

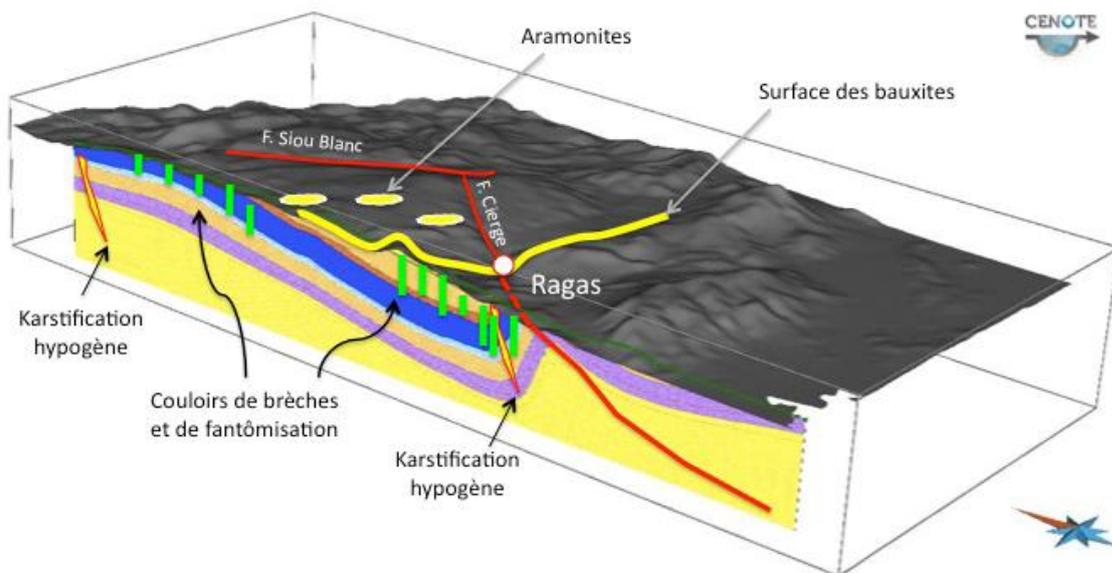


Fig. 53 : Position des discontinuités karstiques et altéritiques dans le réservoir sur une coupe NS passant au droit de la source de Saint-Antoine un peu à l'ouest du Ragas : surface des bauxites (en jaune) et son extension en surface sous forme de paléokarst à aramonites ou assimilés ; couloirs de fantômisations et de brèches karstiques (en vert) et drains hypogènes (en jaune cerné de rouge). Ces discontinuités en connexion hydraulique constituent des zones capacitatives potentielles en profondeur et sont susceptible d'être fortement transmissives en cas de sollicitation hydraulique.

Dès lors, le massif de Siou-Blanc-Morières connaît, une longue période d'altération et de karstification aboutissant à la structuration épigène et possiblement hypogène des réservoirs karstiques l'Urgonien et du Jurassique supérieur. La partie du réservoir confinée sous le Crétacé supérieur connaît deux types de structuration :

- Une structuration par altération profonde représentées par les couloirs de fantômisations et les couloirs de brèches ; lorsque l'évolution le permet, sont drainés par des courants tractifs assurant le transit sédimentaire indicateurs de systèmes de circulation souterraines ; ces conditions peuvent être la dénudation du réservoir ou l'établissement de circulations hypogènes, notamment liée à l'expulsion des fluides de bassins.
- Une structuration d'origine profonde, dite hypogène, en corrélation possible avec la précédente, mais présentant une zonation plus restreinte au nord et au sud de la zone.

Cette phase de karstification est certainement responsable de l'altération profonde par fantômisations dans les dolomies jurassiques du massif des Morières et potentiellement de toute ou partie des paléokarsts à laminites et des couloirs de brèches au sein des calcaires urgoniens et Turonien (Fig. 53).

Les indices de karstification hypogènes retrouvés au nord dans le massif des Morières et au sud sur les massifs du Croupatier et du Gros Cerveau pourraient correspondre à la remontée de fluides en bordure du bassin confiné, alors que les massifs étaient encore en fonctionnement captif, enfouis au moins partiellement sous les couvertures géologiques du Crétacé supérieur. Cette configuration s'accorde avec l'organisation des couloirs d'altération profonde, notamment en bordure de bassin. Ailleurs, le schéma de couloirs est guidé par les dynamiques supergènes entretenues les profils latéritiques et localement contraints par la géométrie de la surface des bauxites.

Peu de marqueurs chronologiques permettent de proposer un calage chronologique pour ces phases de karstification et des structurations karstiques hypogènes ou par altérations profondes, d'autant qu'elles ont pu perdurer après les phases tectoniques pyrénéo-provençales partout où les conditions de recouvrement par le Crétacé supérieur se sont maintenues, notamment durant tout l'Oligocène, voire plus récemment pour certaines parties du réservoir.

## **6.2. Structuration syn-rift oligocène**

Postérieurement à la mise en place des structures pyrénéennes, une surface à buttes karstiques, la paléo-surface *S1*, recoupe les structures héritées et rabote le massif dont les reliques correspondent aujourd'hui aux plus hautes surfaces sur le massif d'Agnis et des Morières (Fig. 28).

Cette phase est sans doute principalement l'expression morphologique de la période d'accommodation morphosédimentaire entamée avec le rifting ouest européen (Séranne, 1999).

En raison de la proximité du niveau de base, la morphogénèse est dominée par la crypto-altération et le développement d'aplanissements par recul basal de bordures de corrosion au détriment de reliefs résiduels, les buttes karstiques. Sous le niveau de ces aplanissements constituant le niveau de base local, les affleurements de terrains non karstiques sont forcément préservés, comme le cœur du synclinal du Beausset ; ils peuvent même être en relief relatif. Dans ces conditions, la structuration par altération profonde ou par karstification hypogène liée à l'expulsion des fluides de bassin peut se poursuivre. Durant des périodes de stabilité prolongée, là où les carbonates sont à l'affleurement, le front de crypto-altération fournit l'énergie chimique nécessaire pour l'approfondissement de la fantômisation.

## **6.3. Structuration post-rift : Burdigalien, Langhien-Séralvien**

L'ouverture de la Méditerranée occidentale, notamment du Golfe du Lion (Séranne, 1999) entraîne la mise en place d'une pente régionale dès le début du Miocène. Sur le massif de Siou Blanc-Morières, cela se manifeste par l'emboîtement de la surface fluviokarstique *S2* en contrebas de la surface à buttes karstiques *S1*.

La surface *S2* est jalonnée de traceurs fluviaux provenant du Massif cristallin méridional et traduit un transit sédimentaire du sud-est vers le nord-ouest. L'aval de cette paléo-surface correspond aux replats à 500 m de la surface du Camp et se poursuit vers l'ouest où la proximité de la mer est attestée par un remplissage marin daté par la faune du Langhien-Serravalien dans le paléokarst du Douard (Philip *et al.*, 1975) et dans les Calanques (com. orale).

La surface *S2* correspond ainsi à un vaste fluvio-poljé en contrebas des reliefs à buttes de la surface *S1* et de reliefs résiduels en position intermédiaire correspondant à un karst polygonal constitué par des dolines jointives de taille hectométrique. Il évolue en plusieurs emboîtements qui s'échelonnent actuellement d'est en ouest entre 630 m et 500 m aux abords de la plaine du Camp entre le relief formé par la Sainte-Baume et des reliefs situés au-dessus de 600 m en lieu et place du Bassin du Beausset. La bordure orientale de ce dernier se raccorde à la surface *S2* de Siou Blanc au niveau du plancher du paléo-poljé vers la cote 650 m modelé par de petites buttes karstiques résiduelles. L'aplanissement tronque alors en discordance

le Crétacé supérieur et l'Urgonien séparés par la surface des bauxites représentée par des paléokarsts à aramonites indices de remaniement karstique au mur de ces altérites. En face, la limite orientale de ce paléo-poljé se développe par dissolution basale pour former une bordure de corrosion au pied du massif de Morières et de sa surface à buttes S1 désormais sommitale. Cette bordure de corrosion est dès lors calée sur la faille de Siou Blanc et marque le pied d'un escarpement qui recoupe des couloirs d'altération remplis de brèches karstiques et des laminites hérités d'une évolution antérieure ou contemporaine de la mise en place de la paléo-surface S1. Ces structures sont réutilisées par l'activité karstique contrôlées par le niveau de base constitué par le paléo-planier S2. Dans ce contexte paléogéographique, les variations eustatiques attestées par les transgressions par les vallées incisées de Marseille aux Pyrénées, ont pu jouer un rôle non négligeable sur l'hydrogéologie du Bassin du Beausset et du réservoir urgonien situé à l'ouest. Ces fonctionnements sont de nature à avoir entretenu ou même à avoir généré des circulations karstiques, y compris dans le réservoir multicouche du Beausset et y compris avec une action conjointe de flux hypogènes.

#### **6.4. Structuration lors de l'ouverture du bassin Tyrrhénien**

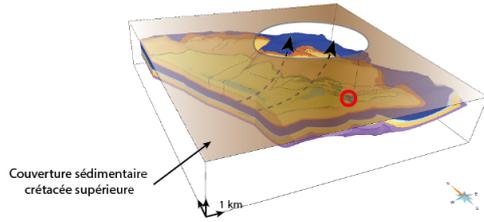
Toujours au Miocène, mais lors de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne et du blocage de la croûte océanique dans le golfe du Lion (Séranne, 1999), le pourtour méditerranéen est soumis à un up lift brutal entre le Tortonien inférieur et le Tortonien supérieur. A cette époque, le sillon rhodanien passe d'une sédimentation marine à une sédimentation continentale dans le bassin de Valréas et les vallées incisées du Burdigalien sont portées en altitude de plusieurs centaines de mètres sur le plateau de Vaucluse (Besson *et al.*, 2005). Dans la région toulonnaise le Massif cristallin méridional est en train de disparaître et le soulèvement de l'ensemble des massifs autour de l'unité du Beausset est attesté par le remplissage marin daté du Langhien-Serravalien du Douard (Philip *et al.*, 1975) porté à une altitude de 235 m.

On peut attribuer à cet épisode, la mise en place du gradient entre les les poljés de la surfaces S3. Ces paléo-poljés S3 strictement endoréiques s'emboîtent dans la surface fluviokarstique S2, notamment en périphérie du massif. On peut déjà parler de disposition dinarique de ces dépressions fermées d'altitudes décalées en escaliers et mises en communication hydraulique par des réseaux karstiques caractérisés par des transits sédimentaires allochtones d'est en ouest du massif d'après entre les altitudes actuelles de 650 m et de 550 m (Aven du Cercueil, Aven du Caveau).

Au nord du massif du massif de Siou-Blanc-Morières, la surface S3 s'étend du paléo-poljé de Chibron aux replats de Saint-Clément, cet ensemble trouve son aval sur la surface du Camp entre 450 m et 550 m, puis au niveau d'une bordure de corrosion qui infiltre les eaux au sud, vers le réservoir Jurassique supérieur au nord de Siou Blanc.

A l'ouest, l'emboîtement d'une centaine de mètres dans les calcaires du Turonien du paléo-poljé S3 en position de contact à la limite orientale du Bassin du Beausset, autorise la décharge de l'aquifère captif sous les marnes du Santonien. Cette zone de restitution des eaux est matérialisée par l'entrée et la galerie supérieure de l'Abîme de Maramoye dans le planier du paléo-poljé de Planier.

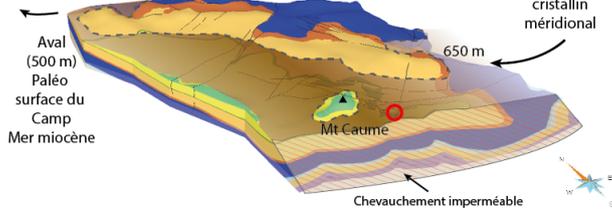
**A) Post pyrénéo-provençal - Rifting oligocène : Surface à buttes S1**



Structuration profonde du réservoir par une karstification hypogène et fantômisation des discontinuités héritées  
Alimentation par des fluides de bassins et/ou par la présence d'un amont au sud (massif méridional) et forte altération des couvertures  
Surface à buttes S1

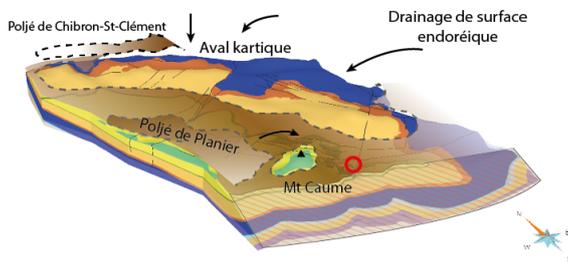
○ Localisation actuelle des sources de Dardennes

**B) Miocène (Burdigalien, Langhien-Serravalien) : longue évolution continentale fluviokarstique S2**



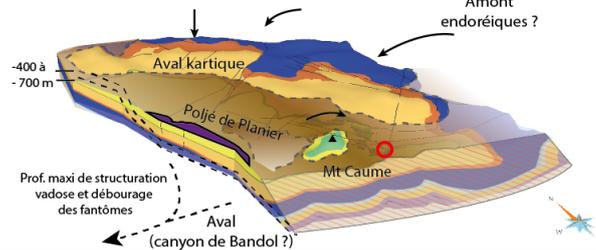
Emboîtement surface S1 dans surface S2  
Evolution fluviokarstiques S2 et endoréique de S3 avec apports terrigènes en provenance du sud et du sud-est

**C) Miocène supérieur (Tortonien) : Emboîtement des paléo-poljés S3**



Structuration de la surface S3 du Camp en poljé de contact et des poljés de Signes et de Planier en périphérie du massif

**D) Messinien : niveau de base entre -700 et -400 m**

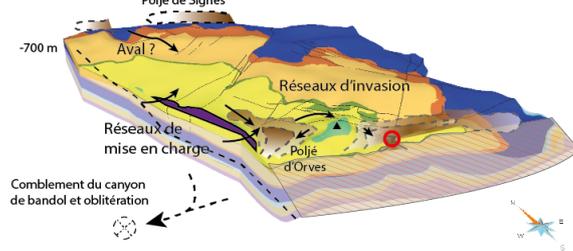


Drainage de surface intégrement drainé par le karst ; pas d'incision messinienne et préstructuration des réseaux d'invasion

Structuration profonde du réservoir karstique durant la crise messinienne jusqu'à -400 à -700 m NGF

Drainage endokarstique potentiel en direction du canyon de Bandol ou de Cassidaigne

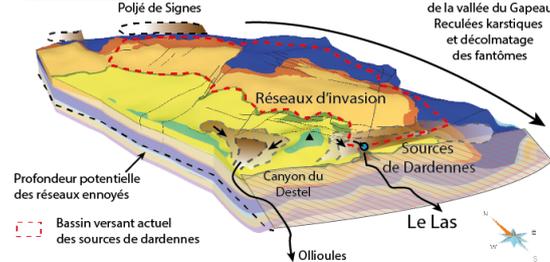
**E) Pliocène**



Remontée du niveau de base et ennoyage des réseaux profonds

Emboîtements des poljés S4 et modification des zones d'émergences  
Création d'une fenêtre hydrogéologique dans le plancher du poljé de Tourris favorisant la décharge de l'aquifère par des structures remontantes : pré-structuration de drain de type Ragas au croisement de la surface des bauxites de la faille du Cierge et du chevauchement

**F) Quaternaire**



Démantèlement des poljés périphériques et creusement des vallées périphériques et des reculées du Gapeau et du Las incision des canyons de la Reppe et du Destel

Déchaussement de la fenêtre hydrogéologique par recul de la vallée du Las

Fig. 54 : Schéma conceptuel de la structuration et de l'évolution des réseaux de drainage endokarstiques depuis la mise en place de la surface S1. Ce modèle conceptuel de la karstification est issu de l'analyse des éléments indicateurs de la structuration karstique. Modifié d'après Jouvès (2018).

Sur le plateau, des poljés perchés en altitude continuent à fonctionner soutenus par le petit imperméable du Néocomien, tandis que les fronts de crypto-corrosion s'enfoncent en télescopant les structures de couloirs d'altération profondes et que certaines dépressions de du karst polygonal hérité de la surface S2 évoluent en mégadolines aux croisements d'accidents tectoniques majeurs comme la faille du Cierge et de la faille de Siou Blanc.

Les zones de recharge subissent de fortes modifications par concentration des eaux de surface dans des paléo-poljés et par exhumation de vastes surfaces du réservoir par retrait des couvertures.

### **6.5. Structuration pendant le temps court de l'oscillation messino-pliocène**

Durant la Crise de Salinité Messinienne le niveau de la Méditerranée chute de plus 1500 m de 5,6 à 5,32 Ma, après un premier abaissement de 5,95 à 5,6 Ma (Gorini *et al.*, 2005). La pente hydrographique établie en direction de la mer établie plusieurs centaines mètres en contrebas, est scellée par les coulées d'Evenos du Roc de l'Aygue à 600 m jusqu'à Pointe Nègre sur le littoral actuel.

Les datations de ces coulées basaltiques qui dominent en position d'inversion de relief les canyons de la Reppe et du Destel, indiquent que leur incision est plus récente que 5.4 Ma. La topographie contemporaine de la Surface d'Erosion Messinienne est ainsi scellée par les coulées basaltiques et son expression morphologique, restée strictement continentale depuis, est celle de vallons peu marqués par rapport aux massifs calcaires du Turonien et de l'Urgonien environnants. Par ailleurs, l'absence d'incision fluviale dans le socle cristallin en aval du Las et du Gapeau (Fig. 55) indique que ces vallées n'existaient pas encore, le massif n'était donc pas drainé par le réseau hydrographique.

Près de 700 m plus bas, la Surface d'Erosion Messinienne recoupe le réservoir jurassique dans le canyon sous-marin de Bandol (Tassy *et al.*, 2014). Un chemin de drainage endokarstique a donc pu se structurer en exploitant les discontinuités du réservoir, notamment par décolmatage des structures d'altération profonde, couloirs fantômés et couloirs de brèches à partir de cette nouvelle zone de restitution des eaux. Le drainage du massif, et notamment les infiltrations concentrées dans les poljés hérités de la surface S3 (Fig. 28), est ainsi assuré en profondeur par l'endokarst en direction de cette fenêtre hydrogéologique (Fig. 54 et Fig. 55).

La recharge s'effectuait sur le plateau de Siou-Blanc-Morières et certainement de façon très concentrée dans les dépressions périphériques héritées de la surface S3, alimentées en surface par les reliefs de l'unité du Beausset, du massif de Saint-Clément du plateau d'Agnis et de la Sainte-Baume. La participation de l'aquifère multicouche du Beausset qui avait pu se produire par décharge de sa partie captive dans le paléo-poljé de Planier au moment de sa formation (surface S3 pré-évaporitique) et déversement dans le réservoir urgonien de Dardennes (Fig. 54). Néanmoins, les conditions imposées par la chute du niveau de base durant la Crise de Salinité Messinienne ont pu modifier significativement le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère turonien en le drainant lui aussi directement des canyons de Bandol et ou de Cassidaigne, hypothèse que nous n'avons pas étudiée. Dans tous les cas de figure, l'ensemble du drainage organisé jusque-là pour se concentrer en direction du point bas constitué par le poljé de Tourris, situation établie depuis la formation du paléo-poljé de Planier, pouvait trouver un chemin de drainage en profondeur, par le biais du maillage de fracturation altérées.

La réponse karstique à l'abaissement majeur du niveau de base lors de la Crise de Salinité Messinienne relève donc ici de la structuration des drainages profonds dans le réservoir carbonaté comme cela est attesté dans la plupart des karsts du pourtour méditerranéen (Camus, 2003 ; Audra *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2006b), notamment par la présence d'émergences vauclusiennes telles que celles du Ragas, de Saint-Antoine, et plus à l'ouest, de Port-Miou (Blavoux *et al.*, 2004 ; Cavalera, 2007 ; Tassy, 2012).

## 6.6. Structuration pendant le temps long du « High Stand Level » du Pliocène

Le haut niveau marin ou « High Stand Level » du Pliocène constitue une période de stabilité eustatique de plus de 1,5 Ma (Lofi, 2002), la plus longue depuis la fin du Crétacé (Vail, 1987). Elle s'accompagne d'une forte sédimentation détritique à l'origine de l'oblitération de la zone de restitution des eaux dans le canyon submergé de Bandol (Tassy *et al.*, 2014) (Fig. 50).

De nouvelles zones de restitution adaptent la décharge du réservoir aux points bas de la topographie et le maintien des discontinuités ouvertes et interconnectées est assuré sous le niveau de ces nouvelles zones d'émergences (Fig. 54). La position haute et durable du niveau de base provoque aussi l'engorgement des poljés qui assurent la concentration des eaux dans le bassin d'alimentation, car l'endokarst ne peut plus évacuer les infiltrations concentrées dans un réseau organisé pour rejoindre une émergence rendue inopérante.

Cette incapacité à l'infiltration entraîne aussi l'adaptation du drainage des terrains imperméables qui ne trouve plus d'exutoire karstiques. Ainsi la remontée du niveau de base est à l'origine d'une vague d'érosion aréolaire dans les terrains non karstiques et de la formation de nouveaux bassins versants. C'est ce qui explique l'expansion du réseau hydrographique du bassin versant marneux du Beausset en amont de l'incision des canyons d'Ollioule, ainsi que la dynamique d'érosion régressive des vallées périphériques et des reculées du Gapeau et du Las (Fig. 54 et Fig. 55).

L'érosion différentielle et le recul des vallées entamées dès le Pliocène, puis s'amplifiant durant tout le Plio-Quaternaires engendre la création de nouvelles zones de restitution des eaux. Souvent, celle des hauts niveaux de base sont disposées juste au-dessus des autres, dispositif que l'on retrouve à Dardennes. La mise en fonction de ces zones d'émergence provoque une dynamique de décolmatage régressif des systèmes de couloirs d'altération à l'intérieur du réservoir à partir du moment où des courants tractifs sont à l'oeuvre. Lorsque ces couloirs d'altération ont déjà été sollicités par des circulations karstiques, comme cela a été potentiellement le cas lors de l'oscillation de niveau de base messino-pliocène, ces phénomènes d'adaptation des zones de restitution consistent à creuser un conduit de raccordement entre les structures de drainage préalablement en place et les nouveaux points bas de la topographie recoupant le réservoir pour assurer la décharge de l'aquifère profond, dispositif que l'on retrouve aussi à Dardennes. Le recul de la vallée du Las entraîne la pérennisation du point de restitution des eaux là où le chevauchement nord-toulonnais et la surface des bauxites se croisent au fond du poljé de Tourris, le conduit vertical permettant le fonctionnement vauclusien du Ragas correspondant à un couloir de brèche réutilisé. Le Ragas de Dardennes fixé sur cette position est exploré jusqu'à une profondeur de -150 m, soit 0 m NGF et son comportement hydrodynamique implique la structuration d'un réseau de drains fortement transmissifs et fortement connectés avec le bassin d'alimentation à l'échelle de tout le massif, mais aussi en profondeur. La connexion avec la partie profonde du réservoir s'est ainsi établie en réponse à l'impossibilité du système de s'évacuer après la remontée du niveau marin du Pliocène.

Ailleurs, comme dans la vallée du Gapeau, la phase de creusement par érosion régressive post-messinienne est responsable du déchaussement des structures géologiques du Lias et Jurassique moyen et supérieur par érosion différentielle. Les points topographiques les plus bas de ces structures portées à l'affleurement deviennent de nouveaux points de restitution des eaux karstiques. Mais la configuration structurale, notamment la séparation des corniches calcaro-dolomitiques du Lias et de la corniche du Jurassique supérieur par une grande épaisseur de marne et de marno-calcaires du Dogger a favorisé l'ampleur des dynamiques de versant et gommé les formes héritées du Pliocène.

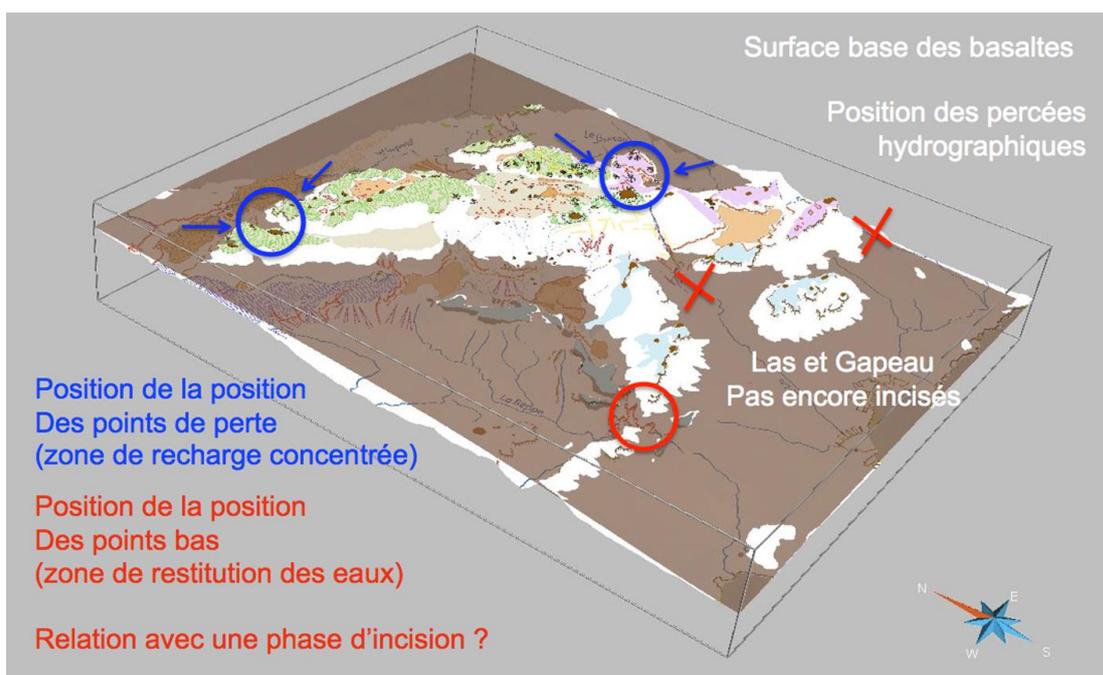


Fig. 55 : Identification des points d'entrée d'infiltration concentrée (pertes) et des possibilités de percée hydrographique à l'époque à la mise en place des coulées volcaniques du roc de l'Aigues, c'est-à-dire avant l'incision des gorges d'Ollioules et le creusement des vallées du Gapeau et du Las.

## 6.7. Structurations et dynamiques majeures du Quaternaire

Avec la réorganisation imposée par la remontée brutale du niveau marin au Pliocène et une longue période de stabilité relative, l'incision des Gorges d'Ollioules et la dynamique régressive des vallées périphériques et des reculées se poursuivent durant les crises érosives du Plio-Quaternaire qui provoquent la capture d'une partie de l'ancien bassin d'alimentation qui participait antérieurement à l'alimentation du réservoir de Dardennes.

Les poljés périphériques de la surface *S4* étagés selon un dispositif dinarique (Planier, Orves, Tourris, Chibron, Signes) sont démantelés et désormais associés à ce changement de pentes d'écoulement qui dirige leurs eaux vers la périphérie du réservoir en direction des débouchés hydrographiques de la Reppe et du Gapeau.

Les dynamiques d'érosion des versants parachèvent le déchaussement des assises calcaires et dolomitique en amplifiant le recul de vallée et des reculées et en provoquant de nouvelles conditions d'émergences. Des sources de déversement se mettent en place au toit des niveaux marneux et drainent une petite portion de la bordure du massif qui domine la vallée du Gapeau. Dans la partie basse de la vallée, des cirques creusés dans les assises carbonatées du Lias signalés par des massifs de travertins, constituent la zone de restitution des aquifères captifs sous l'imperméable du Dogger. Les termes du Bathonien constituant le mur de l'aquifère des sources de

En ce qui concerne la corniche de dolomies du Jurassique supérieur, les bassins d'alimentation de ces sources perchées évoluent par expansion au sein du réservoir en propageant une vague d'érosion régressive qui évacue les sables dolomitiques contenus dans les couloirs d'altération. La propagation de cette dynamique exploite des couloirs fantômés bien visibles dans le versant. Ces petits systèmes capturent une partie modeste du bassin d'alimentation principal de Dardennes. Du fait de leur situation au toit des marnes du Bathonien, avec des émergences en tête de cirque, parfois matérialisés par des travertins à leur sortie comme en aval de la Baume Obscure, ces systèmes restent perchés et n'ont pas la possibilité d'étendre leur bassin d'alimentation en profondeur qui reste bien souvent très local et

circonscrit aux parties hautes du massif. Au contraire, plus en amont et en rive gauche du Gapeau, la reculée de Planeselves, siège d'un important dépôt de travertin, donne sur le réseau étagé de s Rampins-Planeselves qui se développe sous le massif de Saint-Clément.

Au-delà, le recul de la vallée du Gapeau finit à terme par éventrer les assises triasiques en amont de Belgentier, pour capturer le système de concentration des eaux du poljé de Signes. Cette capture d'une forme karstique de surface par le réseau hydrographique s'opère par un petit canyon de raccordement qui incise le plancher du poljé. La zone de restitution au fond de cet exo-poljé à débouché fluvial ne donne pas accès à l'endokarst. Le fonctionnement hydrodynamique ultra-tamponné de la source du Gapeau suggère le débordement de la nappe en arrière de la boutonnière triasique et le déversement l'aquifère. Ceci suggère que le réservoir est ici confiné en arrière de la structure triasique, qu'il n'est pas karstifié de façon optimale vers cet exutoire ou qu'il n'a pas bénéficié de mécanisme de décolmatage des zones altérées qui caractérisent pourtant tout le pourtour du poljé de Signes.

## **7. Récapitulation et conclusion**

Dans le cadre du projet Dardennes, visant à améliorer les connaissances et à estimer les réserves en eau disponibles dans l'aquifère karstique alimentant les sources de Dardennes au nord de l'agglomération de Toulon, une phase essentielle consistait identifier et à déterminer la nature, la structure et l'évolution des principaux éléments géologiques et géomorphologiques du massif karstique de Siou Blanc – Morières. La démarche adoptée a été celle du diagnostic karstologique destinée à identifier et à déterminer les grandes phases de karstification du massif et leur conséquences en termes de fonctionnements actuels ou passés, de structuration et d'évolution du système karstique. L'objectif final est de caractériser l'incidence de ces phases de karstification sur l'état actuel du réservoir de Siou Blanc – Morières, notamment pour l'interprétation des données hydrodynamiques et hydrogéologiques.

### **7.1. Récapitulation des principaux résultats**

Le diagnostic karstologique consiste à réaliser la typologie et la détermination morphosédimentaire des formes et formations karstiques de surfaces et souterraines, puis à mettre en évidence les dynamiques à l'origine de la karstogenèse et de la structuration karstiques des réservoirs carbonatés. Dans cette démarche, l'intégration des données géologiques, hydrologiques et géomorphologiques permet d'analyser le rôle des processus de karstification et de proposer un schéma d'évolution du paysage à différents pas de temps (paléo-altitudes du niveau de base, paléo-zones d'alimentation et de restitution, paléo-surrection, phases d'incision de vallées).

#### **7.1.1. Identification et détermination des formes et des formations karstiques**

La typologie des formes et des processus à l'origine du modelé karstique observé sur le massif de Dardennes a été réalisée afin de déterminer les différents types de morphogenèse en présence.

Les principaux types de formes et de formations superficielles, ainsi que les différents types de réseaux montrent des répartitions particulières à l'échelle du réservoir.

##### **7.1.1.1. Les formes et formation affectant le réservoir en profondeur :**

Le réservoir de Siou Blanc est caractérisé par des formations d'altération héritées visibles en surface et portées en profondeur par la tectonique :

- La « surface des bauxites », couverture altéritique d'origine allochtone, joue un rôle de niveau repère au sein du réservoir en opposant un écran aux circulations et une incidence dans la

morphogénèse de surface en fixant la position des zones d'infiltration concentrées ou de restitution des eaux.

- Les altérations profondes par fantômisations ou par formation de brèches d'altération modifient fortement les propriétés du réservoir en affectant le substratum lui-même. Elles sont réparties en réseaux maillés représentant des zones capacitatives développées en couloirs et en masses d'altération, c'est-à-dire en formant des volumes et deviennent des axes de drainage majeurs en cas de modification des conditions hydrauliques des circulations au sein du réservoir, notamment par décolmatage et formation de vides souterrains interconnectés.

#### 7.1.1.2. Les formes et formations liées à l'évolution des couvertures karstiques

Les autres couvertures identifiées peuvent être distinguées en fonction de leur origine allochtone ou autochtone. Ces cas des argiles et des formations fluviatiles qui scellent les paléo-surfaces portées en altitude ou des formations issues de l'altération in situ de la roche en place comme les sables dolomitiques et les sables issus de l'altération du Crétacé supérieur. Dans tous les cas de figure, ces couvertures ont participé aux processus de crypto-corrosion qui marquent le paysage de façon majeure par des formes d'aplanissement étagées et la formation des mégalapiés et des champs de crypto-dolines.

La typologie des formes et des formations met en évidence le rôle majeur de la morphogénèse sous couverture et de leurs phases de retrait. Cela se traduit par l'importance des étendues de mégalapiés dans les dolomies, peu gélives et favorables à la préservation de ces formes après leur exhumation, mais aussi dans les calcaires urgoniens et turoniens.

#### 7.1.1.3. Les formes et formations liées aux systèmes d'écoulement karstiques

Ces formes aujourd'hui en position sommitale, relèvent d'une morphogénèse proche du niveau de base portées en altitude. Cette inversion de relief a pour conséquence la mise en place d'autres formes karstiques et d'autres formations qui enregistrent ce décalage d'altitude, soit par l'étagement de ces surfaces, soit par l'incision des vallées, soit par l'organisation des réseaux karstiques.

On observe ainsi :

- les polyjés du dispositif dinarique emboîtés dans les surfaces plus anciennes et connectés par des réseaux karstiques entre les parties hautes du massif et les points plus proches du niveau de base.
- Ces formes endoréiques diffèrent strictement des incisions en canyons karstiques ou en reculées, autres formes karstiques majeures contrôlées par le niveau de base.

Enfin, les circulations souterraines sont assurées par des réseaux karstiques de nature spéléogénétiques divers :

- les réseaux de mise en charge de la bordure du Bassin du Beausset récemment libéré de sa couverture marneuse par l'incision des canyons justement,
- les réseaux d'invasion qui enregistrent l'enfoncement brutal de l'infiltration sur plus de 300 m d'épaisseur à la surface du plateau urgonien de Siou Blanc,
- ou encore les réseaux de décolmatage générés par l'évacuation des sables dolomitiques des couloirs d'altérations recoupés par les versants dans les secteurs de déchaussement des structures géologiques par le recul des vallées où les zones d'émergences sont signalées par des édifices de travertins.

#### 7.1.2. Interprétation morphodynamique

Les dynamiques de morphogénèse de ces formes et formations sont des indicateurs de mécanismes morphodynamiques que l'on peut ensuite analyser en vue de reconstituer l'extension des systèmes de structuration karstique qui se sont succédés dans le temps.

#### 7.1.2.1. Relation étagement et variations du niveau de base

La relation entre le décalage des surfaces d'aplanissement et des mégalapiés est ainsi interprétée comme un indicateur de variation du niveau de base et les traceurs fluviaux comme des indicateurs de sens d'écoulement. D'autres marqueurs géologiques, comme les coulées volcaniques ou les indicateurs de littoraux ou de sédimentation marine sont pris en compte notamment pour les jalons chronologiques qu'ils constituent, comme par exemple :

- le paléokarst du Douard à remplissages marin du Langhien-Serravalien donne ainsi une indication sur la position du niveau de base au moment où les transits alluvionnaire d'est en ouest en provenance du Massif cristallin méridional se déposaient sur la paléosurface S2 ;
- les coulées d'Evenos, datées de 5,4 Ma, qui scellent une paléo-vallée indiquant une pente hydrographique au contraire dirigée du nord au sud entre l'altitude actuelle de 600 m et la mer.

#### 7.1.2.2. L'oscillation messino-pliocène

Ces marqueurs de position ou de variation du niveau de base permettent ensuite d'interpréter la géométrie et les caractères des formes et des formations identifiées. Par exemple, cette démarche permet d'expliquer comment les réseaux karstiques ont pu réorganiser le drainage souterrain lors de la chute de la Méditerranée lors de la Crise de Salinité Messinienne par l'ouverture d'une fenêtre hydrogéologique recoupant le réservoir du Jurassique 700 m plus bas que le niveau marin actuel. Puis comment les réseaux karstiques ont pu se connecter aux zones de recharge caractérisée par l'endoréisme des paléo-poljés de la surface S3 selon des dynamiques de décolmatage des zones altérées reconnues sur le terrain, notamment aux abords de la surface des bauxites sous forme de couloirs de fantômisation et de brèches karstiques intensément altérés. Le recoupement de telles structures accompagné d'un gradient hydraulique entraîne une vague d'érosion fulgurante au sein du maillage qui régit leur répartition en utilisant ces discontinuités comme chemin de drainage. La remontée du niveau marin au Pliocène, encore plus rapide que sa chute, entraîne l'engorgement de ces structures ouvertes et le blocage des circulations rapides. Cette partie du réservoir devient un système fermé. De ce fait, la zone de recharge ayant conservé globalement sa capacité de concentrer l'eau avant son infiltration dans le karst, le système s'adapte vers de nouvelles zones d'émergence en réutilisant souvent des structures de drainage ou des discontinuités lithostructurales situées dans les parties basses de la topographie contemporaine. Dans le cas de Siou Blanc, cette adaptation se réalise dans le secteur ouest du poljé de Tourris au croisement de la surface des bauxites de faille du Cierge et du chevauchement nord-toulonnais. A ce stade les poljés périphériques de Signes et surtout de Planier-Orves se déversent dans le réservoir urgonien car la vallée périphérique du Gapeau et les canyons d'Olioules ne sont pas encore creusés ou au tout début de leur incision.

Il en résulte que la position de la zone d'émergence de Dardennes correspond au point de jonction entre :

- le réservoir noyé profond structuré au Messinien en exploitant les maillages de discontinuités altérées interconnectées et ouvertes,
- des systèmes de réseaux alimentés par infiltration verticale des réseaux d'invasion drainant des pertes sur le massif lui-même,
- et par le déversement dans le réservoir des eaux récoltées par les poljés périphériques dans leur bassin versant, mais aussi potentiellement par décharge des aquifères dont la décharge est évacuée dans ces poljés par des réseaux de mise en charge (Maramoye, Ajoncs).

### 7.1.2.3. L'incision des vallées et le déchaussement des structures calcaires et dolomitiques

La suite de l'évolution relève de la dissection des reliefs par l'érosion durant le Plio-Quaternaire :

- avec l'incision des canyons de la Reppe et du Destel à l'origine de l'excavation du cœur marneux du synclinal du Beausset et de la capture des drainages de surface de la bordure ouest du massif de Siou Blanc comme l'indiquent de nombreux petits canyons,
- et le recul de vallée périphérique du Gapeau, qui capture la bordure est du massif par un système de reculées karstiques et dont la tête de réseau hydrographique collecte le drainage de surface et souterrain du poljé de Signes.

Les périphéries du massif sont dès lors régies par le fonctionnement hydrodynamique de systèmes indépendants de l'aquifère de Dardennes.

Le point le plus bas de l'affleurement de Siou Blanc est quant à lui pérennisé sur le site par le recul de la vallée du Las en position de karst barré.

### 7.1.3. Reconstitution de l'évolution karstique du réservoir de Dardennes

L'évolution géodynamique et morphologique du massif de Siou-Blanc-Morières met en évidence quatre phases distinctes de durée et d'importances très différentes en ce qui concerne la structuration et l'évolution des réservoirs karstiques du massif de Siou Blanc – Morières. Ces grandes phases de structuration karstiques se succèdent dans le temps :

- La première concerne toute les phases de karstification antérieures à la mise en place des structures pyrénéo-provençales en relation avec les épisodes d'altération de la charnière Crétacé inférieur – Crétacé supérieur, ainsi que ceux du Crétacé terminal et d'une grande partie du Paléocène ; ces phases anciennes sont à l'origine de discontinuités majeures au sein du réservoir telles que la surface des bauxites ou du maillages des couloirs d'altération.
- la deuxième enregistre la proximité de niveaux de base peu déprimés engendrant des processus de crypto-altération qui affectent directement le substratum carbonaté à l'affleurement sous forme d'aplanissement qui recourent les structures pyrénéo-provençales. L'abaissement peu important du niveau de base lors de et l'emboîtement de ces aplanissements karstiques permet le maintien des processus crypto-karstiques là où les couvertures d'altération sont préservées ; là où les couvertures sédimentaires n'ont pas été décapées, les conditions de la mise en place de réseaux de mise en charge peuvent se réaliser ;
- la troisième correspond à la réponse karstique à l'oscillation messino-pliocène avec une réorganisation des circulations vers une zone d'émergence en position très basse dans le canyon messinien de Bandol, éventuellement dans celui de Cassidaigne. Ce chemin de drainage est structuré par érosion régressive des zones d'altération fantômisées interconnectées dans les dolomies du réservoir du Jurassique supérieur et dans les couloirs de brèches karstiques. La remontée du niveau de base provoque l'engorgement de ces discontinuités en grand maintenues ouvertes sous le niveau des nouvelles zones d'émergence. L'incapacité du karst à drainer les infiltrations dans le réseau profond et l'engorgement des poljés sont à l'origine d'une importante réorganisation des systèmes karstiques ; les structures de drainage souterrain héritées des phases antérieures peuvent être réutilisée, mais subissent une adaptation aux conditions nouvelles de circulations :
  - o raccordement des structures profondes par des sources vauclusiennes du Ragas et de Saint-Antoine ;
  - o déversement des aquifères captifs et des réseaux de mise en charge (Foux de Sainte-Anne).

- la quatrième phase dynamique enregistre la prépondérance de l'érosion linéaire (creusement des canyons, érosion régressive des vallées et des reculées), le démantèlement des réseaux de mise en charge et la structuration des réseaux gravifiques dans la zone des puits d'invasion et par décolmatage des secteurs déchaussés par l'érosion différentielle. Les morphologies du plateau sont progressivement figées par l'immunité karstique, tandis que les canyons et vallées périphériques dissèquent l'entablement du massif.

## 7.2. Conclusion

Le diagnostic karstologique du massif de Siou Blanc-Morières correspond à l'identification des phénomènes karstiques en présence et à l'analyse des modalités de leur mise en place et de leur évolution dans le temps qui ont été synthétisées dans un modèle conceptuel de la structuration à l'échelle du réservoir de Dardennes.

Un schéma explicatif basé sur des modèles conceptuels innovants tels que la prise en compte des altérations à l'échelle des réservoirs carbonatés, de l'analyse des séquences de formations des couvertures qui participent à ces altérations et à la karstification du réservoir en surface et en profondeur, ou encore la réponse karstique à l'oscillation du niveau marin au cours du cycle messino-plioène, a été mis en place pour analyser l'impact des grandes phases de karstification sur la structuration des unités de drainage et les incidences de ces évolutions sur l'état actuel du système hydrogéologique de Dardennes.

Le fonctionnement hydrogéologique des aquifères karstiques est abordé ici par le biais de l'histoire de la structuration des réseaux karstiques et des paysages de surface qui constituent les zones de recharge, les structures de transit de l'eau et les zones de restitution de ces eaux. Cette structuration est principalement contrôlée par l'évolution géodynamique et géomorphologique du massif. Pour l'étude du massif de Siou Blanc l'accent a été mis sur les facteurs géodynamiques et sur l'analyse morphosédimentaire et morphodynamique du karst, contrôlant la position des niveaux de base successifs et la formation ou le décapage des altérites et des couvertures karstiques en surface, mais aussi au sein du réservoir.

Dans ce cadre, la détermination morphosédimentaire des formes et formations exo- et endokarstiques permet d'analyser la réponse karstique au signal géodynamique (up-lift, eustatisme). En effet, le karst est un enregistreur privilégié des informations morphogéniques et paléogéographiques tant à l'échelle fine (microformes) qu'à l'échelle régionale des massifs et des réservoirs (surfaces d'aplanissements, organisation des réseaux karstiques) en piégeant les sédiments et en conservant ses formes même après l'abandon de leur fonctionnement.

Les résultats de cette démarche intégrée donnent à terme un schéma explicatif de la nature morphokarstique et la structuration des systèmes de drainages souterrains. Les principales phases de karstification ainsi caractérisées et leur incidence sur l'évolution du réservoir de Dardennes ont été identifiées et caractérisées ce qui permet de dessiner un état actuel de la structuration du drainage karstique et de caractériser le fonctionnement actuel.

C'est le cas en ce qui concerne les modalités d'infiltration dans la zone de recharge des aquifères, dans la définition des styles de réseaux karstiques qui affectent telle ou telle partie du réservoir, ainsi que sur les causes morphogénétiques de la connectivité des discontinuités karstiques permettant l'organisation du drainage jusqu'aux émergences.

Les résultats obtenus selon ce schéma explicatif permettent enfin de déterminer les facteurs morphodynamiques expliquant la position des sources et des zones d'émergence et les arguments karstologiques permettant d'interpréter leur signal hydrodynamique, notamment pour expliquer l'origine de la perméabilité en grand du système de Dardennes particulièrement réactif, mais présentant néanmoins une bonne part d'effet capacitif.

## Bibliographie

- Ambert, P., 1990. Évolution géomorphologique des Grands Causses méridionaux depuis le Néogène. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 77, 1-24.
- Arfib, B., Lamarque, T., 2011. Traçages artificiels KarstEAU 2011 - Rapport de synthèse des injections d'Acide Amino G, Sulforhodamine B et Fluorescéine à Cuges les Pins, Ceyreste et Signes., Université de Provence.
- Arfib, B., Lamarque, T., Maurel, P., Fournillon, A., 2011. Traçages artificiels à travers l'aquifère régional mixte carbonaté-silicoclastique de l'unité du Beausset (SE France). 9th Conference on Limestone Hydrogeology., Besançon, France, pp. 21-24.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-Herciniens du Sud-Ouest de l'Europe. *Geométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud, F., Megard, F., Seguret, M., 1977. Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration et de Production Elf-Aquitaine*, 1(1), 147-188.
- 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. *Geodynamica Acta*, 17(6), 389-400, doi:10.3166/ga.17.389-400.
- Audra, P., Palmer, A.N., 2013. The vertical dimension of karst: controls of vertical cave pattern. In: J.E.i.c. Shroder, A.E. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, pp. 186-206.
- Audra, P., Palmer, A.N., 2015. Research frontiers in speleogenesis. Dominant processes, hydrogeological conditions and resulting cave patterns. *Acta Carsologica*, 44(3), doi:10.3986/ac.v44i3.1960.
- Baudement, C., 2018. Évaluation des capacités d'écoulement et de stockage d'un aquifère karstique dynamique par caractérisation géologique et modélisation pluie-débit. Sources de Dardennes, Toulon, France. PhD, Aix-Marseille université.
- Baudement, C., Arfib, B., Mazzilli, N., Jouves, J., Lamarque, T., Guglielmi, Y., 2018. Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing baseflow and quickflow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 188(6), 40, doi:10.1051/bsgf/2017203.
- Bercovici, C., 1983. Contribution à la géologie de la région nord-toulonnaise. Structure de la zone Broussan-Dardennes. Cartographie détaillée et interprétation. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence., 80.
- Bertrand, M., 1887. Ilôt triasique du Beausset (Var), analogies avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15, 667-702.
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.-L., Aguilar, J.-P., Aubry, M.-P., Beaudoin, B., Berggren, W.A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcoté, Y., Fiet, N., Iaccarino, S., Jiménez-Moreno, G., Laporte-Galaa, C., Michaux, J., von Salis, K., Suc, J.-P., Reynaud, J.-Y., Wernli, R., 2005. Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *Cr Geosci*, 337(12), 1045-1054, doi:10.1016/j.crte.2005.05.009.
- Bestani, L., 2014. Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal : Modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée. PhD, Aix-Marseille Université, 246 pp.
- Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Floquet, M., Philip, J., Bellier, O., Hollender, F., 2015. Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 186(4-5), 223-241, doi:10.2113/gssgfbull.186.4-5.223.
- Bigot, J.Y., 2003. Observations morphologiques dans l'abîme de Maramoye (Le Beausset, Var). *Karstologia*, 41(1), 27-38.
- Blanc, J.J., 1992. Importance géodynamique des surfaces d'aplanissement en Provence. *Karst et évolution climatique*, 291-307.
- Blanc, J.J., 1997. Géodynamique et histoire du karst-Application au sud-est de la France [Paleokarsts, evolution and geodynamics. Application to the South-eastern France.]. *Quaternaire*, 8(2), 91-105.

- Blanc, J.J., 2001. Histoire géologique et enregistrement karstique: exemple du massif de Siou Blanc et de ses abors (Var). *Karstologia*, 37, 11-22.
- Blanc, J.J., 2010. Explorations sous-marines : les karsts et les surfaces d'érosion au large de la Provence occidentale. *Karstologia*, 55, 27-38.
- Blavoux, B., Gilli, É., Rousset, C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille–Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Cr Geosci*, 336(6), 523-533, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2003.10.027>.
- Bruxelles, L., Bruxelles, S., 2002. La chasse aux fantômes dans les Grands Causses : utilisation d'un nouveau concept de spéléogénèse dans la recherche de cavités. *Spelunca*, 88, 14-22.
- Bruxelles, L., Quinif, Y., Wienin, M., 2009. How can ghost rocks help in karst development?, *International Congress of Speleology*, Kerrville, pp. 814-818.
- Camus, H., 2003. Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud Cévenole. Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats., M. de Montaigne. Bordeaux III.
- Cavalera, T., 2007. Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône). Approche multicritère. PhD, Université de Provence - Aix Marseille I, 403 pp.
- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodynamica Acta*, 13, 67-85.
- Chorowitz, J., Mekarina, A., 1992. Mise en évidence d'une extension apto-albienne orientée NW-SE en Provence (SE de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 315(2), 861-886.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13(2), 1251-1256.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France)—paleogeographic implications. *Marine Geology*, 27(3), 231-246.
- Clauzon, G., 1989. Un exemple de régularisation accélérée d'une côte à rias : le littoral méditerranéennes français au Pliocène inférieur. *Bull. Centre Géomorphologie Caen*, 36(239-242).
- Clauzon, G., 1990. Genèse et évolution du Piémont néogène et subalpin du Bas Dauphiné. *Trav. XIX de URA 903, CNRS, Univ. Aix.-en-Provence*.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, 24(4), 363-366.
- Combes, P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale, caractéristiques dynamiques et cinématiques: méthodologie de zonation tectonique et relations avec la séismicité. Thèse Sciences, Université de Strasbourg., 182.
- 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 Carsologica*, 41(4), 401-411.
- Cornet, C., 1966. Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. PhD, Univ. Paris, 245 pp.
- Coulon, C., 1967. Le volcanisme basique de la Basse Provence occidentale (région toulonnaise et massif des Maures).
- Courbon, P., 1979. Synthèse des recherches spéléologiques et hydrologiques sur le plateau du Siou Blanc (Var). *Spelunca*, 1, 3-10.
- Courbon, P., Maurel, P., 2008. L'étude spéléologique du plateau de Siou Blanc (Var). *Spelunca*, 109, 21-29.
- Courrèges, M., 1997. Le Crypto-karst de la péninsule du Médoc: crypto-alteration, dissolution, karst sous-marin et évolution quaternaire. *Quaternaire*, 8(2-3), 289-304.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743-757.
- Dreybrodt, W., Siemers, J., 2000. Cave evolution on twodimensional networks of primary fractures in limestone. In: A. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. Nat. Speleol. Soc., Huntsville, Alabama, USA.
- Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J.M., Barriquand, L., Bini, A., Bruxelles, L., Dandurand, G., Havron, C., Kaufmann, O., Lans, B., Maire, R., Martin, J., Rodet, J., Rowberry, M.D., Tognini, P., Vergari, A., 2014. The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth-Science Reviews*, 131, 116-148, doi:10.1016/j.earscirev.2014.01.006.

- Dupuis, C., 1992. Mesozoic kaolinised giant regoliths and Neogene haloysitic cryptokarst : two striking paleoweathering types in Belgium. In: M. Schmitt, Q. Gall (Eds.), Mineralogical and geochemical records of paleoweathering. Mem. Sci. de la Terre. ENSMP, pp. 61-68.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3), 157-170, doi:10.1016/s0012-821x(99)00225-3.
- Floquet, M., Gari, J., Hennuy, J., Léonide, P., Philip, J., 2005. Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomaniens à coniaciens du Bassin-Sud Provençal. Livret guide d'excursion géologique. , 10ème Congrès Français de Sédimentologie, 85.
- Fournier, F., Tassy, A., Thinon, I., Münch, P., Cornée, J.-J., Borgomano, J., Leonide, P., Beslier, M.-O., Fournillon, A., Gorini, C., Guennoc, P., Oudet, J., Rabineau, M., Sage, F., Toullec, R., 2016. Pre-Pliocene tectonostratigraphic framework of the Provence continental shelf (eastern Gulf of Lion, SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 187(4-5), 187-215, doi:10.2113/gssgfbull.187.4-5.187.
- Fournillon, A., 2012. Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France). PhD, Aix-Marseille.
- Garin, T., Arfib, B., 2018. La modélisation Pluie-Débit-Niveau de l'aquifère karstique de Dardennes : synthèse des modèles proposés au cours du projet Dardennes (2014-2018), Aix-Marseille université.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3-4), 359-377, doi:10.1016/j.epsl.2007.02.003.
- Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., Dos Reis, A.T., Guennoc, P., Lestrat, 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. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7), 695-712, doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.03.012.
- Gouvernet, C., 1963. Structure de la région toulonnaise, Ministère de l'Industrie.
- Gouvernet, C., Gueirard, S., Caron, J.P., Masse, J.P., Philip, J., Blanc, J.J., Coulon, C., Damiani, L., Durozoy, G., 1969. Notice explicative de la carte géologique de Toulon (1/50000) n°1064. 2ème Edition., Editions du BRGM, pp. 23.
- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J.P., Villeneuve, M., Viseur, S., 2010. 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *Journal of Geodynamics*, 50(2), 81-93, doi:10.1016/j.jog.2010.03.003.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, 1156-1167.
- Hennuy, J., 2003. Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen : évolution séquentielle, diagénétique, paléogéographique PhD, Université de Provence.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics*, 226(1-4), 15-35.
- Husson, E., 2013. Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés: Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Phd, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 326 pp.
- Jaillet, S., 1999. Recul de couverture et karstification d'un karst couvert de bas plateaux : le Barrois. "Karst 99", Études de Géographie physique, Aix-en-Provence.
- Jouves, J., 2011. Spéléogénèse et remplissages sédimentaires en cavités karstiques: témoins de l'évolution géodynamique tertiaire de l'unité du Beausset (SE France), 54 pp.
- Jouves, J., 2018. Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques. De la karstologie aux modèles numériques 3D. PhD, Aix-Marseille Université, 256 pp.

- Jouves, J., Arfib, B., Camus, H., 2018. Synthèse des résultats du projet Dardennes, recommandations et scénarios de gestion de la ressource en eau de l'aquifère karstique de Dardennes-Siou-Blanc, Cenote & Aix-Marseille université.
- Klimchouk, A., 2000. Types of karst and evolution of hydrogeological setting. In: A. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, pp. 45-53.
- Klimchouk, A.B., 2013. Hypogene Speleogenesis, its hydrogeological significance and role in karst evolution.
- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24(1), 20 p, doi:10.1029/2004tc001673.
- Lamarque, T., Maurel, P., 2004. *Projet SPELE-EAU Compte-rendu général des opérations 1993-2000. Rapport Spélé-H2O. rapport interne.*
- Lamarque, T., Maurel, P., Courbon, P., 2008. *Le Las: Une rivière dans la ville. Synthèse sur l'environnement aquatique du Las et de la vallée de Dardennes.* Toulon, Var, France. Association Val d'As. . Val d'As, 264 p.
- Lamarque, T., 2015a. *Campagne de jaugeage sur le Las et Traçage Artificiel perte du Las à Dardennes janvier et juin-juillet-août 2015 - étude réalisée en juin-juillet-août 2015.*
- Lamarque, T., 2015b. *Campagne de traçages artificiels au mont Faron - étude réalisée en février - mai 2015.*
- Laville, P., 1981. *La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie Crétacé.* Chronique de la recherche minière. .
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.-J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America Special Papers*, 218, 111-132 % @ 0072-1077.
- 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.
- Lofi, J., 2002. *La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion.* PhD, Sciences et technologie de Lille, 287 pp.
- Loucks, R.G., 1999. Paleocave carbonate reservoirs: Origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 83(11), 1795-1834.
- Lucot, J.P., Chardin, G., 2017. *Fichier des cavités du Var (France).* [Cave database of the Var region – France]. <http://www.fichiertofo.fr/>.
- Mangin, A., 1975. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques* PhD, Laboratoire souterrain du Centre national de la recherche scientifique, *Annales de Spéléologie* 49 pp.
- Masse, J.P., Villeneuve, M., Leonforte, E., Nizou, J., 2009. Block tilting of the North Provence early Cretaceous carbonate margin: stratigraphic, sedimentologic and tectonic data. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 180(2), 105-115.
- Matheron, M.P., 1839. *Essai sur la constitution géognostique du département des Bouches-du-Rhône.* Répertoire des Travaux de la Société de Statistique de Marseille, 5-134.
- Matonti, C., 2015. *Exploration géophysique des processus de fracturation et de réactivation dans les carbonates à l'échelle métrique.* PhD, Aix-Marseille University, 170 pp.
- Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 10(1), 3-11.
- Mauffret, A., Gorini, C., 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics*, 15(2), 356-375 % @ 1944-9194.
- Mocochain, L., Bigot, J.Y., Clauzon, G., Faverjon, M., Brunet, P., 2006a. *La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma.* *Karstologia*, 48, 33-50.
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., Brunet, P., 2006b. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 188-189, 219-233, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.006.

- Mocochain, L., Audra, P., Bigot, J.Y., 2011. Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 182(2), 87-93, doi:10.2113/gssgfbull.182.2.87.
- Nicod, J., 1967. Recherches géomorphologiques en Basse-Provence calcaire. PhD, Aix-Marseille, 557 pp.
- Nicod, J., 1975. Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. *Bull. Assos. Géog. Fr.*, 428, 284-297.
- Nicod, J., 1992. Recherches sur l'évolution du karst du Massif de Montrieux (Basse Provence). *Z. Geomorphol.*, 85, 39-57.
- Nury, D., 1988. L'Oligocène de Provence méridionale : stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. Thèse d'Etat, Univ. De Provence, 411 pp.
- Ondicolberry, J., 2015. Etude sédimentologique du Muschelkalk de la région Toulonnaise, Mémoire de Master 2, Aix-Marseille Université.
- Palmer, A.N., 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 1-21, doi:10.1130/0016-7606(1991)103<0001:oamolc>2.3.co;2.
- Philip, J., Angladar, R., Rousset, C., Tronchetti, G., 1975. Sur la découverte d'un nouveau témoin de la transgression miocène en Basse Provence occidentale. Implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sc.*, 280.
- Philip, J., 1987. L'évolution paleogéographique et structurale du front de chevauchement nord toulonnais basse provence.
- Quemart, P., Serratrice, J.-F., 2000. Traversée souterraine de Toulon. Tunnel Nord. Dossier de récolement géologique et géotechnique. Rapport. Laboratoire Régional des ponts et chaussées. Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement. Aix en Provence, France.
- Quinif, Y., 1999. Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification., *Actes du colloque européen Karst 99*, pp. 159-164.
- Quinif, Y., Camelbeeck, T., Delaby, S., Tshibangu, J.P., Vanduycke, S., Van Ruymbeke, M., 2011. Considérations karstogénétiques sur le système de Ramioul.
- Renault, P., 1970. La formation des cavernes. coll. "Que sais-je ?", 1400. Armand Colin, Paris.
- Romey, C., Rochette, P., Vella, C., Arfib, B., Andrieu-Ponel, V., Braucher, R., Champollion, C., Douchet, M., Dussouillez, P., Hermitte, D., Mattioli, E., Parisot, J.-C., Schwenninger, J.-L., 2014. Geophysical and geomorphological investigations of a Quaternary karstic paleolake and its underground marine connection in Cassis (Bestouan, Cassis, SE France). *Geomorphology*, 214, 402-415, doi:10.1016/j.geomorph.2014.02.021.
- Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, 188, 35-67, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.02.005.
- Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 173, 37-52.
- Rousset, C., 1968. Contribution à l'étude des karsts du SE de la France. Altérations morphologiques et minérales. PhD, Université de Provence, 533 pp.
- Rousset, C., 1969. Le Bombement Varois : relations entre la bauxitisation du Crétacé moyen en Provence et l'évolution originelle de la région en régime karstique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 268, 2231-2234.
- Rousset, C., 1973. Rôle de la karstologie dans l'élaboration des reconstitutions paléogéographiques : les cycles karstiques en Provence. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 15(3), 273-294.
- Rudkiewicz, J.L., 1988. Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic Times in the Western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(4), 623-632.
- Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23(6), 791-813.
- Salomon, J.N., Pomel, S., Nicod, J., 1995. L'évolution des cryptokarsts: comparaison entre le Périgord-Quercy (France) et le Franken Alb (Allemagne). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39(381-409).

- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 156(1), 15-36 % @ 0305-8719.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. Journal of the Virtual Explorer, 8, 77.
- Suppe, J., 1983. Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding. American Journal of Science, 283(7), 684-721.
- Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and Kinematics of Fault-Propagation Folding. Eclogae Geologicae Helvetiae, 83(3), 409-454.
- Tassy, A., 2012. Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque : Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural, Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille.
- Tassy, A., Fournier, F., Munch, P., Borgomano, J., Thinon, I., Fabri, M.C., Rabineau, M., Arfib, B., Begot, J., Beslier, M.O., Cornee, J.J., Fournillon, A., Gorini, C., Guennoc, P., Leonide, P., Oudet, J., Paquet, F., Sage, F., Toullec, R., 2014. Discovery of Messinian canyons and new seismic stratigraphic model, offshore Provence (SE France): Implications for the hydrographic network reconstruction. Marine and Petroleum Geology, 57, 25-50, doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.05.001.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. Bulletin de la Société Géologique de France, 3(3), 533-540.
- Vergari, A., Quinif, Y., 1997. Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). Geodynamica acta, 10(4), 175-187.
- Wynns, R., Guillocheau, F., 1999. Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Résultats et perspectives. In: L. P. (Ed.), Colloque GéoFrance 3D. BRGM, pp. 103-108.