HAL
open science

Synthèse des résultats du projet Dardennes, recommandations et scénarios de gestion de la ressource en eau de l'aquifère karstique de Dardennes-Siou-Blanc (Var)

Johan Jouves, Bruno Arfib, Hubert Camus

To cite this version:

Johan Jouves, Bruno Arfib, Hubert Camus. Synthèse des résultats du projet Dardennes, recommandations et scénarios de gestion de la ressource en eau de l'aquifère karstique de Dardennes-Siou-Blanc (Var). [Rapport de recherche] AMU Aix-Marseille Université. 2019. hal-02518062

HAL Id: hal-02518062

https://hal.science/hal-02518062

Submitted on 24 Mar 2020

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

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

Synthèse des résultats du projet Dardennes, recommandations et scénarios de gestion de la ressource en eau de l'aquifère karstique de Dardennes-Siou-Blanc (Var)

Auteurs : Jouves J., Arfib B., Camus H.
Avec la collaboration de C. Baudement et T. Garin (CEREGE-AMU) ; G. Maistre (CENOTE)

Date : 30/01/2019

Rapport CENOTE-2018-10-02

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.

Le cabinet CENOTE a réalisé le diagnostic karstologique du massif.

Ce rapport constitue la tâche 3c de l'accord de consortium. Il présente une synthèse des résultats acquis au cours du projet Dardennes et propose des recommandations et des scénarios de gestion de la ressource en eau de l'aquifère de Dardennes découlant des connaissances acquises.

Pour plus d'informations : www.karsteau.fr

Remerciements

Les auteurs du présent rapport souhaitent vivement remercier les personnes, organismes et institutions ayant contribué à l'aboutissement de ce travail :

- Les financeurs : l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, Véolia, la ville de Toulon, l'ANRT et l'université Aix-Marseille
- Les étudiants : Cécile Baudement, Thibaut Garin, Guillaume Carles, Thérèse N'Dah, Catherine Novaes.
- Les partenaires scientifiques : S. Viseur, J. Lamarche, P. Léonide, M. Floquet (AMU), G. Maistre (CENOTE)
- Les partenaires techniques et fournisseurs de données : Association SpéléH2O, Thierry Lamarque, Philippe Maurel, Météo-France, le CEREMA, Véolia et la ville de Toulon
- Le Service National d'Observation Karst (SNO Karst) pour les discussions fructueuses sur le fonctionnement des karsts et les méthodes d'études, ainsi que pour le développement de la plateforme de modélisation KarstMod.
- Paradigm Geo et le Ring Consortium pour le logiciel SkuaGocad.

SOMMAIRE

PRÉAMBULE **1**

REMERCIEMENTS **1**

SYNTHÈSE **5**

CONTEXTE GÉNÉRAL D'ÉTUDE 5
CARACTÉRISATION DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE L'AQUIFÈRE KARSTIQUE DE DARDENNES 6
CARACTÉRISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DU KARST DE DARDENNES 8
CARACTÉRISATION DE LA STRUCTURATION KARSTIQUE DU RÉSERVOIR 12
RESSOURCE EN EAU SOUTERRAINE DE L'AQUIFÈRE KARSTIQUE DE DARDENNES 14

1 PRÉSENTATION DU PROJET DARDENNES **16**

1.1 OBJECTIFS DU PROJET 16
1.2 CONTEXTE TECHNIQUE ET SCIENTIFIQUE DU PROJET 16
1.3 DESCRIPTIF TECHNIQUE ET MÉTHODOLOGIE DU PROJET 17
1.4 STRUCTURE DU RAPPORT 18

2 CONTEXTE GÉNÉRAL D'ÉTUDE **19**

2.1 CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE 19
2.2 EVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA PROVENCE ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE L'UNITÉ DU BEAUSSET 19
2.2.1 Aperçu de l'histoire géodynamique de la Provence 19
2.2.2 Contexte stratigraphique de l'unité du Beausset 21
2.3 CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE 23
2.3.1 Un aquifère multicouche 23
2.3.2 Unités hydrogéologiques et traçages 25

3 RÉSULTATS DU PROJET DARDENNES **26**

3.1 LE SYSTÈME KARSTIQUE DE DARDENNES ET LES CRUES 26
3.1.1 Séries de données disponibles 27
3.1.1.1 Les débits 27
3.1.1.2 Le débit de captage AEP et les hauteurs d'eau du barrage 28
3.1.1.3 La pluie et l'ETP 28
3.1.1.4 Les chroniques des paramètres hydro-physico-chimiques 29
3.1.2 Le fonctionnement du karst de Dardennes entre 2012 et 2018 29
3.1.2.1 Les conditions météorologiques sur la période d'étude 2012-2018 29
3.1.2.2 Le débit des sources de Dardennes 30
3.1.2.3 La hauteur de mise en charge du Ragas et les conditions de débordement 32
3.1.2.4 Le temps de réaction des sources après la pluie : le Ragas comme point d'observation 32
3.1.2.5 Signature physico-chimique des sources de Dardennes évaluée par les séries chronologiques de conductivité électrique et de température 32
3.1.2.6 Faciès géochimique et isotopique des eaux des sources de Dardennes 33
3.1.3 Modélisation pluie-débit 35
3.1.3.1 Principe de la modélisation pluie-débit 35
3.1.3.2 Structures des modèles pluie-débit appliqués à Dardennes 36
3.1.3.3 Résultats des modélisations pluie-débit 38

3.2 CARACTÉRISATION DE LA GÉOMÉTRIE DU RÉSERVOIR KARSTIQUE DE DARDENNES 51
3.2.1 Caractérisation de la compartimentation de l'aquifère karstique et des réservoirs hydrogéologiques potentiels 51
3.2.1.1 Unités stratigraphiques du réservoir hydrogéologique 51
3.2.1.2 Fracturation de l'aquifère 52
3.2.1.3 Variations des signatures en isotopes des carbonates et de la porosité à l'échelle de la série sédimentaire 54
3.2.2 Géométrie du réservoir géologique 55
3.2.3 Modélisation géologique 3D du réservoir hydrogéologique 58
3.2.4 Évaluation des stocks potentiels en zone saturée 59
3.2.5 Cartes isobathes des unités réservoirs 61
3.3 MODÈLE CONCEPTUEL LA KARSTIFICATION AU COURS DU TEMPS 63
3.3.1 Une structuration karstique ancienne aux géométries déformées par la tectonique pyrénéo-provençale 63
3.3.2 Structuration syn-rift oligocène 65
3.3.3 Structuration post-rift au Miocène inférieur et moyen 67
3.3.4 Structuration au Miocène supérieur 67
3.3.5 Structuration pendant le temps court de l'oscillation messino-pliocène 68
3.3.6 Structuration pendant le temps long du « High Stand Level » du Pliocène 69
3.3.7 Structurations et dynamiques majeures du Quaternaire 71
3.3.8 Profondeur de karstification 72
3.3.9 Zones potentiellement décolmatées 73
3.3.10 Modalités d'infiltration 75

4 MODALITÉS DE GESTION ET D'EXPLOITATION DURABLE DE LA RESSOURCE EN EAU 80

4.1 RÉPARTITION TEMPORELLE DES DÉBITS EXPLOITABLES 80
4.1.1 Variabilité des débits exploités et renouvellement de la ressource 80
4.1.2 Variabilité interannuelle des débits exploitables à partir des modélisations Pluie-Débit 81
4.1.3 Reconstitution du stock d'eau après étiage 82
4.2 DÉBITS ET VOLUMES DISPONIBLES POUR UNE EXPLOITATION DURABLE EN FONCTION DU MODE DE PRÉLÈVEMENT 83
4.2.1 Captage du débit naturel par gravité 83
4.2.2 Pompage et gestion active des ressources de l'aquifère de Dardennes 83
4.3 RÉPARTITION SPATIALE DE LA RESSOURCE 85
4.3.1 Réactivité des sources et connectivité des structures de drainage 85
4.3.2 La ressource en amont du chevauchement 87
4.3.3 Potentiel d'une ressource sous le chevauchement 88
4.4 GESTION ET ÉCRÊTEMENT DES CRUES 89

5 SCÉNARIOS DE CIBLAGE POUR L'EXPLOITATION DE LA RESSOURCE 90

5.1 SCÉNARIO 1 : EXPLOITATION DANS LA ZONE DE RESTITUTION DES EAUX 92
5.1.1 Localisation 92
5.1.2 Modalités d'exploration et d'exploitation envisageables 93
5.1.3 Avantages et inconvénients des scénarios proposés pour l'exploitation de la ressource 93
5.1.4 Verrous scientifiques et techniques 93
5.2 SCÉNARIO 2 : EXPLOITATION PAR POMPAGE EN AMONT DE LA RETENUE 94
5.2.1 Localisation 94
5.2.2 Modalités d'exploration et d'exploitation envisageables 95
5.2.3 Avantages et inconvénients du scénario proposé pour l'exploitation de la ressource 95

5.2.4 Verrous scientifiques et techniques ... 95
5.3 SCÉNARIO 3 : EXPLOITATION PAR FORAGE PROFOND SOUS LE CHEVAUCHEMENT ... 96
5.3.1 Localisation ... 96
5.3.2 Modalités d'exploration et d'exploitation envisageables ... 97
5.3.3 Avantages et inconvénients des scénarios proposés pour l'exploitation de la ressource ... 97
5.3.4 Verrous scientifiques et techniques ... 97
5.4 SOLUTIONS ALTERNATIVES AUX SCÉNARIOS PROPOSÉS ... 99
5.4.1 Exploitation du débit naturel aux sources ... 99
5.4.2 Déplacement de la zone d'intérêt ... 99
5.4.2.1 Surexploitation de la source Saint-Antoine ... 99
5.4.2.2 Exploration de la réserve potentielle dans les gorges d'Ollioules ... 100
5.5 SYNTHÈSE DES VERROUS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES POUR LA MISE EN EXPLOITATION ... 101
5.5.1 Confirmation de la structure géologique sous le chevauchement ... 101
5.5.2 Evaluation de la capacité d'emmagasinement par essai de pompage ... 101
5.5.3 Gestion des relations entre la retenue de Dardennes et l'aquifère ... 102
5.5.4 Positionnement précis du conduit karstique du Ragas ... 102
6 CONCLUSION ... 103
BIBLIOGRAPHIE ... 104

Synthèse

Cette note présente de manière synthétique les résultats du projet Dardennes (2013-2018) intitulé « Estimation des volumes d'eau souterraine exploitables dans les structures karstiques à l'échelle régionale : application à l'estimation des réserves karstiques Toulonnaises (Var) ». Ces résultats sont issus des thèses de doctorat de C. Baudement (2018) et J. Jouves (2018), du rapport de modélisation hydrodynamique de Garin et Arfib (2018), du rapport de diagnostic karstologique (Camus et Jouves, 2018) et du présent rapport de synthèse et recommandations de gestion (Jouves *et al.*, 2018).

Contexte général d'étude

Le projet Dardennes (2013-2018) avait pour objectif global de faire un bilan et d'améliorer la connaissance sur la réserve en eau souterraine karstique de l'aire nord toulonnaise drainée au niveau des sources de Dardennes (SE France) (Fig. 1), afin d'identifier et de caractériser les ressources pour l'alimentation en eau potable actuelle et future. L'étude a été menée sous la direction de l'université Aix-Marseille en collaboration avec le cabinet CENOTE, par une approche croisée de géologie, karstologie, suivi hydrodynamique des sources et modélisation pluie-débit.

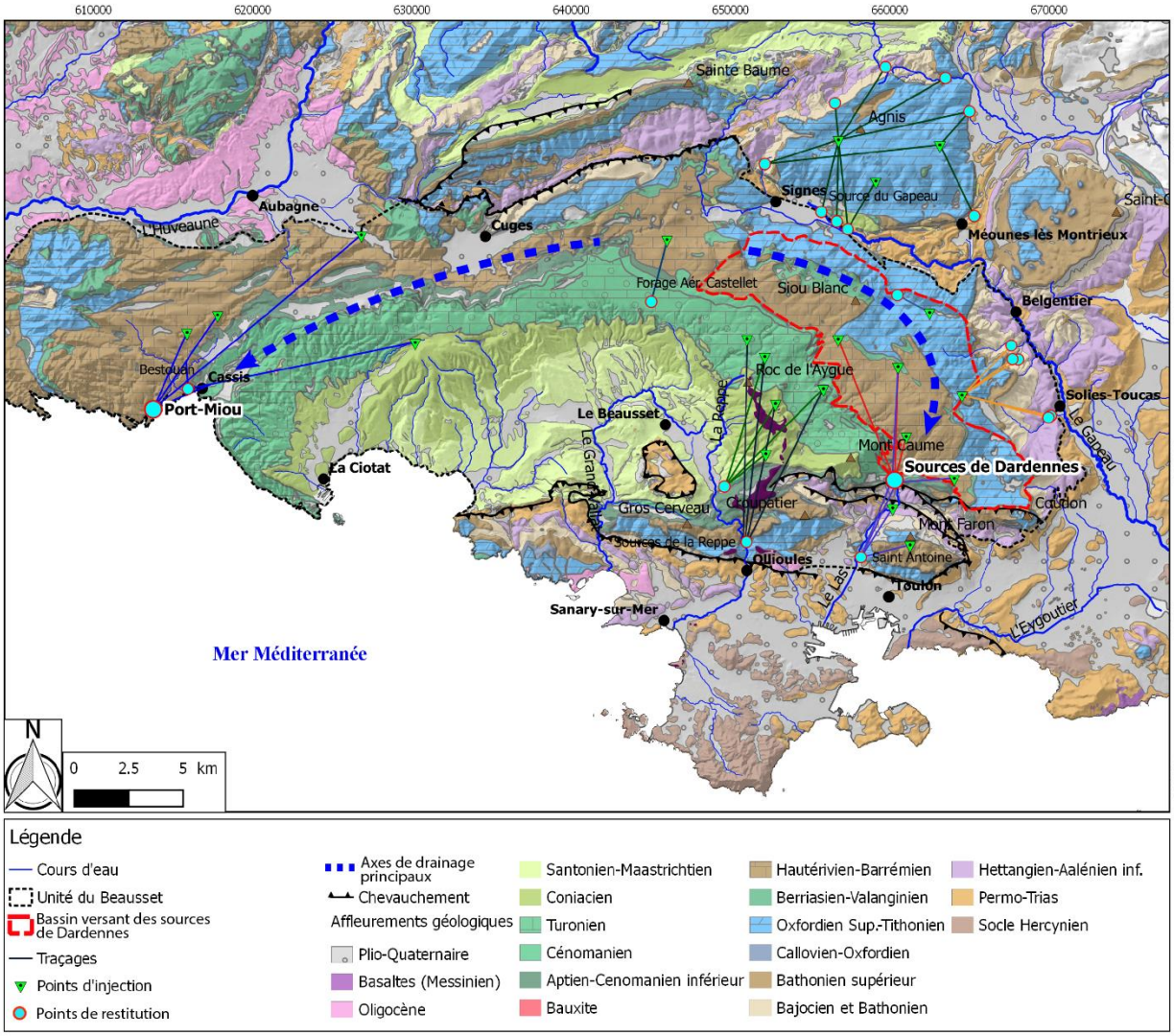


Fig. 1 : Cadre géographique, géologique et hydrogéologique de l'unité du Beausset et des sources de Dardennes.

L'aquifère karstique de Dardennes constitue la partie est de l'unité géologique du Beausset (Fig. 1) qui s'étend à cheval sur les départements du Var et des Bouches-du-Rhône. L'unité géologique du Beausset est drainée majoritairement par deux grandes sources vauclusiennes : Port-Miou/Bestouan à l'ouest et les sources de Dardennes à l'est (Fig. 1 et Fig. 9). Les sources de Dardennes, dont le Ragas constitue l'exutoire de trop-plein (plongé à -150 m de profondeur), drainent la partie orientale de l'unité du Beausset. Ces sources de Dardennes sourdent au fond d'un barrage artificiel mis en service en 1912 afin d'obtenir une réserve pour l'alimentation en eau potable de la ville de Toulon (Fig. 2). Ce complexe de sources draine un bassin versant (BV) estimé, à partir de la géologie et des modélisations Pluie-Débit, à environ 70 km^2. Ce BV s'étend sur le massif de Siou-Blanc-Morières directement au Nord des sources de Dardennes. Il est principalement composé des terrains dolomitiques du jurassique supérieur et des terrains calcaires à faciès urgonien de l'Hautérivien-Barrémien. La vallée du Gapeau forme la terminaison orientale de l'unité. Les sources de Dardennes donnent naissance à la vallée du Las qui s'écoule vers le sud en traversant la ville de Toulon.

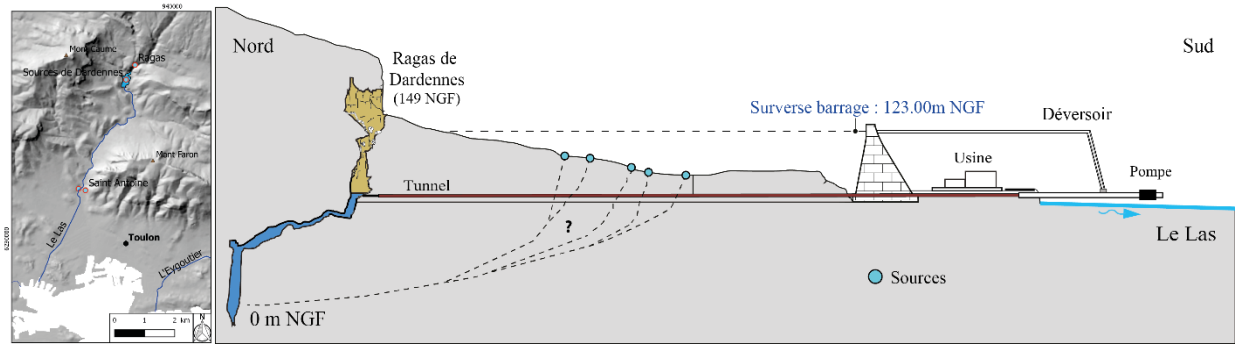


Fig. 2 : Coupe schématique de la configuration des sources et du barrage de Dardennes. Modifié d'après les relevés de J.P. Lucot, T. Lamarque, P. Maurel et spéléo-plongeurs..

Le système aquifère montre un fonctionnement karstique typique à deux composantes : une composante rapide qui génère des crues de fortes intensités (plus de 30 m^3/s) et une composante lente qui assure un débit d'étiage (en général compris entre 50 et 100 l/s) sur plusieurs mois avec de faibles précipitations. Malgré tout, le débit est insuffisant pour la demande en eau potable en été, 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 a donc nécessité de mieux connaitre sa géométrie en 3D notamment en profondeur, sa dynamique pour caractériser son fonctionnement et estimer la capacité de recharge et de stockage du réservoir naturel, et son évolution karstique qui permet aujourd'hui à l'eau de converger vers un exutoire principal.

Caractérisation de la structure géologique de l'aquifère karstique de Dardennes

La structure du réservoir karstique alimentant les sources de Dardennes a été étudié par :

(1) des études de terrain sur la géométrie et le rôle des unités stratigraphiques sur la compartimentation du réservoir et la karstification ;
(2) des études en laboratoire des propriétés pétrophysiques des roches à l'affleurement ;
(3) une modélisation géologique 3D permettant d'obtenir la position en 3D d'horizons cibles et des volumes de roches et de vides.

L'aquifère karstique de Siou-Blanc est essentiellement composé par deux réservoirs (Fig. 3) que sont (1) les dolomies du Jurassique supérieur et (2) les calcaires du Barrémien à faciès urgonien. Ces deux unités réservoirs sont interconnectées par le biais de deux familles de failles principales N40-60 et N130-150 et par les structures karstiques. Le mur de l'aquifère karstique est constitué par les alternances marno-calcaires du Jurassique moyen (Bajocien-Bathonien). Au sud, le chevauchement de Dardennes joue le rôle d'écran aux écoulements.

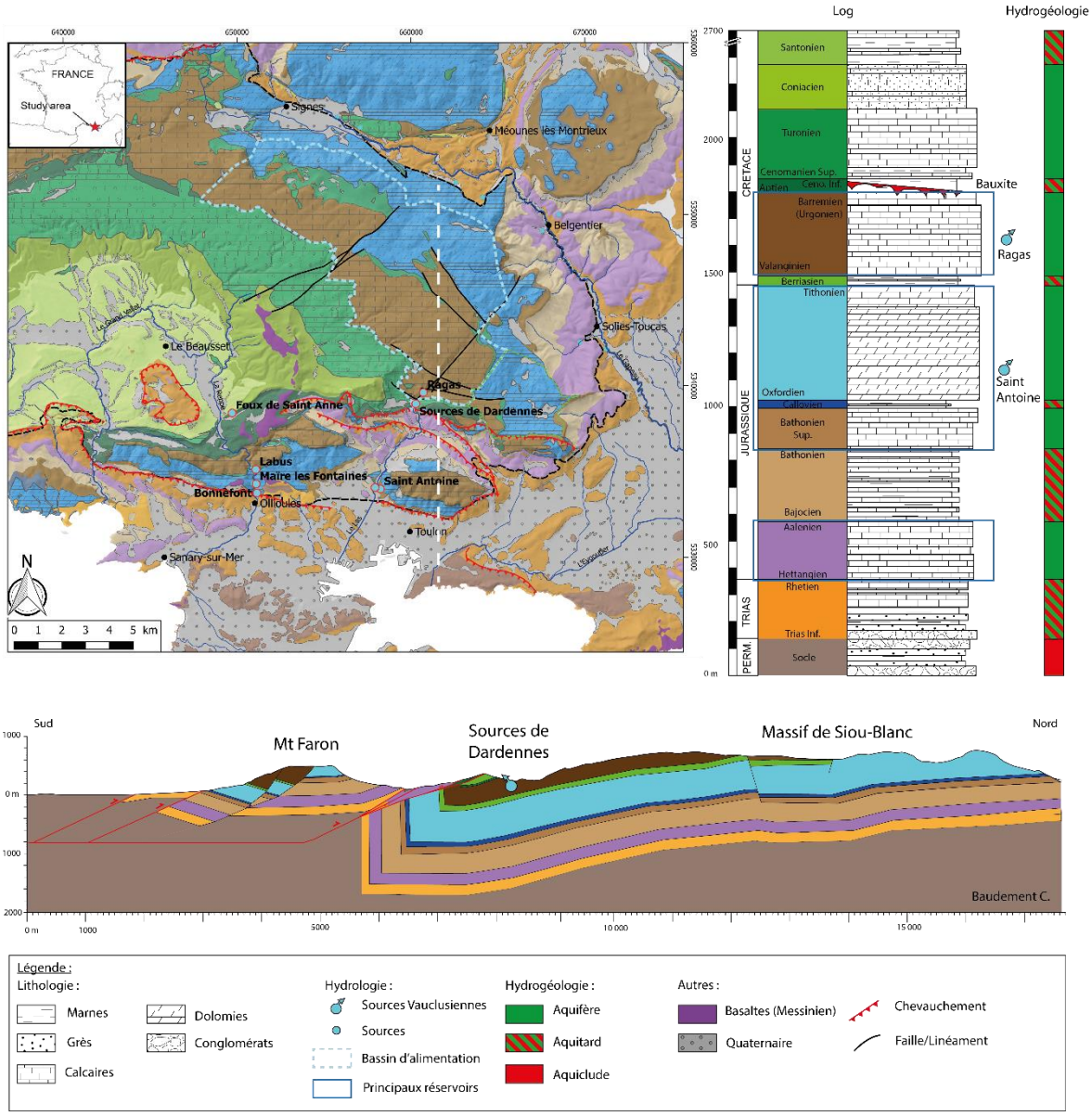


Fig. 3 : Contexte géologique et stratigraphique de l'aquifère karstique de Dardennes.

La géométrie en profondeur de l'aquifère karstique a été caractérisée par la construction de coupes équilibrées (Baudement, 2018 ; Jouves, 2018) et d'un modèle géologique 3D (Fig. 4). Deux domaines distincts apparaissent : au nord un domaine globalement monoclinal plongeant vers le cœur du bassin, au sud un domaine dominé par les chevauchements toulonnais impliquant le trias et le socle. Le modèle géologique a permis d'obtenir en tout point la profondeur des couches géologiques. Les cartes d'iso-profondeur (isobathes) par rapport à la surface topographique permettent ainsi de repérer dans l'espace la profondeur des unités réservoir cibles en vue d'une exploration par forage.

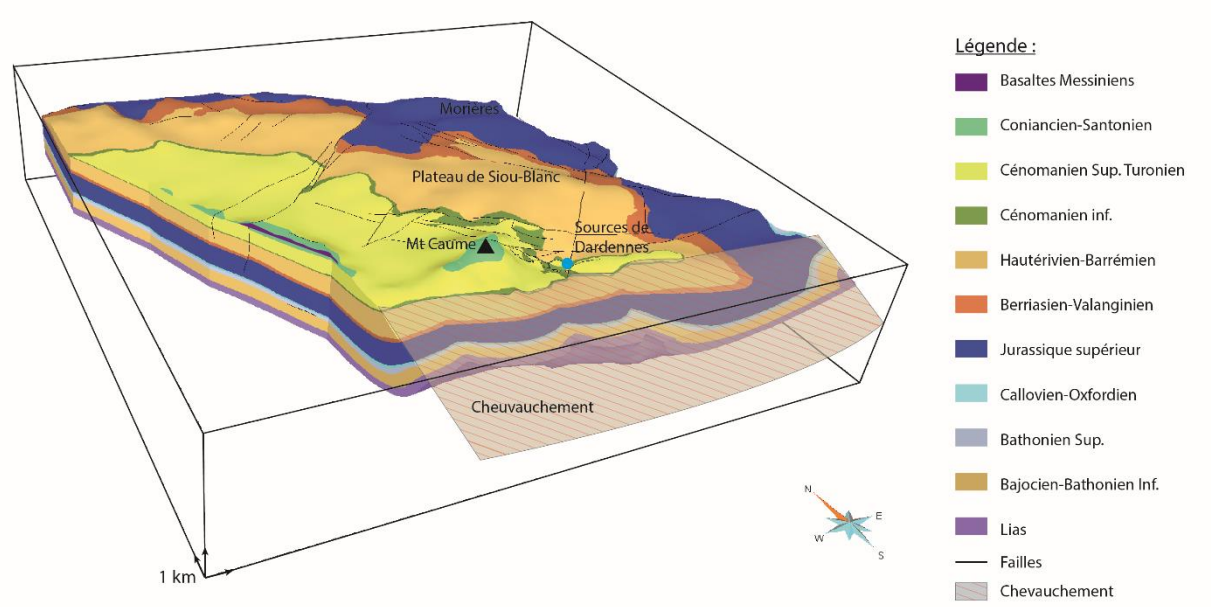


Fig. 4 : Modèle géologique 3D du réservoir hydrogéologique de Siou-Blanc circonscrit aux limites supposées du réservoir karstique.

Le modèle géologique 3D a également permis de calculer des volumes de roche qui, associés aux porosités de chaque unité stratigraphique, permettent d'approximer le volume de vide et ainsi les volumes de réserves potentiellement en place. Le volume poreux total en zone saturée est compris entre $2{,}91.10^8$ et $8{,}53.10^9$ m^3. La majorité des volumes poreux se situent dans le réservoir dolomitique du Jurassique supérieur qui représenterait entre 45 et 76 % du volume poreux du réservoir. Le réservoir crétacé inférieur ne représente quant à lui qu'une petite partie du volume poreux total, entre environ 6 et 10 %. Les volumes poreux ont également été calculés en fonction de la profondeur. Compte tenu de la géométrie en synclinal du réservoir, il apparait que les réserves potentielles atteignent un seuil aux alentours des -600 m NGF. Cela signifie que la plupart des terrains réservoirs se situent au-dessus de cette côte, et que même si un forage atteint une zone plus profonde, les stocks ne seront pas significativement plus importants.

Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique du karst de Dardennes

Le fonctionnement hydrogéologique du système karstique a été étudié à partir de 3 approches complémentaires :

(1) une étude hydrodynamique s'appuyant sur l'analyse de chroniques de conductivité électrique, température et niveau 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.

L'eau des sources de Dardennes a un faciès chimique de type bicarbonaté calcique, caractéristique d'un aquifère carbonaté. Le faciès chimique reste constant tout au long de l'année et sur toutes les années étudiées. Il n'y a pas d'influence chlorurée sodique ni sulfatée, contrairement à d'autres sources de la zone d'étude (Saint-Antoine, Labus ou Bonnefont). La conductivité électrique et la température mesurées au Ragas sont représentatives des sources de Dardennes. La conductivité électrique oscille entre 381 et 580 µS/cm, avec 86% de ses valeurs entre 460 et 520 µS/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 de la charge hydraulique, 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 température est à l'augmentation au cours du temps sur la période d'étude, en lien avec la diminution du nombre de crue au cours des années 2015 et 2016. Lors des périodes estivales, l'eau du Ragas se réchauffe du fait des pompages d'exploitation pour l'AEP dans le conduit du Ragas et de la connexion hydraulique du plan d'eau avec le conduit du Ragas.

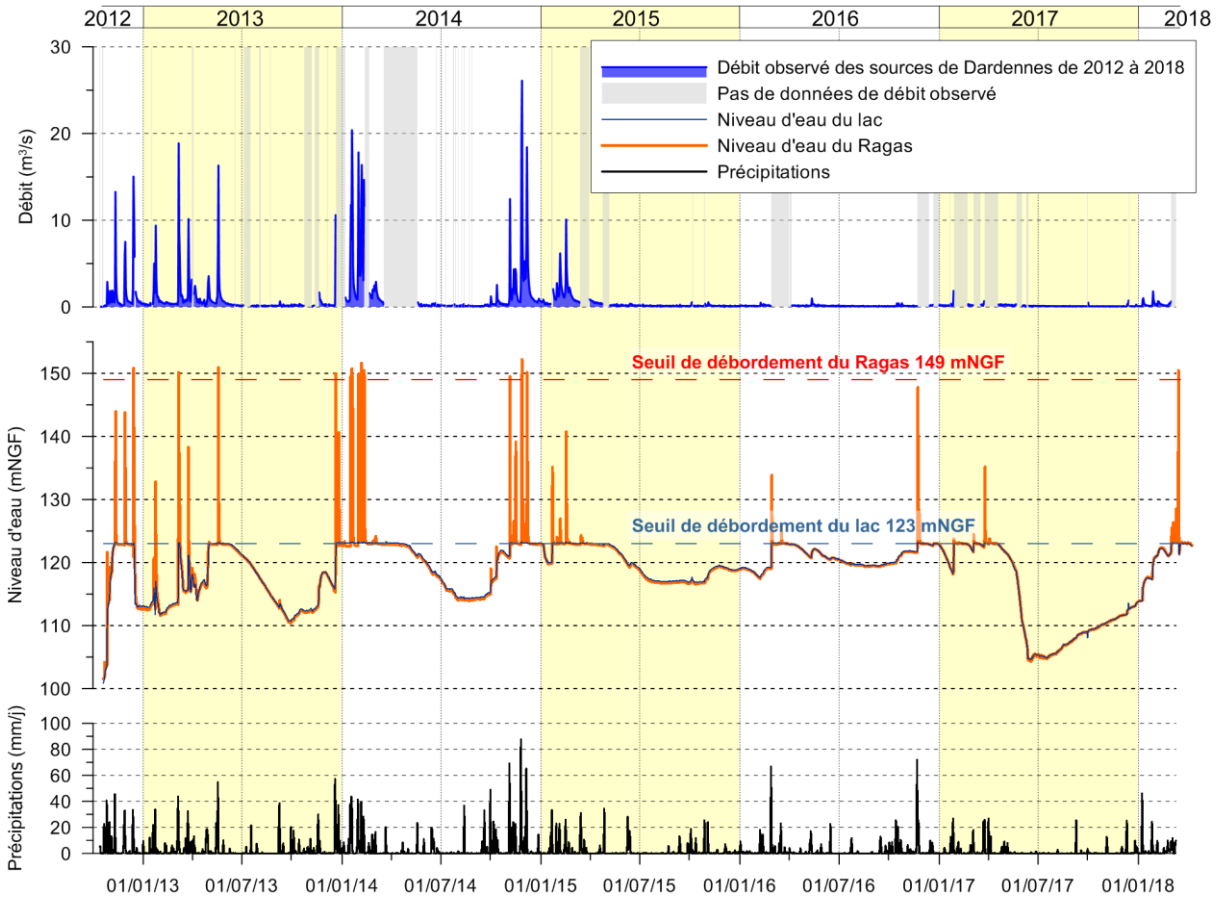


Fig. 5 : Chronique de pluie, niveau d'eau et débit pour l'étude du karst de Dardennes entre octobre 2012 et mars 2018. Les précipitations journalières sont la moyenne des stations de Toulon La Mitre, Le Castellet aérodrome et La Limate. Le niveau d'eau dans le lac de Dardennes est mesuré une fois par 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.

L'étude hydrodynamique des sources de Dardennes a permis de caractériser un débit d'étiage 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 évènements de crue dépassant 15 m^3/s sur quelques jours (Fig. 5).

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 a permis 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.

Ainsi, 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). Durant les périodes de basses-eaux, une part des écoulements rapides observés en crue est stockée dans l'aquifère rechargeant ainsi les réserves.

La répartition des valeurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ 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. La comparaison entre les valeurs mesurées aux sources de Dardennes et celles de la pluie à mis en évidence un phénomène d'homogénéisation du signal isotopique des masses d'eau nouvellement rechargées avec celles précédemment stockées.

Deux modèles Pluie-Débit ont été proposé pour des applications différentes :

- un modèle pour simuler le débit total des sources et étudier le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère
- un modèle pour simuler les niveaux d'eaux aux sources de Dardennes et étudier l'effet d'un pompage

Le premier modèle a permis de simuler l'hydrodynamique des sources de Dardennes et de décomposer à chaque pas de temps (chaque jour) l'évolution du débit de base (écoulement lent) et du débit de crue (écoulement rapide). Deux périodes de calage ont été proposées (P1 et P2), donnant des résultats comparables. Les modèles permettent de calculer un débit moyen annuel variable (sur la période d'étude entre 2013 et 2017), entre un minimum à 0,16 m^3/s sur le cycle 2015-2016 et un maximum à 1,24 m^3/s sur le cycle 2014-2015. Le débit de base moyen par année (Q_{MS}) varie entre 0,10 et 0,48 m^3/s, alors que l'écoulement rapide (Q_{CS}) varie entre un minimum annuel à 0,06 m^3/s et un maximum annuel à 0,76 m^3/s. Les modèles permettent également de montrer qu'en moyenne sur la période d'étude de 2013 à 2017, environ 45 % du débit total des sources de Dardennes provient de l'écoulement lent (Q_{MS}) et 55 % provient de l'écoulement rapide (Q_{CS}). En crue plus de 90 % du débit total provient des écoulements rapides. Le modèle calé sur la période d'étude a ensuite été appliqué sur une période de 20 ans, entre 1998 et 2018 (Fig. 6). Il permet ainsi de calculer un débit total moyen interannuel des sources de Dardennes compris entre 0,60 et 0,73 m^3/s (incertitude liée aux deux calages P1 et P2 initialement proposés), avec un débit de base moyen interannuel compris entre 0,22 et 0,29 m^3/s.

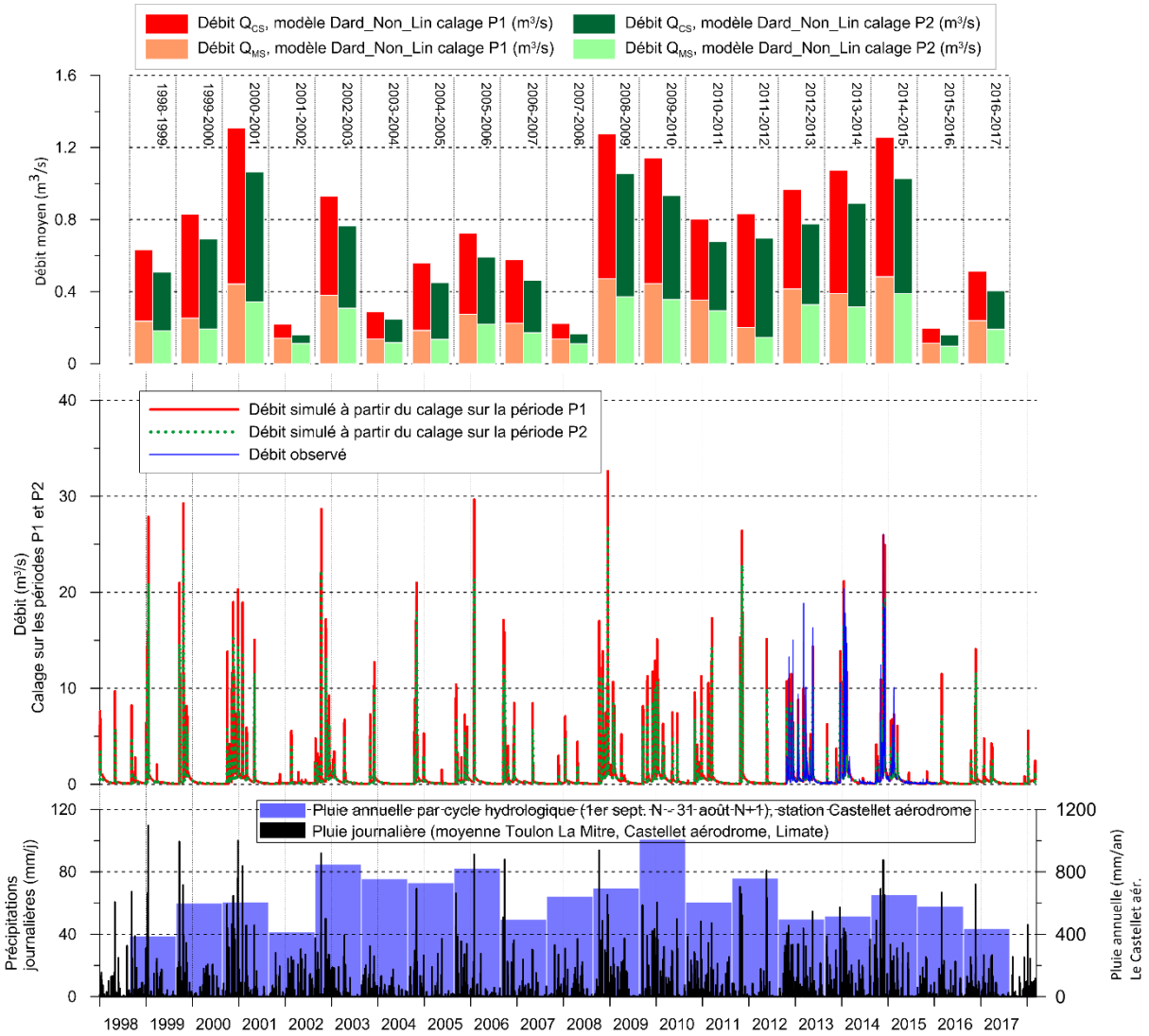


Fig. 6 : Graphique du bas : pluie journalière représentative du bassin d'alimentation des sources de Dardennes. Garphique du milieu : simulation du débit moyen journalier des sources de Dardennes avec le modèle Dard_Non_Lin. Graphique du haut : déconvolution entre l'écoulement lent [simulé par le débit du réservoir M à la source (Q_{MS})] et l'écoulement rapide [simulé par le débit du réservoir C à la source (Q_{CS})] par cycle hydrologique (valeur moyenne annuelle des débits journaliers simulés). Le modèle est calé sur deux périodes (P1 : 22/12/2012 au 30/08/2014, et P2 : 22/12/2012 au 30/08/2014) qui donnent des résultats satisfaisants dans les deux cas. Année hydrologique du 1er septembre N au 31 août N+1).

Le second modèle a permis de simuler les niveaux d'eaux aux sources de Dardennes et d'étudier l'effet d'un pompage à débit constant de 300 l/s de la ressource présente sous le niveau de résurgence actuel. Les modèles montrent que le niveau d'eau diminue durant chaque étiage sous l'effet des pompages à fort débit, puis revient à son niveau initial (lac plein à 123 mètres d'altitude) lors des pluies hivernales (le débit des sources est alors plus fort que le débit de pompage) par stockage des écoulements lents et rapides. Le niveau simulé descend d'un rabattement de quelques dizaines de mètres sous l'altitude des sources, jusqu'à une altitude proche de 0 mètre dans les années les plus sèches. Néanmoins les résultats doivent être considérés avec prudence en raison de problèmes de calage et de la non représentativité de certaines périodes simulées. Ces modélisations traduisent également la capacité de recharge de l'aquifère lorsque celui-ci a été préalablement déprimé. Elles montrent de plus qu'une exploitation avec un débit constant de 300 l/s permet de surexploiter ponctuellement la ressource sans

mettre en péril les réserves de l'aquifère. Ce débit fixé à 300 l/s est équivalent au débit de base interannuel calculé sur la période 1998-2018, qui assure un prélèvement durable de la ressource dans l'état actuel de fonctionnement. L'étude a montré qu'un débit de pompage plus important est envisageable, car l'aquifère déprimé est capable de stocker une forte part des écoulements rapides, ce qui augmentera donc sa recharge. C'est une caractéristique commune aux aquifères drainés par une source vauclusienne, qui est ici augmentée par la rétention des écoulements rapides qui ne sont donc plus perdus sous forme de crue karstique éclair dans le cours d'eau en aval.

Caractérisation de la structuration karstique du réservoir

La caractérisation de la structuration karstique du réservoir de Dardennes a été abordée par une approche de diagnostic karstologique. Cette approche a permis d'identifier et de déterminer les grandes phases de karstification ayant concourues au sein du massif et d'estimer qualitativement leur impact sur le fonctionnement hydrogéologique. Une cartographie des différentes formes et formations en relation avec le milieu karstique a été réalisée. La corrélation génétique et géométrique des éléments en présence a permis d'individualiser quatre phases distinctes de structuration et d'évolution des réservoirs karstiques du réservoir de Dardennes :

- La première phase 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 maillage des couloirs d'altération (Fig. 7A).
- La deuxième phase 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 recoupent les structures pyrénéo-provençales (Fig. 7B et C). L'abaissement peu important du niveau de base lors de l'emboîtement de ces aplanissements karstiques permet le maintien des processus crypto-karstiques là où les couvertures d'altération sont préservées c'est-à-dire là où les couvertures sédimentaires n'ont pas été décapées. Des réseaux de mise en charge se mettent en place.
- La troisième phase correspond à la réponse karstique à l'oscillation messino-pliocène avec une réorganisation des circulations vers une zone d'émergence en position très basse probablement dans le canyon messinien de Bandol, éventuellement dans celui de Cassidaigne (Fig. 7D). 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'ennoyage 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 (Fig. 7E) :
    - raccordement des structures profondes par des sources vauclusiennes du Ragas (en position de karst barré) et de Saint-Antoine ;
    - déversement des aquifères captifs et des réseaux de mise en charge (Foux de Sainte-Anne).

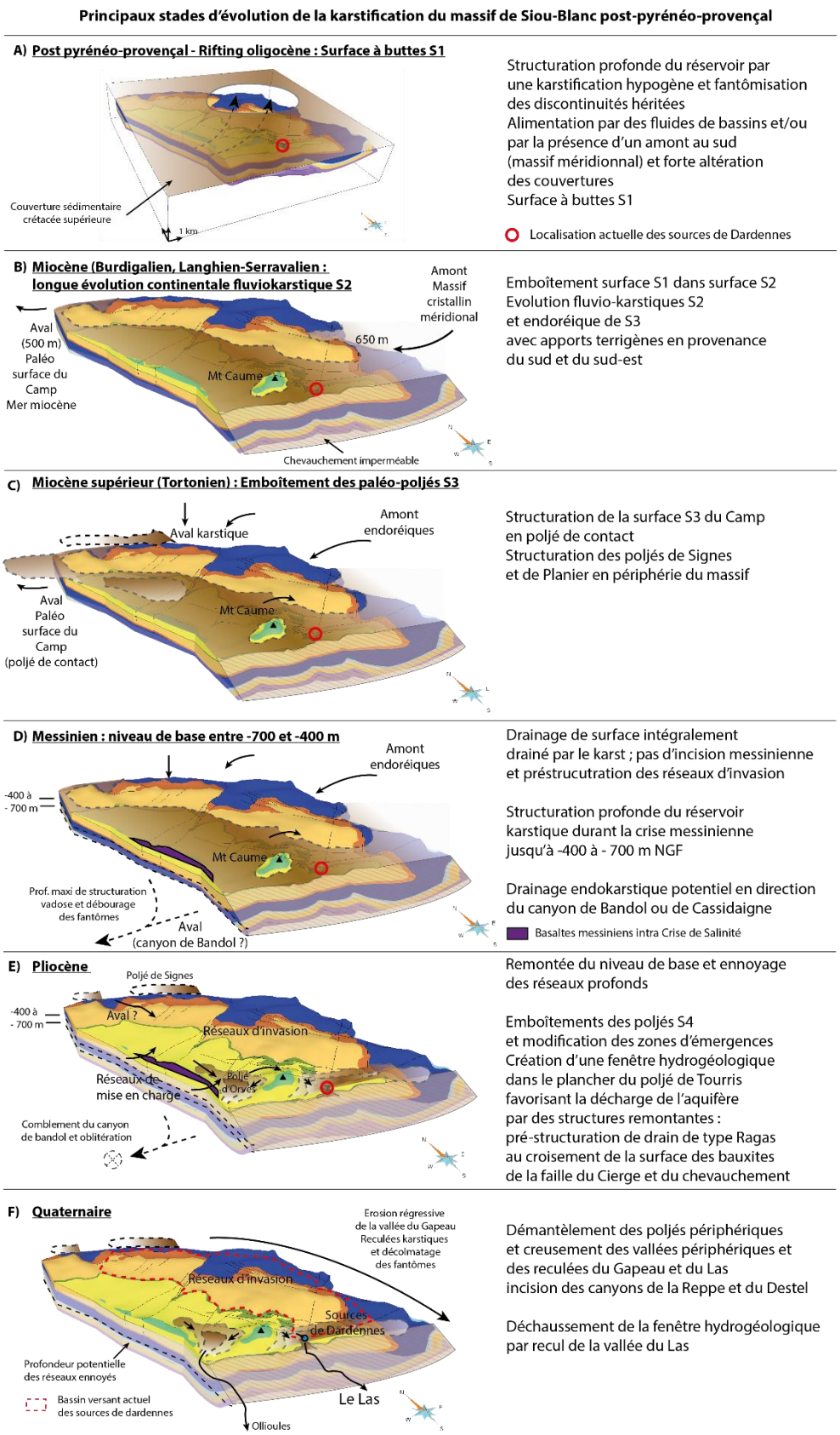


Fig. 7 : Schéma conceptuel de la structuration et de l'évolution des réseaux de drainage endokarstiques depuis la mise en place de la surface S1. Ce modèle conceptuel de la karstification est issu de l'analyse des éléments indicateurs de la structuration karstique.

- 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 (Fig. 7F). Les morphologies du plateau sont progressivement figées par l'immunité karstique, tandis que les canyons et vallées périphériques dissèquent l'entablement du massif.

A partir des indicateurs de structuration karstique, de leur signification morphogénétique et de leur connexion supposée avec les réseaux de drainage souterrain, une cartographie des modalités d'infiltration a également été réalisée. Trois secteurs aux caractéristiques d'infiltration différentes ont été individualisés. Cette zonation permet de définir une sensibilité karstique en surface des aquifères dont les ressources en eau sont exploitées ou constituent un patrimoine naturel à protéger.

Ressource en eau souterraine de l'aquifère karstique de Dardennes

Le réservoir karstique de Dardennes constitue une véritable réserve en eau souterraine, stratégiquement située au Nord de Toulon. Actuellement les volumes exploités gravitairement sont variables de manière annuelle et interannuelle et leur disponibilité n'est pas assurée, même avec une gestion optimale du volume contenu dans la retenue. Ils sont de l'ordre de 6 millions de m^3 par an, ce qui représente entre 40 et 100% de la ressource provenant du débit de base sortant naturellement des sources entre 2013 et 2017, et environ deux tiers du débit de base moyen interannuel.

Selon les modélisations Pluie-Débit, une augmentation du débit d'exploitation à environ 300 l/s (environ 9 millions de m^3 par an) serait envisageable sans mettre en péril les réserves. Des études complémentaires de type essai de pompage permettrait également de déterminer s'il est possible de prélever un débit supérieur. Cette augmentation de la production passerait nécessairement par pompage de la ressource en-dessous du niveau de résurgence actuel des sources. Ce type d'exploitation permettrait de passer à une gestion active de la ressource, avec alimentation du Las en aval de Dardennes et création d'une capacité accrue de stockage des pluies pour limiter les crues liées aux événements extrêmes de type méditerranéen en fin de période d'étiage. Cette ressource en eau est localisée dans les calcaires et dolomies fracturés et karstifiés. Les niveaux aquifères sont par ordre décroissant de productivité supposée : (1) le Jurassique supérieur dolomitique, poreux, fracturé et karstifié potentiellement en profondeur par des processus de fantômisation, et (2) le Crétacé inférieur calcaire, très peu poreux mais intensément fracturé et karstifié, la ressource y est difficile d'accès du fait de la concentration des écoulements dans quelques grands vides karstiques.

Plusieurs scénarios de ciblages sont proposés pour l'exploitation de la ressource. Ils concernent une exploitation de la ressource par forage et/ou pompage sous le niveau d'émergence actuel des sources (Fig. 8) :

- exploitation de la ressource dans la zone de restitution des eaux, soit dans le périmètre de la retenue, soit directement dans le conduit karstique du Ragas ;
- exploitation de la ressource en amont de la zone de restitution des eaux ;
- exploitation de la ressource par forage sous le chevauchement en aval de la zone de restitution des eaux.

Les différents scénarios comportent chacun des avantages et des inconvénients/incertitudes. Les principales incertitudes résident dans la géométrie des structures géologiques sous le chevauchement et dans le recoupement de structures productives (hors scénario de forage dans le conduit du Ragas). La première incertitude pourrait être réduite, voire levée, par des investigations de type forage profond ou géophysique. La seconde concerne directement la quantité d'eau susceptible d'être produite par forage

qui est directement liée au recoupement et à la connectivité des structures karstiques drainantes. Cette inconnue ne peut être explorée que par forage dans des zones aux potentialités suspectées mais non encore explorées.

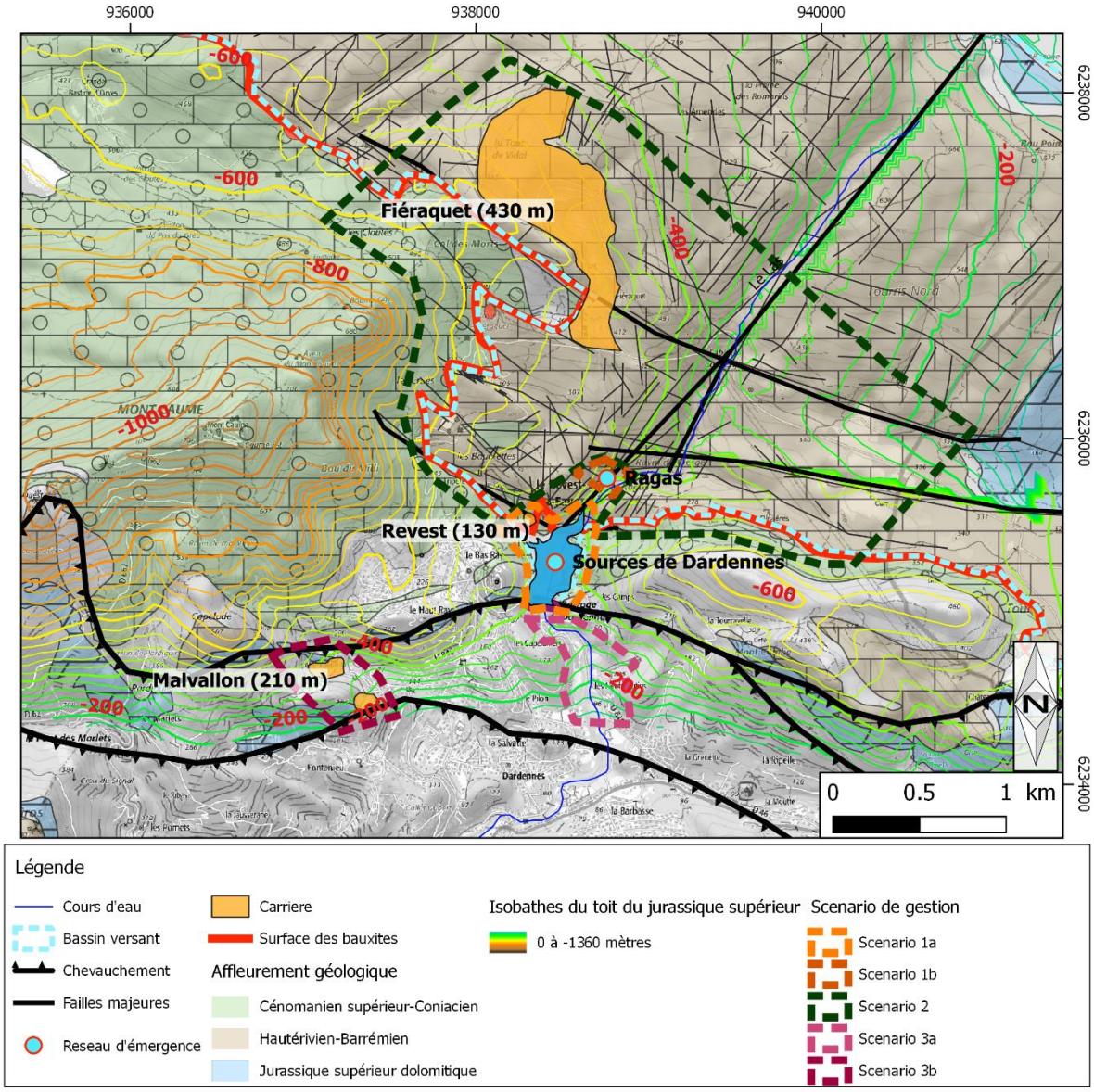


Fig. 8 : Localisation des différents scénarios de ciblage pour l'exploitation de la ressource en eau de l'aquifère karstique de Dardennes.

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). Au terme du projet, des cibles sont proposées dans ce rapport pour orienter les investigations futures pour l'implantation d'un nouveau captage d'eau souterraine.

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. 9).

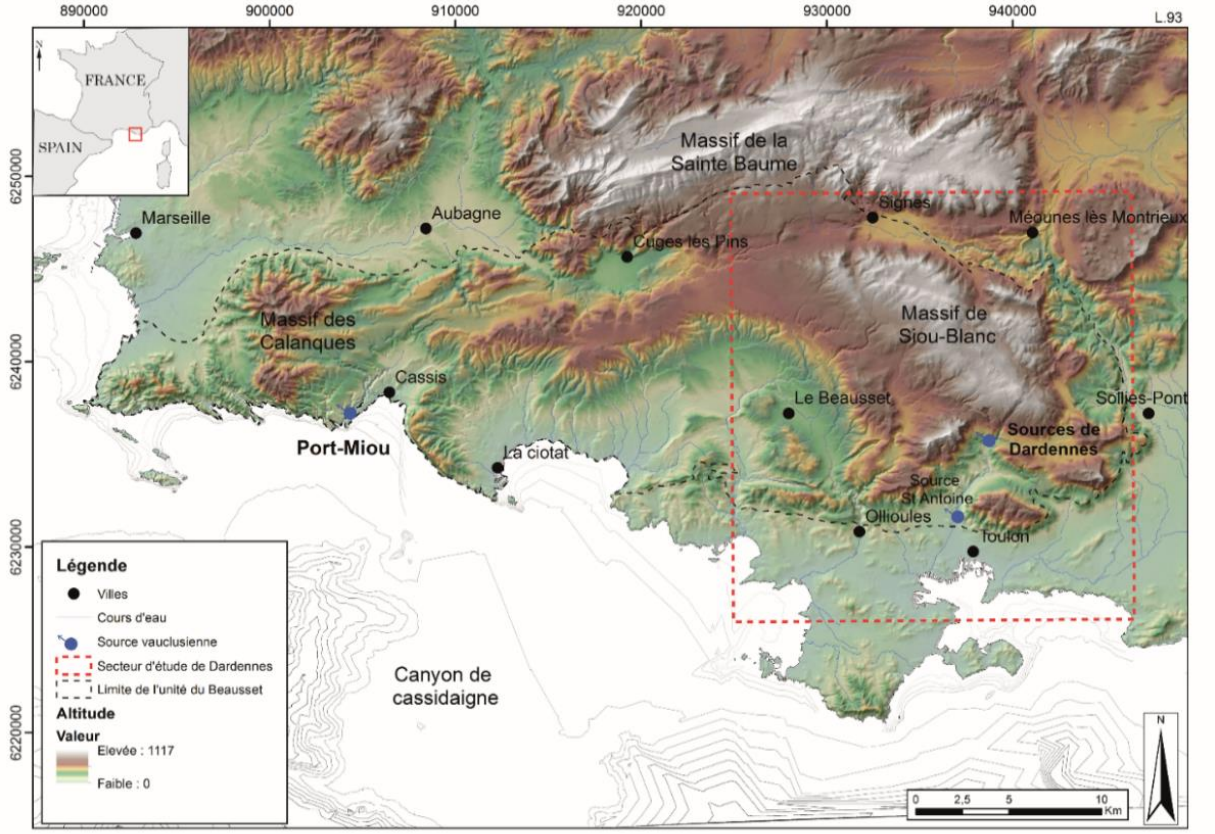


Fig. 9 : Localisation générale de l'unité du Beausset, du massif de Siou-Blanc et des sources de Dardennes. L'unité géologique du Beausset est drainée par deux exutoires principaux correspondant à des sources vauclusiennes : Port-Miou/Bestouan à l'ouest, les sources de Dardennes à l'est. La zone d'étude principale se situe à l'est de l'unité du Beausset. Fond de carte MNT 25m.

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. 9). 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. Jouves porte sur le diagnostic karstologique de Dardennes et la modélisation 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.

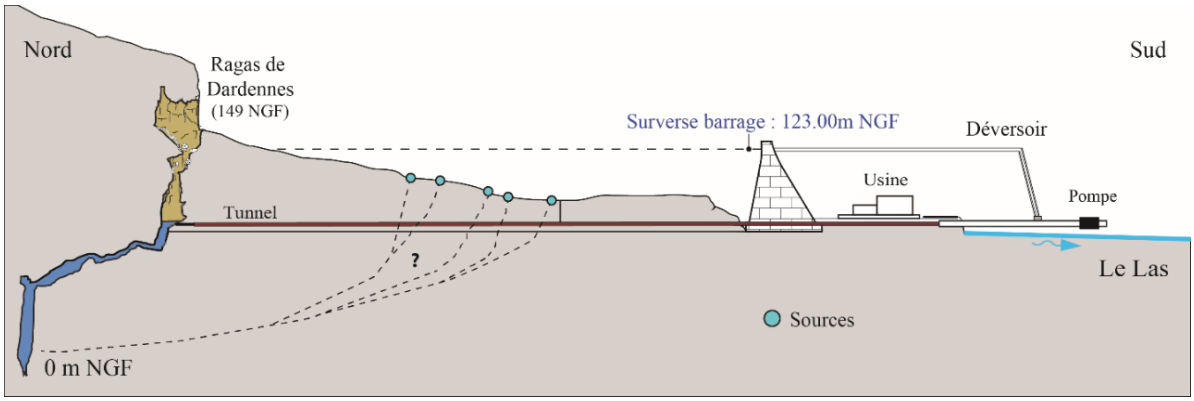


Fig. 10 : Coupe schématique de la configuration des sources et du barrage de Dardennes. Modifié d'après les relevés de J.P. Lucot, T. Lamarque et P. Maurel et plongeurs spéléos.

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. 10). 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^3/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 connaitre 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.

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 Jouves (2018) et dans le rapport "Diagnostic karstologique du réservoir de Dardennes-Siou-Blanc" (Camus et Jouves, 2018). Les éléments principaux sont repris dans ce rapport en sections 3.2 et 3.3.

- 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). Les éléments principaux sont repris dans ce rapport en section 3.1.

- 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 a 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 obtenus ont permis d'établir différents scénarii de gestion de la ressource en eau souterraine de l'aquifère de Dardennes présentés en fin de document. Le présent rapport constitue le rendu de la tâche 3c : « Recommandations et scénarios de gestion ».

1.4 Structure du rapport

Ce rapport est structuré en :

- une section (2) présentant les éléments majeurs du contexte géographique, géologique et hydrogéologique d'étude ;
- une section (3) présentant les résultats des études menées dans le cadre du projet Dardennes (2013-2018) ;
- une section (4) établissant les différents éléments à prendre en compte dans une perspective d'exploitation et de gestion durable de la ressource en eau du karst de Dardennes ;
- une section (5) présentant les différents scénarios de ciblage pour l'exploitation de la ressource et relevant les incertitudes quant à l'exploration de la ressource et à sa mise en exploitation.

Les sections 2 et 3 synthétisent les résultats présentés dans les différents documents produits par le projet Dardennes. **Les sections 4 et 5 sont inédites et traitent des résultats dans un objectif opérationnel de production d'eau.**

2 Contexte général d'étude

2.1 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. 9). 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.

2.2 Evolution géodynamique de la Provence et contexte géologique de l'unité du Beausset

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. 11) 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 XXème siècle (Bertrand, 1887 ; Gouvernet, 1963 ; Bercovici, 1983 ; Philip, 1987 ; Tempier, 1987) et plus récemment par Leleu (2005), Fournillon (2012), Tassy (2012) et Bestani (2014).

2.2.1 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 orogenèse 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'émersion les terrains du Crétacé inférieur dans l'Unité du Beausset (Philip, 1987), formant une surface intensément karstifiée et bauxitisée (Laville, 1981). Cela va entrainer 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).

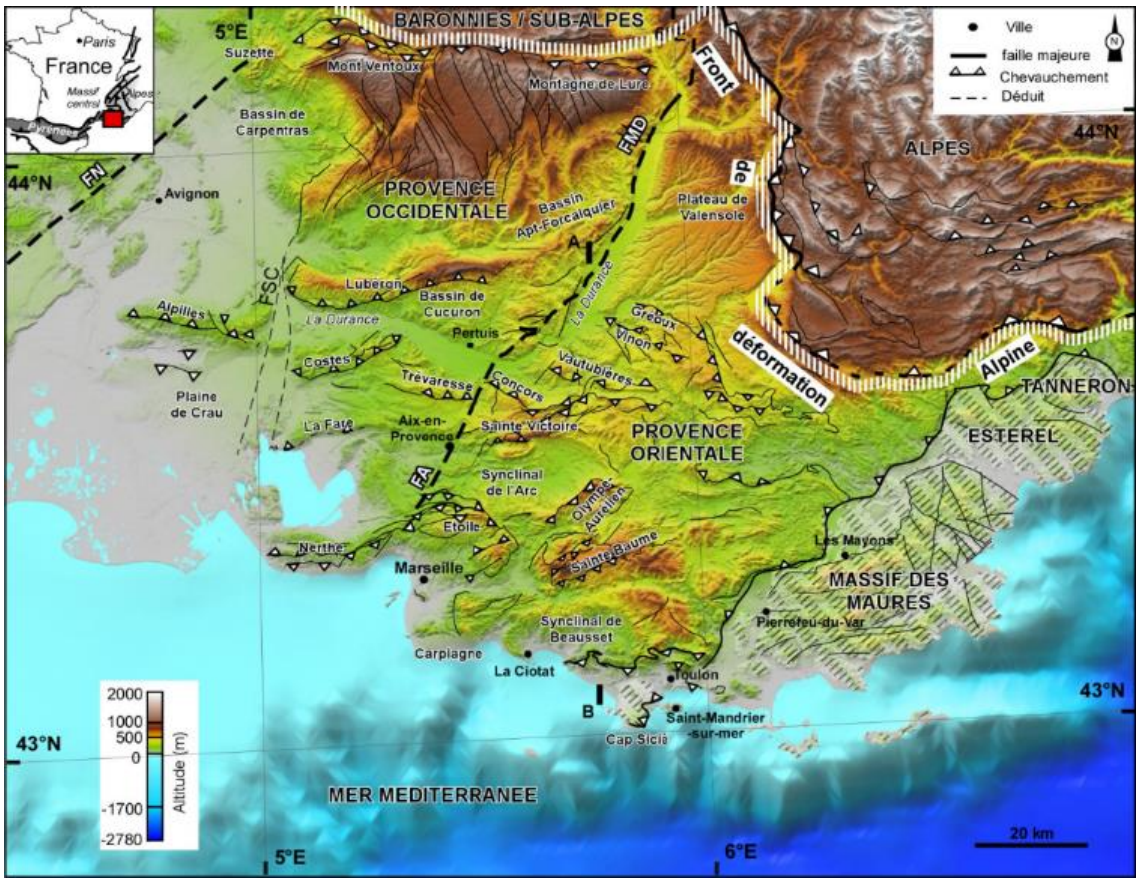


Fig. 11 : Le bassin d'avant-pays de Provence. MNT issu de données altimétriques de la NASA (50m). Les zones hachurées grises/blanches correspondent aux massifs paléozoïques des Maures et du Tannéron. FN : Faille de Nîmes. FSC: Faille de Salon-Cavaillon. FA: Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la 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 entraine 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 (≈ 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 (≈ 37 km) est accommodée par les déformations du socle.

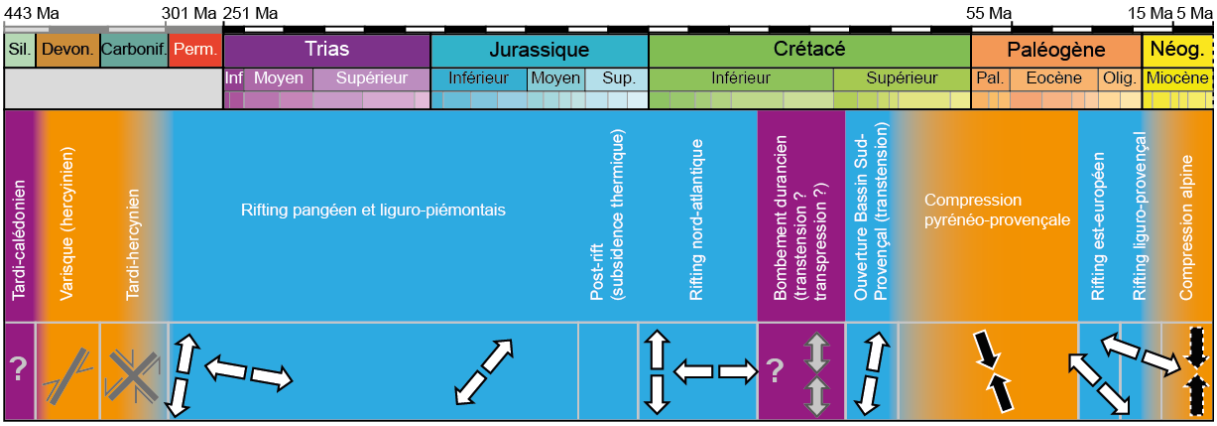


Fig. 12 : Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions de contraintes. Fournillon (2012).

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 entrainé 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.

2.2.2 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. 13). 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. 14). 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. 14).

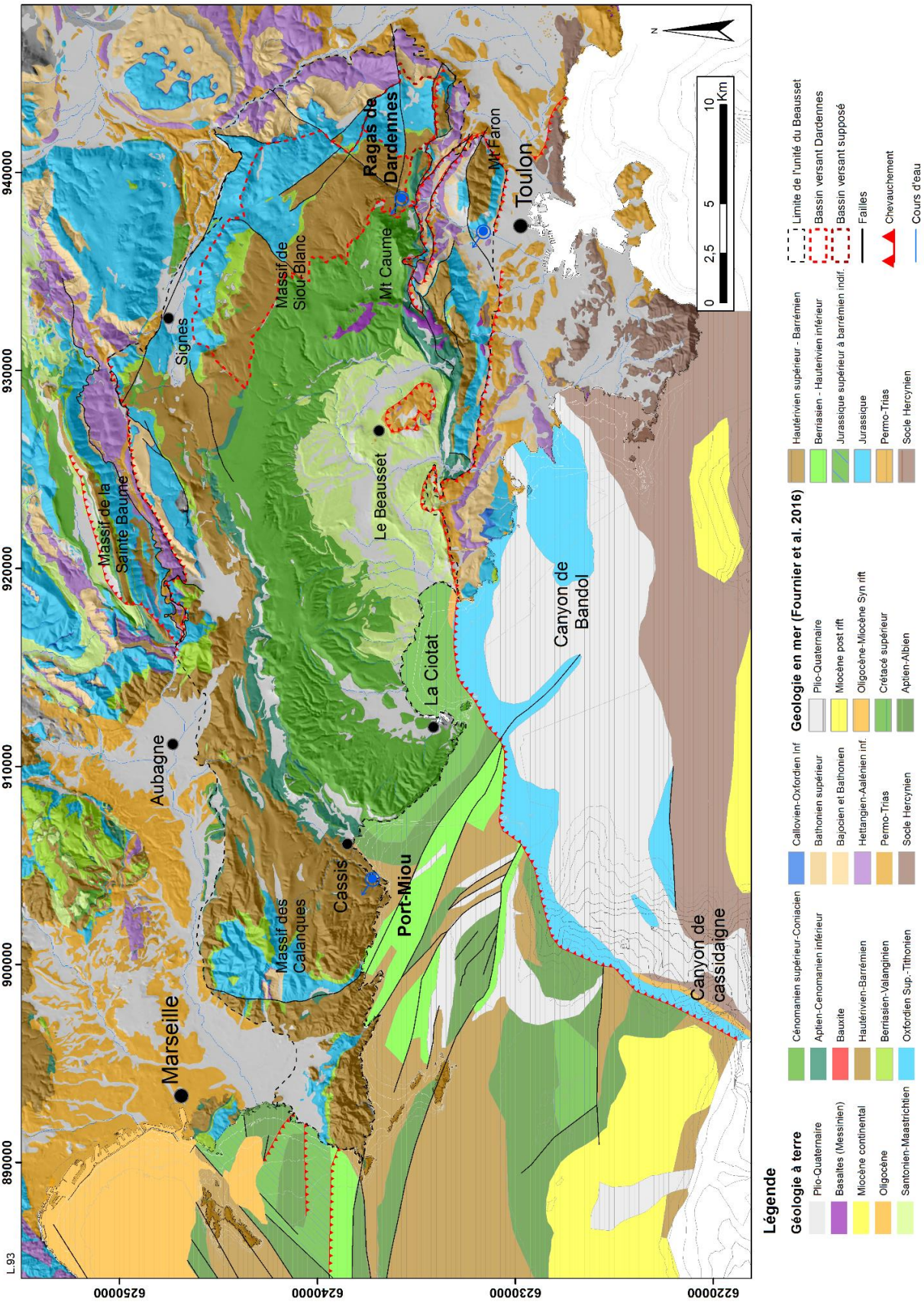


Fig. 13 : Carte géologique Terre-Mer générale du Bassin du Beausset. D'après les données de la carte géologique du BRGM (1/50000) et de Fournier et al. (2016).

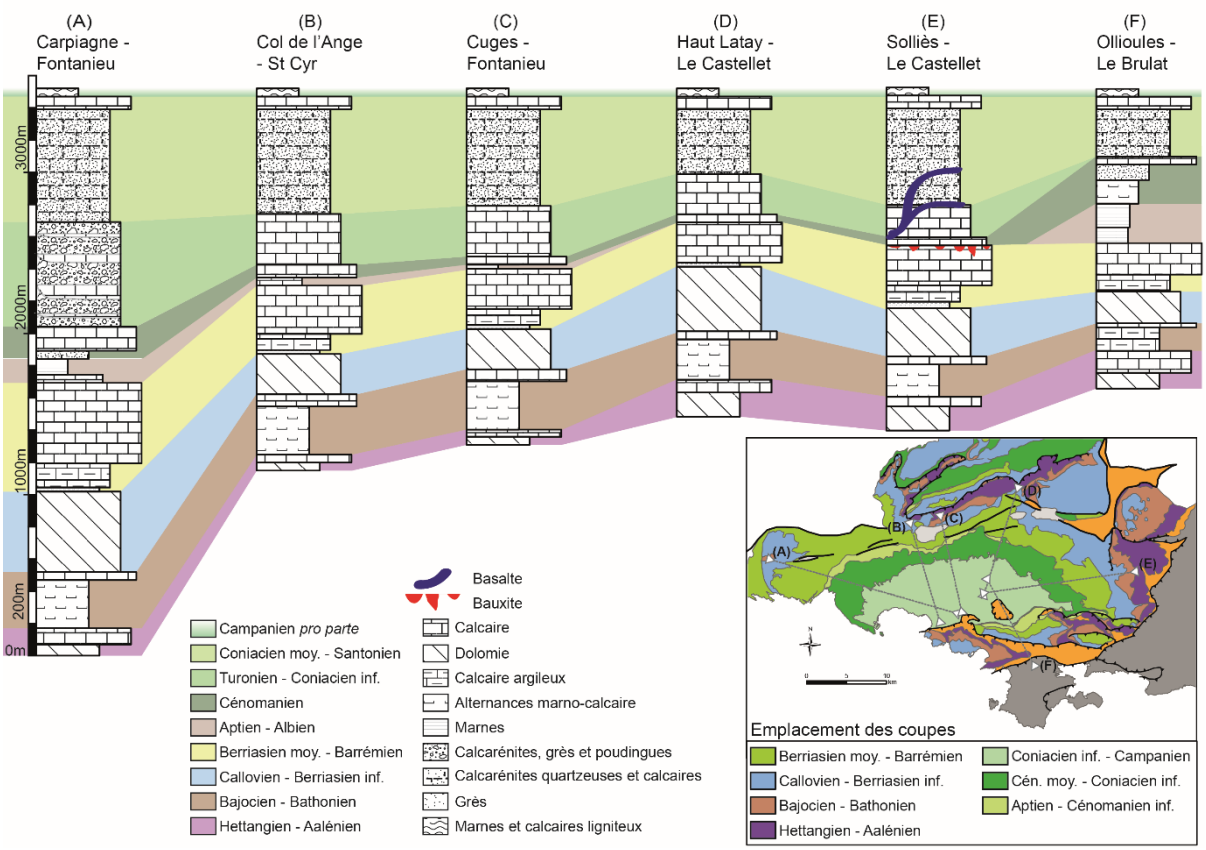


Fig. 14 : Synthèse stratigraphique de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien, établie à travers six coupes synthétiques dont le positionnement est indiqué sur la carte. Fournillon (2012)

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. 13). La série sédimentaire du massif forme globalement un monoclinal 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.

2.3 Contexte hydrogéologique

2.3.1 Un aquifère multicouche

L'unité géologique du Beausset est drainée majoritairement par deux grandes sources vauclusiennes (Port-Miou/Bestouan et les sources de Dardennes dont le Ragas de Dardennes) (Fig. 13 et Fig. 15). 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.

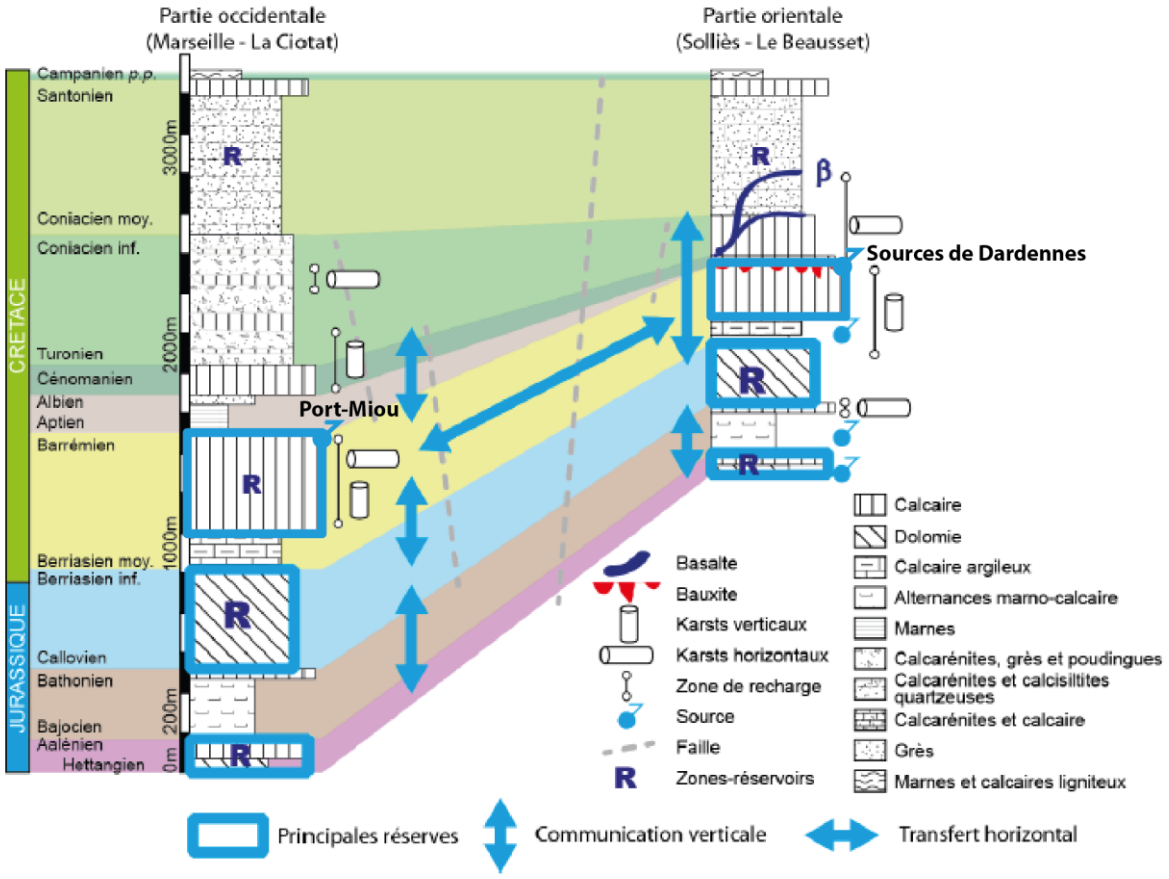


Fig. 15 : Synthèse stratigraphique, hydrogéologique et karstologique de l'unité du Beausset. Modifié d'après Fournillon (2012)

Le réservoir karstique de Siou-Blanc peut être considéré comme un aquifère multicouche comprenant trois aquifères principaux (Fig. 15):

- 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 Cénomanien inférieur.

Les limites aquifères peuvent être estimées en fonction de plusieurs indices indirects montrant au sud 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 situation de captivité sous le cœur crétacé du bassin du Beausset.

2.3.2 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) :

- <u>Le système de Siou-Blanc :</u>

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^2.

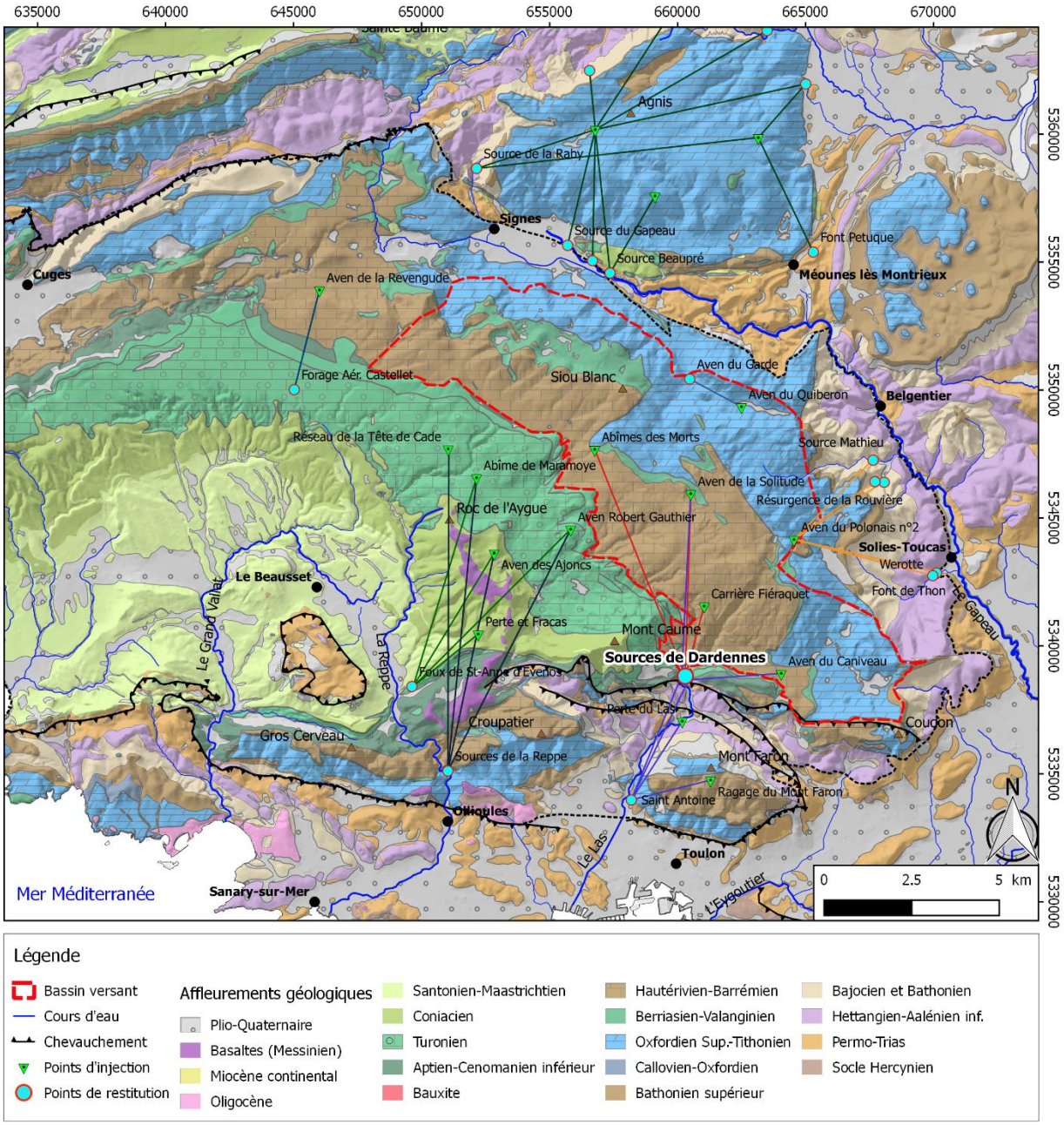


Fig. 16 : Synthèse des traçages artificiels effectués dans la partie orientale de l'Unité du Beausset. Modifié d'après (Lamarque et Maurel (2004) ; Arfib et Lamarque (2011) ; Lamarque (2015a), 2015b)). Certains traçages ont une fiabilité relative, discutée brièvement dans la thèse de C. Baudement (2018), ce qui nécessite d'utiliser cette carte avec prudence. Par exemple, les traçages du Caniveau et de la Solitude ressortant à Saint Antoine pourraient être liés à un écoulement vers les sources de Dardennes qui se réinfiltre ensuite pour rejoindre la source Saint Antoine.

- 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^2.

- 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 km².

- 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 Résultats du projet Dardennes

Cette partie n'a pas pour objectif de rappeler toutes les caractéristiques du fonctionnement du karst de Dardennes mais de présenter les principaux résultats des travaux du projet Dardennes qui seront utiles pour la discussion sur la gestion de la ressource en eau. Pour le détail des différentes méthodologies, le lecteur peut se reporter à Baudement (2018), Jouves (2018), Garin et Arfib (2018), et au rapport de diagnostic karstologique (Camus et Jouves, 2018). Les résultats exposés ici portent essentiellement sur trois thèmes :

- l'étude du fonctionnement hydrodynamique du système karstique
- la caractérisation et la modélisation 3D de la géométrie du réservoir
- la reconstitution des phases successives de karstification

3.1 Le système karstique de Dardennes et les crues

Le fonctionnement hydrogéologique du système karstique 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.

Dans son travail de thèse, Baudement (2018) s'est concentrée sur la période 2012-2016. Elle propose ainsi une synthèse exhaustive de la connaissance du système karstique de Dardennes. Les données acquises sont complétées jusqu'en mars 2018 par Garin et Arfib (2018) qui proposent de nouveaux modèles pluie-débit.

3.1.1 Séries de données disponibles

Le projet Dardennes a bénéficié des mesures faites sur la source de trop-plein du Ragas dès octobre 2012, et de l'ensemble des données historiquement acquises par Véolia, Météo-France et l'université (sous la responsabilité de B. Arfib). Cette section présente brièvement les séries de données disponibles.

3.1.1.1 *Les débits*

Etant donné la configuration du site (Fig. 10), la mesure directe du débit des sources de Dardennes n'est pas possible. Pour la méthodologie du calcul des débits des sources de Dardennes le lecteur est renvoyé à Baudement (2018) ou Garin et Arfib (2018). Le principe général est rappelé ici :

Lorsque le lac ne déborde pas, le débit des sources est égal à la somme du débit qui part vers le Las, du débit qui est pris par le captage de l'usine AEP, l'évaporation du lac de Dardennes et la variation de volume d'eau stocké dans le lac. Lorsque le lac déborde, le débit est calculé selon le même principe auquel il faut ajouter le débit partant vers le Las par le seuil du barrage. L'erreur de calcul du débit du seuil par la mesure de hauteur d'eau est apparue trop forte, ce qui a nécessité de calculer ce débit à partir d'une station de mesure sur le Las plus en aval à Lagoubran (Fig. 17). Le débit du Las est déconvolué, afin de séparer l'eau provenant du karst de Dardennes, du ruissellement urbain et de la source de Saint Antoine.

Seul le débit moyen journalier est accessible. Cette échelle temporelle permet de travailler correctement sur l'évaluation de bilans hydrologiques, mais ne permet pas d'être précis sur les débits de pointes (la moyenne journalière ayant pour effet de minimiser le débit de pointe dans des systèmes hydrologiques aux réactions temporelles inférieures à la journée).

En prenant en compte les contraintes techniques (fonctionnement, dérives et panne de matériel), deux grandes périodes de données disponibles sont distinguées :

- du 14/10/2012 au 07/05/2015, le débit des sources de Dardennes qui part vers le Las est obtenu par déconvolution du débit du Las mesuré à Lagoubran. Ce sont les données utilisées dans la thèse de C. Baudement, qui comprennent les étiages et les crues.
- du 07/05/2015 au 11/03/2018, la station du Las à Lagoubran n'est plus pleinement opérationnelle. Lorsque le lac déborde, le débit des sources de Dardennes débordant par le seuil du barrage n'est donc plus disponible. La série de données est donc limitée aux périodes où le lac ne déborde pas. Dans ce cas, le débit vers le Las se limite aux fuites sous le barrage et par l'ancien tunnel du Ragas, qui sont estimées par une relation hydraulique avec le niveau d'eau dans le lac. La période de mai 2015 à mars 2018 a été une période peu pluvieuse, avec des forts étiages prolongés et très peu de débordement du lac. Des données représentatives sont donc disponibles pour cette période de faible débit. A l'inverse, il n'y a pas de donnée disponible sur les crues.

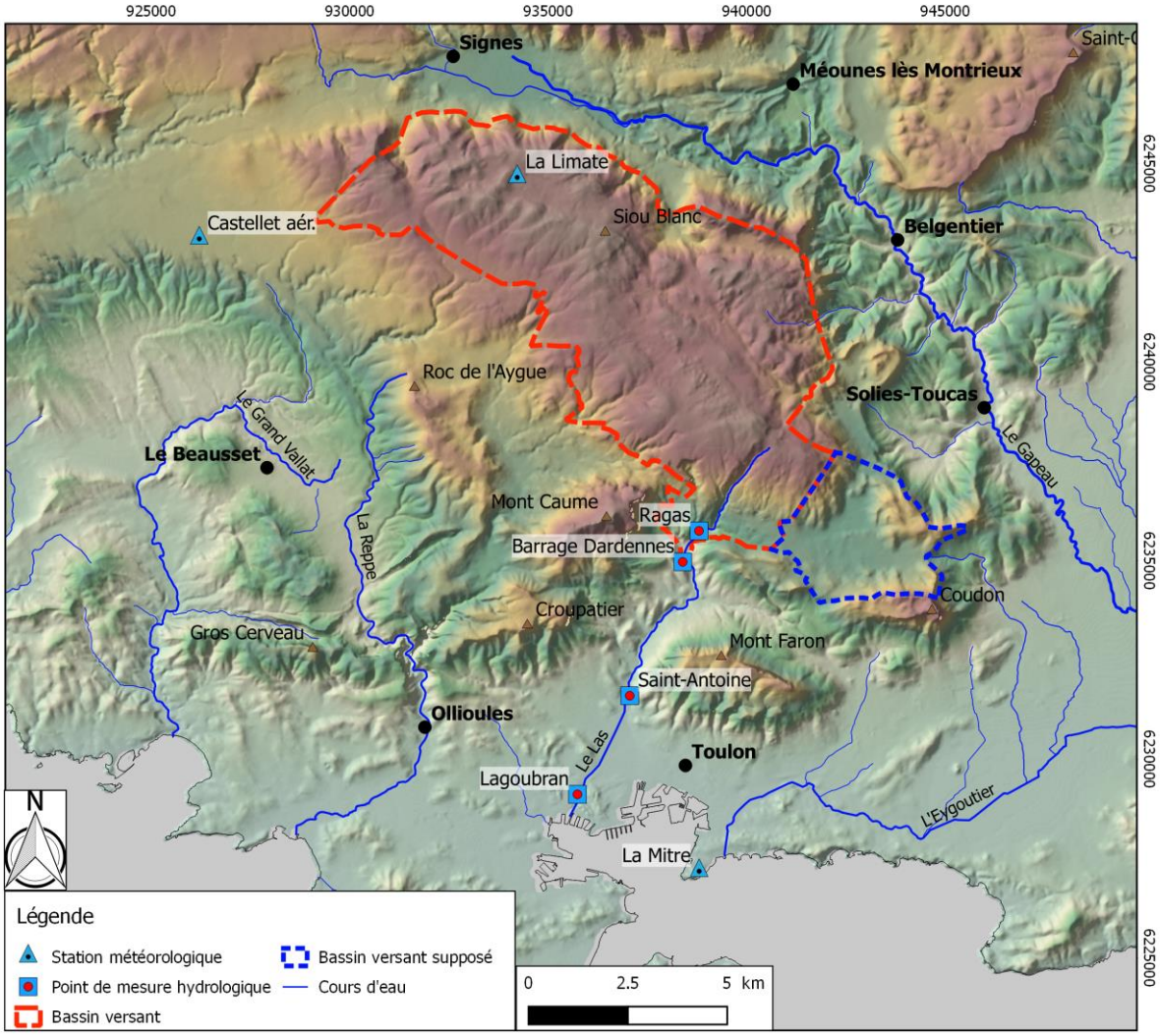


Fig. 17 : Localisation des stations météorologiques et des points de mesure utilisés au cours du projet. Baudement (2018).

3.1.1.2 *Le débit de captage AEP et les hauteurs d'eau du barrage*

Le débit de captage AEP est fourni par Véolia au pas de temps journalier depuis 1989 (le débit d'eau brute est utilisé lorsqu'il est disponible). Sur les vidanges par les vannes de fond du barrage au cours d'opération ponctuelles, le débit vidangé n'est pas connu.

Véolia a également fourni le niveau du lac mesuré une fois par jour, vers 9h00 le matin, par un opérateur présent au barrage. En 2013-2014, l'université avait mis une sonde de mesure au pas d'acquisition de 15 minutes au fond du lac dans le tube de la source Platane, mais celle-ci est tombée en panne et n'a pas été renouvelée étant donné les difficultés techniques pour aller l'installer au fond du lac. Depuis 2016, Véolia a installé un radar qui mesure et enregistre le niveau de l'eau du lac en permanence.

3.1.1.3 *La pluie et l'ETP*

Les précipitations étant un phénomène hétérogène, la pluie utilisée dans les modèles Pluie-Débit est une pluie composite, calculée à partir des mesures faites sur les trois pluviomètres disponibles autour du cas d'étude (Fig. 17) : la station Météo-France de Toulon-La Mitre, la station Météo-France du Castellet

aérodrome et la station installée par l'université dans le bassin versant à La Limate (plateau de Siou-Blanc, Signes). La valeur moyenne des trois stations est utilisée.

L'ETP est fournie par Météo-France. Les données de Toulon et du Castellet aérodrome sont très proches. L'ETP est prise à la station Le Castellet aérodrome, disponible de 2004 à 2018. Sur la période 1998-2003, l'ETP de Toulon est utilisée, avec une correction linéaire par rapport à la station du Castellet.

3.1.1.4 *Les chroniques des paramètres hydro-physico-chimiques*

3.1.1.4.1 Les données du Ragas

Le Ragas a fait l'objet d'un suivi en continu depuis 2012 (le suivi est toujours opérationnel en octobre 2018), avec l'installation de deux sondes CTD (conductivité électrique, température et niveau d'eau) mesurant au pas de temps de 15 minutes (référencement altitudinal des sondes à partir d'octobre 2012). Les sondes sont installées à l'altitude 92 mètres, à proximité de la prise d'eau souterraine du tunnel du Ragas. Les deux sondes installées au même emplacement permettent de vérifier qu'il n'y a pas de dérive des mesures au cours du temps (en plus des mesures ponctuelles lors des visites de terrain).

3.1.1.4.2 Les données de Saint-Antoine

La source de Saint-Antoine a également été instrumentée avec une sonde CTD mesurant au pas de temps de 15 minutes entre septembre 2012 et octobre 2017.

3.1.1.4.3 Mesures hydrogéochimiques ponctuelles

Afin de différencier les masses d'eau qui composent les eaux souterraines et d'en déterminer leur origine, des prélèvements ont été effectués afin d'acquérir les paramètres physico-chimiques (température, conductivité électrique et le pH), la concentration en ions majeurs dissous et la composition isotopique de l'eau (oxygène 18 et deutérium). Entre décembre 2013 et 2017, 14 campagnes régionales d'échantillonnage ont eu lieu, en prélevant les sources principales de l'unité du Beausset (Bonnefont, Labus, Gapeau, Saint Antoine, Ragas et les sources de Dardennes via l'eau s'écoulant des fuites du barrage), dont :

- 5 campagnes en période d'étiage ou fin d'étiage
- 2 campagnes de suivi d'évènement de hautes eaux sur les sources de Dardennes et certaines sources majeures lors d'évènements pluvieux de 2016 pour l'analyse des ions majeurs.

La pluie a également été prélevée pour analyse des isotopes stables, à la station Le Brûlat, sur la commune du Beausset.

Trois échantillons (deux le 25 aout 2015 et un le 20 avril 2016) d'eau de la source du Ragas ont été prélevés afin d'estimer l'âge apparent de l'eau via les gaz dissous CFCs (Chlorofluorocarbones) et le SF6 (Hexafluorure de soufre)

Le détail des prélèvements et des résultats est donné dans la thèse de Baudement (2018).

3.1.2 Le fonctionnement du karst de Dardennes entre 2012 et 2018

3.1.2.1 *Les conditions météorologiques sur la période d'étude 2012-2018*

Les précipitations entre 2012 et 2018 peuvent être classées en deux périodes à l'échelle annuelle. Le Tableau 1 synthétise les précipitations annuelles sur les trois stations Toulon, Castellet aérodrome et Limate, par cycle hydrologique (1er septembre au 31 août de l'année suivante). Les cycles hydrologiques 2012 à 2015 ont été particulièrement pluvieux, avec 944 à 1005 mm en moyenne sur les 3 stations ; alors que les deux cycles suivants, de 2015 à 2017, ont été beaucoup plus secs avec seulement 477 à 600 mm en moyenne. Ces valeurs sont à comparer avec la moyenne de pluie annuelle calculée sur les cycles

hydrologiques, entre 1989 et 2018 : 633 mm/an à Toulon La Mitre, 681 mm/an au Castellet aérodrome. Il y a donc quasiment un rapport du simple au double entre les années sèches et les années humides au Castellet, et du simple au triple sur la station de Toulon.

À l'échelle d'une année civile, la pluie cumulée au cours de l'année 2017 à la station de Toulon La Mitre a atteint un record de minimum de pluie annuelle, avec seulement 262 mm, ce qui correspond à la plus petite valeur de cumul de pluie annuelle entre 1946 et 2018.

Tableau 1 : Pluie annuelle par cycle hydrologique (01 septembre N au 31 août N+1) sur les stations météorologiques de Toulon La Mitre (Météo-France), Le Castellet aérodrome (Météo-France) et La Limate (Université) (* les données de La Limate s'arrêtent le 06 juillet 2018).

Année par cycle hydrologique (01 sept. N – 31 août N+1)	Toulon La Mitre (mm/an)	Le Castellet aérodrome (mm/an)	La Limate (mm/an)	Moyenne des trois stations (mm/an)
2012 - 2013	813	833	1187	944
2013 -2014	757	978	1178	971
2014 - 2015	1026	868	1122	1005
2015 - 2016	376	439	615	477
2016 - 2017	375	679	746	600
2017 - 2018	618	688	781*	696
Moyenne interannuelle 1989-2018	633	681	-	-

3.1.2.2 *Le débit des sources de Dardennes*

Les sources de Dardennes sont caractérisées par un débit d'étiage 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 évènements de crue dépassant 15 m^3/s sur quelques jours. La Fig. 18 présente l'évolution de octobre 2012 à mars 2018 du débit des sources de Dardennes (débit total incluant le débit capté pour l'AEP et le stockage/déstockage du lac), le niveau d'eau dans le lac et le Ragas, et la pluie moyenne des trois stations Toulon La Mitre, Castellet aérodrome et La Limate. Les débits de crue sont disponibles seulement sur la période de 2012 à mai 2015 ; le débit des crues de mai 2015 à mars 2018 n'est pas mesuré. Les périodes de crue peuvent être visualisées sur la Fig. 18 grâce au niveau d'eau dans le Ragas. Le niveau d'eau de cette source de trop-plein illustre semi-quantitativement l'ampleur des crues, car plus le niveau d'eau est haut, plus le débit est important aux sources de Dardennes.

En rapport avec les deux périodes de précipitations précédemment décrites, la réaction des sources de Dardennes (ou du Ragas) est également scindée en deux périodes (Fig. 18) :

(1) De octobre 2012 à avril 2015, de fortes crues se succèdent régulièrement durant les hautes-eaux hivernales. Le Ragas déborde plusieurs fois par an. La plus forte crue est observée le 27/11/2014, avec un débit moyen journalier de l'ordre de 26 m^3/s et une hauteur maximale instantanée du Ragas à 152,2 m (soit 3,2 mètres au-dessus du seuil de débordement).

(2) De mai 2015 à février 2018, le Ragas ne déborde pas une seule fois, signe qu'aucune crue d'ampleur équivalente aux années précédentes n'a eu lieu, alors que certains événements pluvieux sont intenses (par exemple en février et novembre 2016). Durant cette période moins pluvieuse, les pluies sont majoritairement stockées dans l'aquifère et le sol, et provoquent uniquement des crues de moindre importance par rapport à la période précédente.

L'acquisition de données sur ces deux périodes de régime pluviométrique différent est particulièrement intéressante car elle va permettre de tester la robustesse des modèles vis-à-vis de cette contrainte pluviométrique.

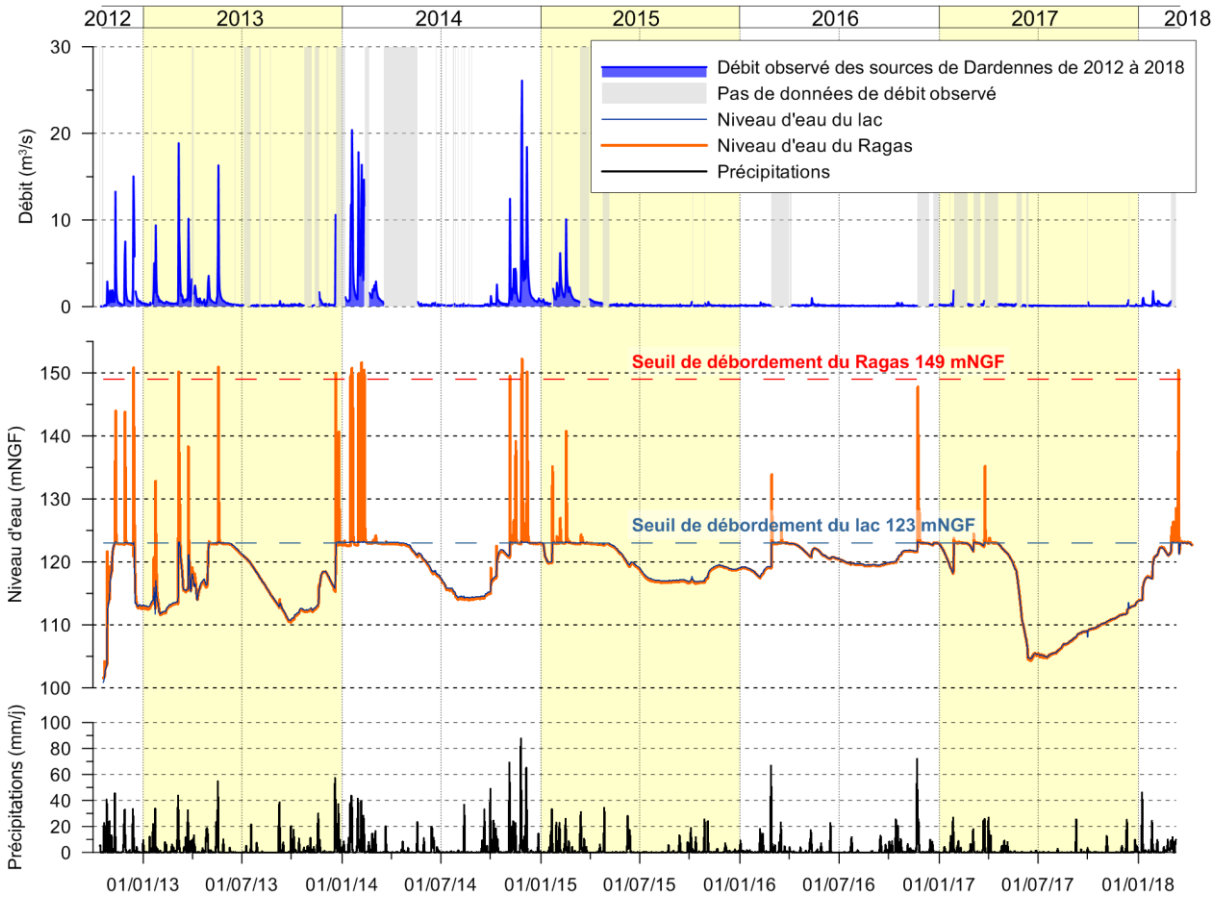


Fig. 18 : Chronique de pluie, niveau d'eau et débit pour l'étude du karst de Dardennes entre octobre 2012 et mars 2018. Les précipitations journalières sont la moyenne des stations de Toulon La Mitre, Le Castellet aérodrome et La Limate. Le niveau d'eau dans le lac de Dardennes est mesuré une fois par 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.

En dehors des périodes de crue, il faut retenir de l'analyse des courbes de la Fig. 18 que l'aquifère karstique de Dardennes a chaque année un débit d'étiage de l'ordre de 100 l/s, variable en fonction de la pluviométrie annuelle. Sur la période peu pluvieuse 2015-2017, le débit naturel des sources de Dardennes en octobre 2017 était de l'ordre de 70 l/s, ce qui donne une valeur relativement importante étant donné les faibles précipitations sur les 2 années précédentes.

Par ailleurs, le niveau d'eau du lac varie entre 100 mètres et 123 mètres (avec quelques centimètres au-dessus du seuil de débordement du barrage). Ce niveau d'eau est contraint par le débit naturel des sources de Dardennes qui alimentent le lac, le seuil de débordement du lac, le débit de captage de l'usine AEP de Dardennes et la gestion du niveau d'eau du lac par ouverture des vannes de fond pour vidange dans le Las. C'est pourquoi, d'une année sur l'autre, le niveau d'eau du lac ne baisse pas toujours à la même côte. Le niveau du lac a été baissé à une côte particulièrement basse en septembre 2012 lors de la réalisation de tests de pompage par la prise d'eau du tunnel du Ragas, et en mai et juin 2017 pour l'inspection décennale du barrage. À certaines périodes, le lac est vidangé par le gestionnaire du

barrage ; ces périodes sont variables d'une année sur l'autre et le débit vidangé n'est pas mesuré au barrage. Ces opérations de vidange vont compliquer les simulations de niveau d'eau avec les modèles numériques lorsque les données de vidanges ne sont pas disponibles. Les principales périodes de vidanges sont : l'année 2013 durant les études de stabilité du barrage, du 5 au 13 janvier 2015 durant l'étude des relations hydrauliques du Las et de la source Saint-Antoine, du 22 mai au 10 juin 2017 lors de l'inspection décennale du barrage.

3.1.2.3 *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 (Fig. 19) :

(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 suivi du niveau d'eau du Ragas au cours du temps, et en particulier lors des crues, est donc un excellent indicateur de l'état du système karstique. Il offre ainsi un point de suivi et d'intercomparaison sur le long terme. Il montre qu'une part des écoulements rapides observés en crue en période de hautes-eaux est stockée dans les réserves de l'aquifère en période de basses-eaux. Ce fonctionnement hydrodynamique du système sera testé par l'approche de modélisation pluie-débit.

3.1.2.4 *Le temps de réaction des sources après la pluie : le Ragas comme point d'observation*

Les principales sources de Dardennes se trouvant au fond du lac artificiel, le Ragas est utilisé comme point d'observation de la réactivité du système karstique. Une montée du niveau d'eau au Ragas signifie que le débit des sources augmente. Lorsque le niveau d'eau dépasse 149 mètres au Ragas, la source temporaire de trop-plein du Ragas s'active par débordement. Sur la période d'étude, la source du Ragas a débordé entre 6 et 31 heures après le début de la pluie (Fig. 19). 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.

3.1.2.5 *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 µS/cm, avec 86% de ses valeurs entre 460 et 520 µS/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.

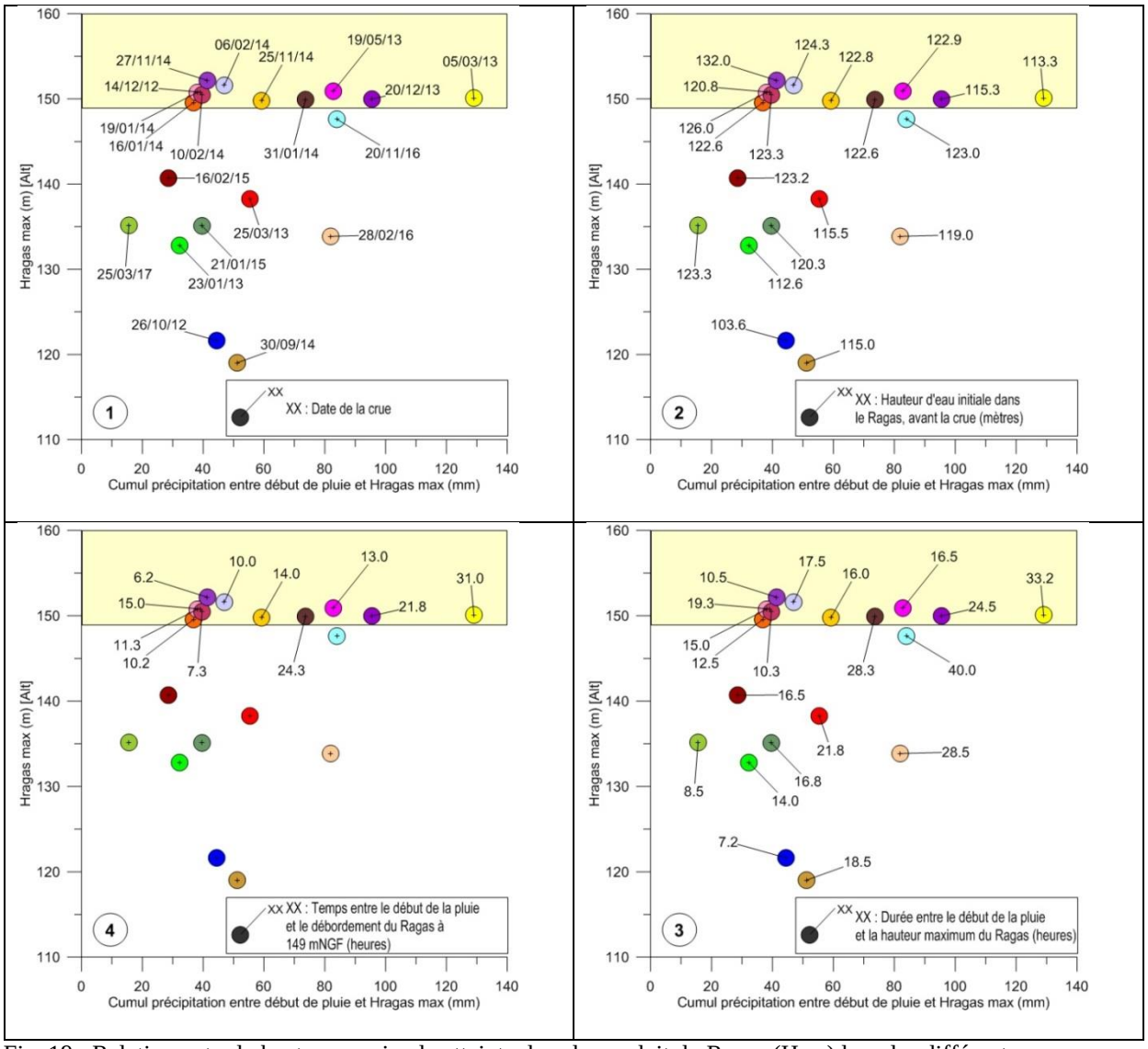


Fig. 19 : Relation entre la hauteur maximale atteinte dans le conduit du Ragas (H_{max}) lors des différentes crues en fonction du cumul des précipitations entre le début de celles-ci et H_{max}. Le rectangle beige représente toutes les crues dont le niveau d'eau du Ragas a dépassé le seuil de débordement à 149 m d'altitude. Figure extraite de Baudement (2018).

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 pompages dans le conduit du Ragas et de la connexion du plan d'eau avec le conduit du Ragas.

3.1.2.6 *Faciès géochimique et isotopique des eaux des sources de Dardennes*

La comparaison des analyses des ions majeurs des sources du pourtour du massif de Siou-Blanc offre une bonne illustration de l'origine des masses d'eau drainées dans la région du bassin d'alimentation des sources de Dardennes (Fig. 20). Les analyses de l'eau prélevée dans le lac de Dardennes et le Ragas donnent 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. 20). 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 $\delta^{18}O$ et -46,00 à -40,00 ‰ pour le $\delta^{2}H$ (Fig. 21). 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.

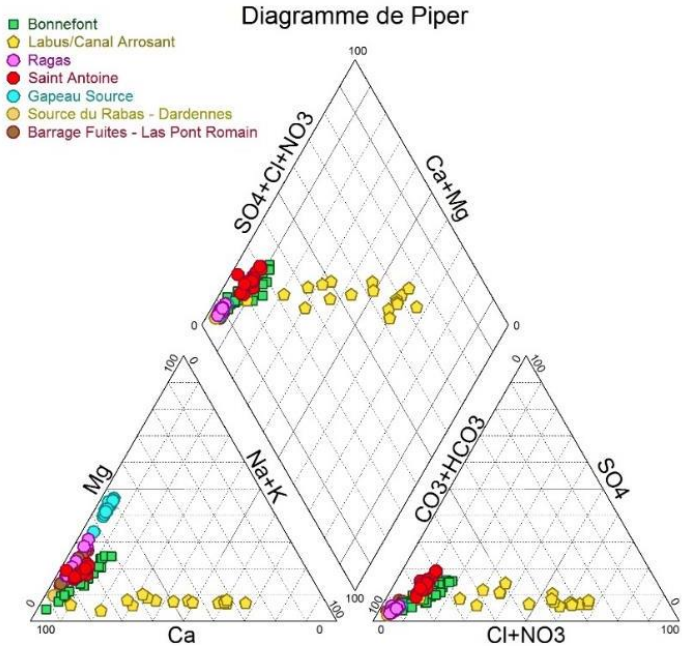


Fig. 20 : Diagramme de Piper permettant de différencier les faciès chimiques des sources majeures réparties autour du massif de Siou-Blanc. Les sources de Dardennes sont étudiées par les points de prélèvement intitulés : Ragas, Source du Rabas et Barrage fuite (Las Pont Romain). Extrait de Baudement (2018).

Une autre conclusion intéressante de ces mesures isotopiques est tirée de la comparaison entre les valeurs mesurées aux sources de Dardennes et celles de la pluie (Fig. 21). La pluie a un signal très variable d'un événement pluvieux à l'autre. Cette variabilité ne se retrouve pas dans le signal des sources, qui elles 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.

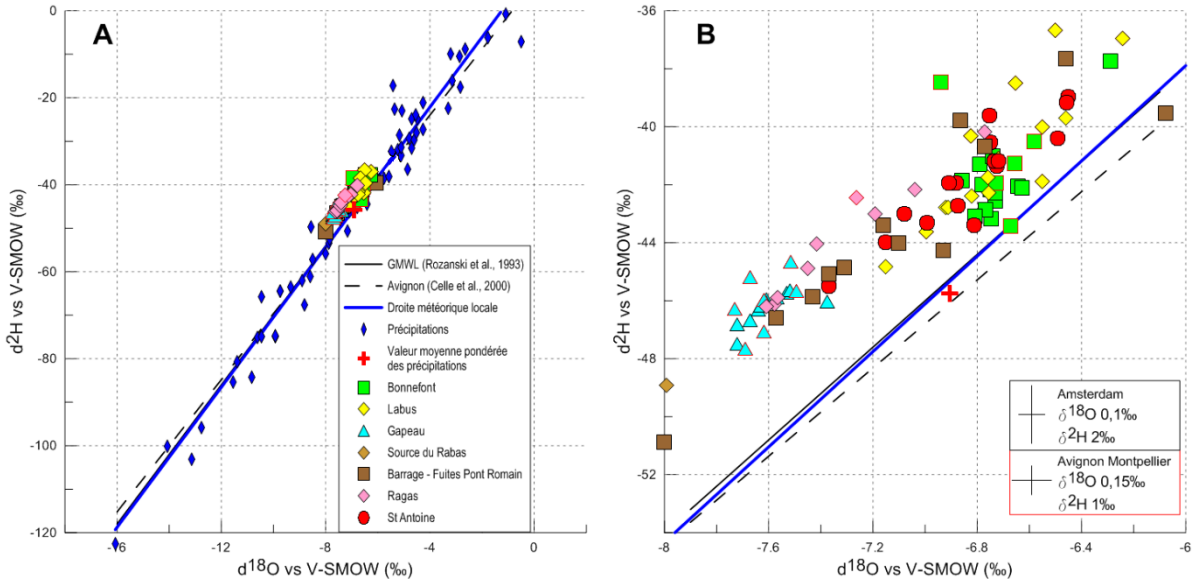


Fig. 21 : A) Relation entre le 2H et 18O des précipitations locales mesurées par événement pluvieux, et les valeurs des sources régionales. La valeur de la moyenne pondérée des précipitations est représentée d'une croix rouge. B) Agrandissement du graphique A afin de mieux visualiser la position des points échantillonnés. Extrait de Baudement (2018).

3.1.3 Modélisation pluie-débit

3.1.3.1 *Principe de la modélisation pluie-débit*

La modélisation hydrogéologique des écoulements en 3 dimensions en tenant compte de toutes les hétérogénéités géologiques du système n'est, à l'heure actuelle, toujours pas possible. Une alternative extrêmement performante est d'utiliser un modèle Pluie-Débit à 1 dimension. L'hydrosystème est traité dans sa globalité, et une relation, qui peut être complexe, est appliquée pour transformer le signal de pluie en débit des sources à l'exutoire du système. Les modèles Pluie-Débit présentent l'avantage d'être modulables pour représenter finement le modèle conceptuel de fonctionnement d'un aquifère. Ils permettent par exemple de tenir compte des conditions d'infiltration (Tritz et al. 2011), puis des conditions de transfert en écoulements rapide ou lent (Fleury, 2007, 2008 ; Hartmann, 2012) ; ils peuvent aussi être adaptés pour simuler le mélange par intrusion saline d'eau de mer (Arfib et Charlier, 2016). Ce type de modèle offre aussi la possibilité de simuler le niveau d'eau dans un compartiment conceptuel du modèle (par exemple la matrice ou les conduits) et de le comparer avec des mesures représentatives faites in-situ. L'avantage de ces modèles est qu'ils peuvent fonctionner avec peu de données, non spatialisées et même si la série de données est incomplète. Ces modèles permettent de réaliser des bilans hydrologiques, de suivre et prévoir l'évolution temporelle des débits et des niveaux d'eau et de quantifier la part de l'écoulement lent et rapide pour des questions de gestion de la ressource et d'inondations. Ils peuvent servir de support pour la modélisation de scénarios fixés par l'utilisateur, comme par exemple l'effet de la modification du régime des précipitations ou des pompages. Toutefois, un modèle ne reste qu'une représentation de la réalité, ce qui génère systématiquement des simplifications et des approximations, tout d'abord dans le schéma conceptuel de fonctionnement de l'aquifère, et aussi dans le processus de calage du modèle. Les études croisées telles que les deux thèses menées dans le projet Dardennes permettent d'affiner le ou les modèles conceptuels. Le processus de calage en modélisation est par ailleurs l'objet de travaux de recherche spécialisés. Dans le cadre du Service National

d'Observation Karst, une plateforme libre de modélisation Pluie-Débit, KarstMod[1], a été développée. La plateforme KarstMod offre des solutions de mise en œuvre des structures de modèles Pluie-Débit les plus courantes, et s'adapte ainsi aux modèles conceptuels établis pour l'hydrosystème de Dardennes. Elle inclut également des outils de calage automatique, d'analyse de sensibilité, des outils concernant les analyses hydrodynamiques (corrélogramme, débits classés etc..).

3.1.3.2 *Structures des modèles pluie-débit appliqués à Dardennes*

De nombreuses structures de modèles Pluie-Débit ont été testées au cours du projet Dardennes via la plateforme KarstMod afin de simuler le débit total des sources de Dardennes. Une première structure de modèle, adaptée au modèle conceptuel de fonctionnement de l'aquifère préalablement établi par le croisement des études de géologie structurale, de karstologie et d'hydrodynamique et hydrochimie, a été proposée par Baudement (2018) sur la période 2012-2016. Par l'acquisition et le traitement de données nouvelles de 2016 à 2018, sur une période météorologique particulière caractérisée par de faibles précipitations, Garin et Arfib (2018) proposent une structure de modèle affinée afin d'obtenir une meilleure simulation des débits d'étiages.

Compte tenu de la configuration particulière du site, influençant le mode de calcul du débit observé (le débit réel des sources de Dardennes n'est jamais observable sur le terrain car une partie de l'eau est en permanence captée par l'usine AEP), et du fait du stockage/déstockage dans la retenue de Dardennes, Garin et Arfib (2018) proposent d'utiliser deux modèles pluie-débit pour des applications différentes (Fig. 22) :

3.1.3.2.1 Un modèle pour simuler le débit total des sources et étudier le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère

Ce modèle propose de tenir compte du comportement non linéaire du système karstique, c'est-à-dire à la fois de la lente récession à l'étiage et des variations très fortes de débit en crue. Ils proposent ainsi une nouvelle version « Dard_Non_Lin », utilisant : (1) un coefficient de récession faible (K_{tar} = 0,0025 j^{-1}) de l'écoulement lent vers la source afin de simuler correctement les étiages durant lesquels le débit diminue lentement, (2) une relation non linéaire sur la simulation de l'écoulement lent, afin de générer des variations de débit conséquentes durant les épisodes pluvieux. Dans ce premier modèle, le débit capté par l'usine AEP et le stockage/déstockage de l'eau du lac sont pris en compte et incorporés directement dans le calcul préalable du débit total des sources de Dardennes (avant même d'utiliser la plateforme KarstMod). Ce modèle va simuler le débit total des sources, sans différencier la part qui va vers le Las (et l'évaporation du lac) ou vers le captage AEP. Le modèle comprend 3 réservoirs : un premier réservoir E (Epikarst) qui se vidange vers les réservoirs M (Matrice) et C (Conduit), ces derniers se vidangeant ensuite vers la source .Les différents tests réalisés montrent également qu'en fonction de la période de calage du modèle, les résultats obtenus peuvent être légèrement différents. Il n'y a donc pas qu'un seul modèle optimal. Garin et Arfib (2018) proposent d'utiliser la structure de modèle Dard_Non_Lin avec deux calages différents (obtenus sur les périodes P1 et P2 prises entre 2012 et 2018 : P1 du 22/12/2012 au 30/08/2014 et P2 du 31/08/2014 au 10/03/2018). Pour le détail des tests et calibrations effectuées, le lecteur peut se reporter à Baudement (2018) et à Garin et Arfib (2018). Les modèles sont ensuite utilisés pour simuler une plus longue chronique démarrant en 1998. Ces modèles

1 www.sokarst.org/

vont permettre de séparer les écoulements en écoulement rapide (crue) et écoulement lent (écoulement de base), et de les comparer aux débits d'exploitation AEP.

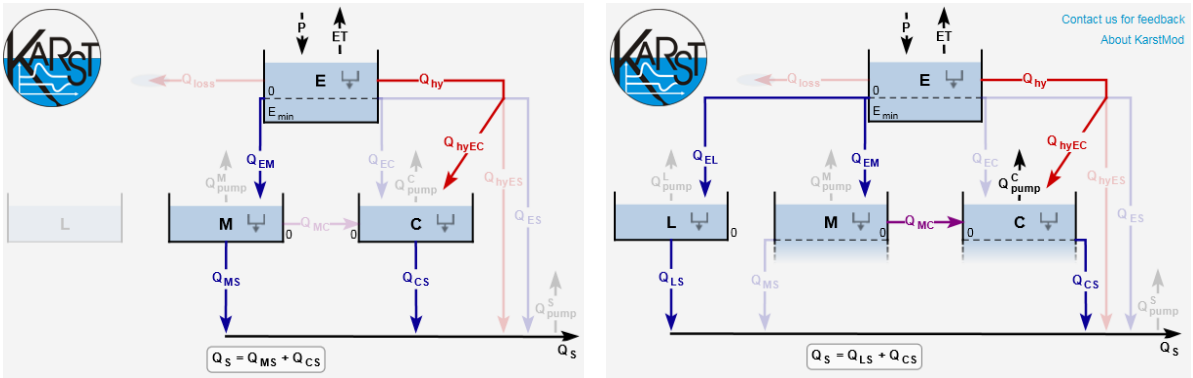


Fig. 22 : Schéma conceptuel de modélisation Pluie-Débit ; Gauche : Structure proposée par Baudement (2018) et utilisée dans le modèle "Dard_Non_Lin", Droite : Structure du modèle "Dard_Sans_Fond", simulant le débit des sources de Dardennes alimentant le Las à l'aval du barrage de Dardennes, et tenant compte du prélèvement AEP dans le réservoir C.

3.1.3.2.2 Un modèle pour simuler les niveaux d'eaux aux sources de Dardennes et étudier l'effet d'un pompage

Dans ce second modèle, le débit n'est plus celui des sources de Dardennes, mais uniquement le débit qui part vers le Las ; le captage AEP et le stockage/déstockage du lac étant pris en compte dans la plateforme KarstMod. Le modèle comprend 4 réservoirs : le réservoir E pour la recharge (entrée = précipitation – évapotranspiration, sortie vers les réservoirs inférieurs), et trois réservoirs L, M, C pour le transfert vers le Las. Lorsque le lac ne déborde pas, l'eau qui alimente le Las vient des fuites du barrage (Q_{LS}), qui seront simulées par un réservoir indépendant (réservoir L). Les réservoirs M et C sont interconnectés (Q_{MC}), et l'eau s'écoule vers le Las (Q_{CS}) uniquement à partir du réservoir C car l'intégralité de l'aquifère (matrice + conduit) est drainé par les sources karstiques de Dardennes. Les réservoirs M et C sont des « réservoirs sans fond », c'est-à-dire que le niveau d'eau de ces réservoirs peut diminuer sous le niveau « zéro » lorsqu'un prélèvement par pompage AEP a lieu (Q_{C_pump}). Dans ce cas, l'eau ne s'écoule plus du réservoir C vers le Las (Q_{CS}). Le pompage AEP est imposé dans le réservoir C, c'est-à-dire dans le karst, car le pompage réel a lieu soit directement dans le Ragas, soit dans le lac alimenté directement par les sources karstiques du fond du lac et connectées au Ragas. A l'inverse, quand le débit de recharge est plus important que le débit AEP, le niveau d'eau dans le réservoir C remonte, reconstituant ainsi le stock d'eau, jusqu'à atteindre le niveau de débordement et alimenter de nouveau l'écoulement Q_{CS}. Dans cette structure de modèle, le réservoir M va représenter l'écoulement lent qui alimente à l'étiage le débit de pompage.

Le calage du modèle Dard_Sans_Fond repose à la fois sur la comparaison du débit simulé avec le débit observé alimentant le Las à l'aval du lac de Dardennes, et sur la comparaison du niveau d'eau simulé dans le réservoir C avec le niveau mesuré au Ragas. Pour cela, le niveau d'eau d'un réservoir de modèle Pluie-Débit doit être transformé en niveau d'eau réel (Mazzilli *et al.*, 2017) en calant un paramètre de porosité effective ω. Par essai-erreur, ω a été calé à 0,0009 pour la zone au-dessus de 123m (zone de variation du niveau d'eau en crue, lorsque l'eau monte dans le Ragas et déborde à 149 mètres) et entre 0,001 et 0,0005 pour une altitude inférieure à 123 m, zone dans laquelle le lac fluctue jusqu'à 94 m (lac vide) et où le volume du lac en fonction de l'altitude a été pris en considération.

Ces modèles sont des outils pertinents pour discuter de la pérennité de l'exploitation de la ressource en eau souterraine de cet aquifère.

3.1.3.3 *Résultats des modélisations pluie-débit*

3.1.3.3.1 Estimation du bassin d'alimentation

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^2 ; 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.

3.1.3.3.2 Évolution des composantes lentes et rapides du débit par année : un outil de réflexion pour une gestion durable de la ressource

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).

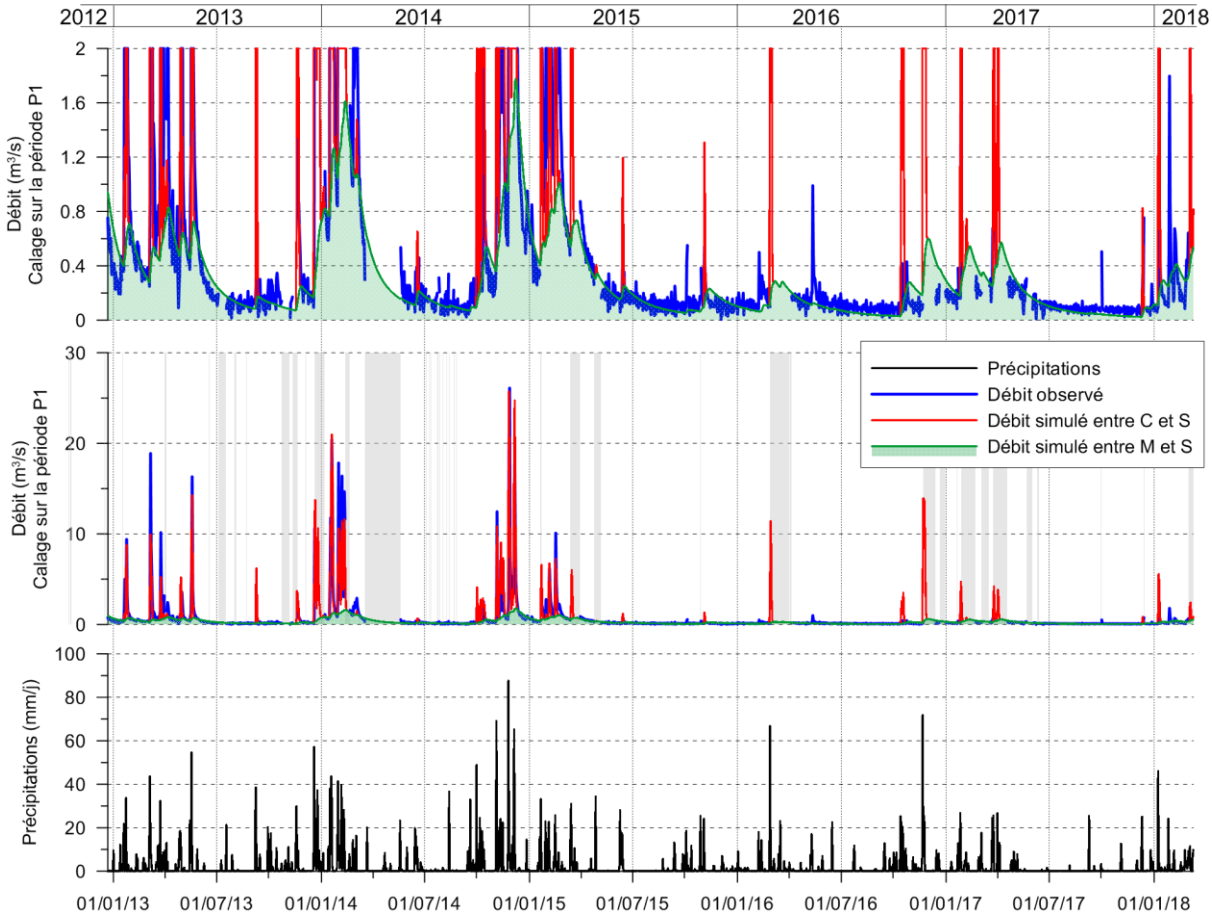


Fig. 23 : Séparation du débit total entre le débit de M vers S (écoulement de base) et le débit de C vers S (écoulement rapide) avec le modèle Dard_Non_Lin calé sur la période P1. Le graphique du haut est un zoom du graphique du milieu pour les débits entre 0 et 2 m^3/s.

Graphiquement, la Fig. 23 permet de mettre en valeur les deux types d'écoulement caractéristiques d'un système karstique. Uniquement le modèle calé sur la période P1 est présenté ici. Les deux modèles (calage sur la période P1 puis sur P2) donnent des résultats comparables, même si dans le détail le modèle calé sur la période P1 simule des pics de débit plus forts et des débits de base légèrement plus importants durant l'hiver.

L'écoulement lent de la matrice vers la source S (Q_{MS}) présente des variations saisonnières liées à l'alternance des périodes pluvieuses hivernales et des périodes sèches estivales (voire automnale comme en 2017), et de longues courbes de récession à l'étiage. Au contraire, le débit du réservoir C (Q_{CS}) caractérise bien les écoulements rapides associés directement au débit de crue avec de fortes variations journalières et des pics de crue de forte ampleur. Sur les cinq ans de mesures, le cycle hydrologique 2015-2016 s'individualise car il n'y a pas eu de saison pluvieuse hivernale marquée, ce qui limite les pics de crue et la recharge de la matrice (les écoulements lents). Les résultats graphiques du modèle mettent ainsi en exergue les variations du débit des sources karstiques en fonction du régime pluviométrique de l'année et des années précédentes.

L'utilisation des modèles permet de calculer les débits moyens des composantes lentes et rapides du débit des sources de Dardennes. Les données observées étant partiellement incomplètes, les modèles donnent également une estimation du débit total de chaque année.

Le Tableau 2 présente les résultats des composantes du débit lent et du débit rapide par année hydrologique (1er septembre N au 31 août N+1) pour chaque période de calage.

Tableau 2 : Résultats du modèle Dard_Non_Lin en moyenne par année hydrologique pour les calages sur la période P1 et P2 (P1 du 22/12/2012 au 30/08/2014 et P2 du 31/08/2014 au 10/03/2018). Moyenne annuelle des précipitations calculée en prenant la moyenne des trois stations météorologiques (Toulon La Mitre, Le Castellet aérodrome, Limate). Q_{MS} : débit du réservoir M vers la source, représentant le débit d'écoulement lent ; Q_{CS} : débit du réservoir C vers la source, représentant le débit d'écoulement rapide. Résultats extraits de Garin et Arfib (2018).

Calage	Année hydrologique	Précipitations (mm)	Moyenne Q_{MS} (m^3/s)	Moyenne Q_{CS} (m^3/s)	Moyenne Q_{total} (m^3/s)	%Q_{MS}	%Q_{CS}
P1	2013-2014	971	0,38	0,67	1,05	0,36	0,64
	2014-2015	1005	0,48	0,76	1,24	0,39	0,61
	2015-2016	477	0,11	0,08	0,19	0,59	0,41
	2016-2017	600	0,24	0,27	0,50	0,47	0,53
	Moyenne des années	763	0,30	0,44	0,75	0,45	0,55
P2	2013-2014	971	0,31	0,57	0,88	0,35	0,65
	2014-2015	1005	0,39	0,64	1,02	0,38	0,62
	2015-2016	477	0,10	0,06	0,16	0,62	0,38
	2016-2017	600	0,19	0,21	0,40	0,47	0,53
	Moyenne des années	763	0,25	0,37	0,62	0,46	0,54

Les résultats des modèles (Dard_Non_Lin_P1 et Dard_Non_Lin_P2) sont relativement proches. Ils 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^3/s entre 2013 et 2017, et il varie de 0,16 à 1,02 m^3/s avec le modèle P2.

Les deux modèles montrent la même tendance : lorsque les précipitations sont faibles (le cycle 2015-2016 est deux fois moins arrosé que le cycle 2014-2015), le débit des sources chute fortement. Mais dès le cycle suivant, l'augmentation des précipitations permet au système de retrouver un débit plus fort.

La répartition des débits entre les écoulements rapides et lents montre une dynamique différente de ces deux types d'écoulement à l'échelle annuelle, en accord avec le modèle conceptuel de fonctionnement de l'aquifère et la structure du modèle Pluie-Débit. En s'intéressant au modèle P1, le débit de base (Q_{MS}) varie entre 0,11 et 0,48 m^3/s suivant les années, alors que l'écoulement rapide (Q_{CS}) varie entre 0,08 et 0,76 m^3/s ; il y a donc un rapport d'environ 1 à 4 dans les variations du débit de base suivant les années, alors que le rapport est d'environ 1 à 10 dans les variations du débit rapide. Les années les plus pluvieuses sont caractérisées par une forte augmentation du débit rapide, c'est-à-dire par des crues éclair typiques du fonctionnement karstique observé au Ragas de Dardennes. Chaque événement pluvieux intense engendre également une augmentation des écoulements lents et participe ainsi à la recharge du débit de base de l'aquifère. De plus, la baisse du niveau du lac permet d'augmenter la capacité de recharge de l'aquifère (les crues sont moins importantes quand le lac est bas) et favorise sa recharge lors d'évènements pluvieux intenses. Ainsi, l'aquifère a une réelle capacité à se recharger et à écrêter les crues quand il est préalablement déprimé.

3.1.3.3.3 Les écoulements rapides en crue (cas d'une série de crues observées en janvier-février 2014)

C. Baudement (2018) avait proposé de déconvoluer la part d'écoulement rapide et lent lors des crues sur la période de janvier à février 2014. La même période est reprise par Garin et Arfib (2018) avec le nouveau modèle Dard_Non_Lin (calages sur P1 et sur P2) (Fig. 24).

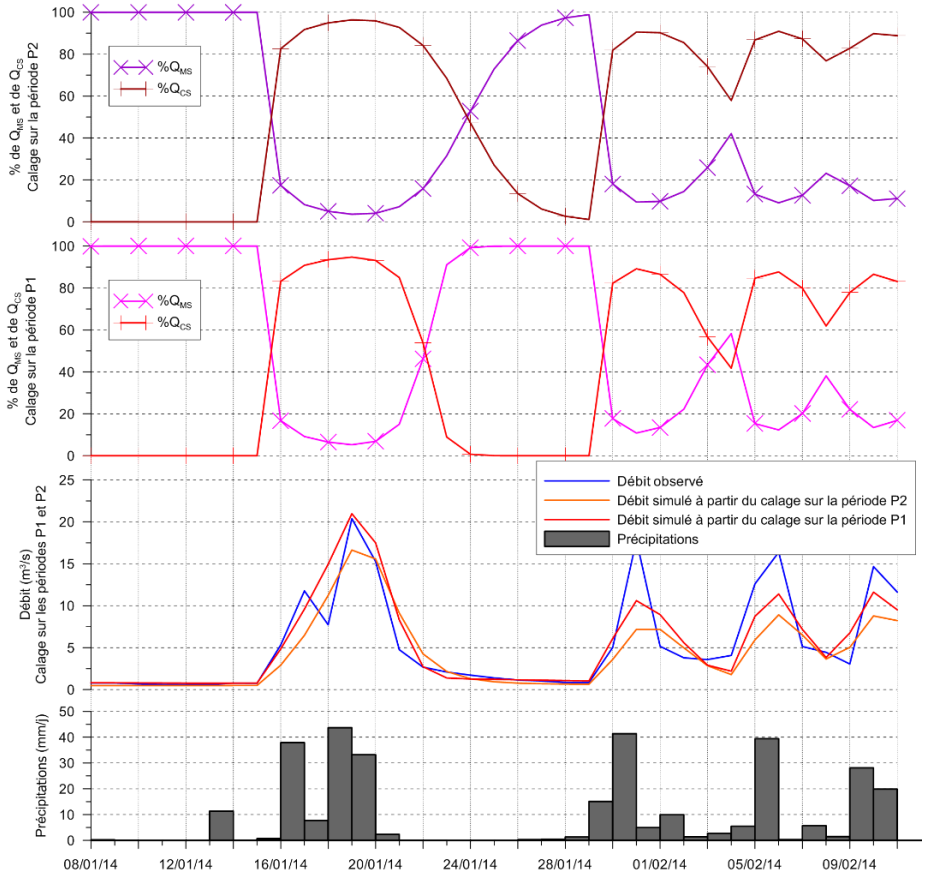


Fig. 24 : Simulations des crues de janvier et février 2014 avec le modèle Dard_Non_Lin. Pourcentage de débit simulé pour Q_{MS} (débit de base fourni par le réservoir Matrice) et Q_{CS} (débit de crue fourni par le réservoir Conduit) pour les deux périodes de calages.

Avant la première crue, le débit provient uniquement de la matrice (100% de Q_{MS}). Cette tendance s'inverse complètement le 16 janvier 2014 avec les premières précipitations et la proportion de l'écoulement rapide Q_{CS} qui atteint 95% le 19 janvier. Pendant 6 jours, le débit provenant du réservoir Conduit est dominant ; il fournit même plus de 80% du débit total simulé pendant quatre jours, puis il revient à 0% en quelques jours. Ce débit rapide est donc une part de l'eau souterraine qui est évacuée sous l'effet de la recharge des précipitations et qui ne sera donc plus disponible dans l'aquifère. Ce débit, qui passe uniquement en crue, est donc indisponible pour un captage d'eau dans l'aquifère, sauf si l'aquifère a été préalablement pompé et que la crue est naturellement écrêtée par stockage. Cet écoulement rapide est simulé dans le modèle Pluie-Débit par un coefficient de récession extrêmement fort. Ceci implique que l'onde de pression engendrée par l'eau de pluie rechargée est transmise à travers l'aquifère, et que la totalité de la pluie rechargée vers le réservoir C se transforme en débit de crue aux sources.

3.1.3.3.4 Simulation des débits entre 1998 et 2018

Le débit des sources de Dardennes a été simulé sur 20 ans à partir du modèle Dard_Non_Lin avec les deux calages P1 et P2, et des chroniques de précipitations et d'évapotranspiration de 1998 à 2018. Cette longue chronique (Fig. 25) montre l'occurrence de crues entre 25 et 30 m^3/s tous les 3 ans environ, et de crues de quelques m^3/s chaque année. L'évolution du débit est directement liée aux précipitations et en particulier aux pluies de forte intensité (ici l'intensité est donné au pas de temps du modèle : journalier) qui génèrent les crues maximales bien identifiables graphiquement sur la Fig. 25. Le débit moyen journalier maximal simulé est de 32,6 m^3/s lors de la crue du 15 décembre 2008, qui fut également la plus forte crue observée utilisée comme crue de référence sur la rivière Huveaune (région d'Aubagne, station hydrométrique Y4424040).

Les résultats des modèles sont synthétisés par année hydrologique dans la Fig. 25. Cette figure permet de visualiser l'évolution au cours du temps du débit de base (débit du réservoir Matrice vers la source : Q_{MS}) et du débit de crue (Débit du réservoir Conduit vers la source : Q_{CS}). Sur les vingt années simulées, le débit de base moyen interannuel est compris entre 0,22 et 0,29 m^3/s, et le débit moyen total interannuel entre 0,60 et 0,73 m^3/s (modèles Dard_Non_Lin P2 et P1 respectivement). Les années peu pluvieuses sont facilement identifiables, avec un débit total annuel (somme de Q_{CS} et Q_{MS}) moyen aux sources de Dardennes qui est inférieur à 300 l/s, composé majoritairement de débit lié aux écoulements lents. Il est à noter que ce débit total annuel augmente rapidement durant le cycle suivant en cas d'augmentation des précipitations, permettant ainsi au système de retrouver un débit plus fort suite à la recharge de l'aquifère.

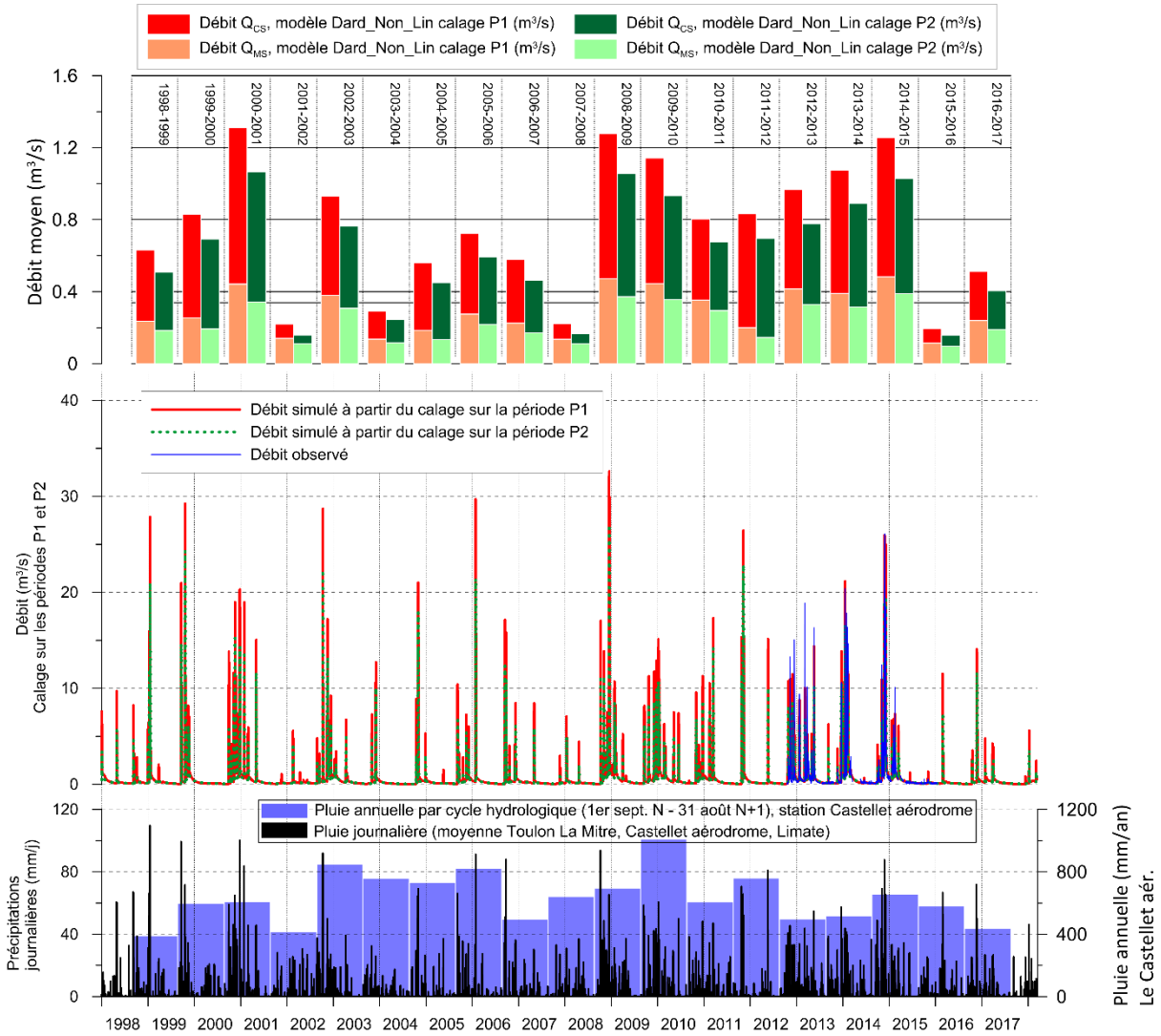


Fig. 25 : Simulation du débit des sources de Dardennes sur une longue chronique (1998 à 2018) avec le modèle Dard_Non_Lin calé sur les périodes P1 et P2. Pluie journalière moyenne et pluie annuelle par cycle hydrologique. Déconvolution entre l'écoulement lent (débit Q_{MS}) et l'écoulement rapide (Débit Q_{CS}) par cycle hydrologique du débit moyen annuel aux sources de Dardennes, simulé avec le modèle Dard_Non_Lin (calage sur la période P1 et la période P2), entre 1998 et 2017 (1er septembre N au 31 août N+1).

3.1.3.3.5 Comparaison des débits exploités pour l'AEP avec la simulation des débits lent et rapide

Afin de discuter de la gestion des ressources en eau souterraine de l'aquifère de Dardennes, les volumes d'eau exploités pour l'AEP sont comparés avec les volumes simulés par le modèle Dard_Non_Lin. Le volume d'eau écoulé par le débit rapide (réservoir Conduit) est évacué vers le Las et n'est donc pas disponible pour l'AEP. Le volume d'eau écoulé par le débit lent (réservoir Matrice) correspond donc au débit de base disponible naturellement aux sources toute l'année, à répartir entre les prélèvements pour l'AEP et le débit réservé pour l'équilibre de la vie aquatique du cours d'eau en aval.

La Fig. 26 donne les résultats du modèle pour le calage sur la période P1 (le résultat proche obtenu pour la période P2 est donné dans Garin et Arfib (2018). Le modèle est au pas de temps journalier, les résultats sont cumulés ou moyennés par mois. Le volume par année hydrologique des débits lent et rapide est donné dans le Tableau 3 pour les calages sur P1 et P2.

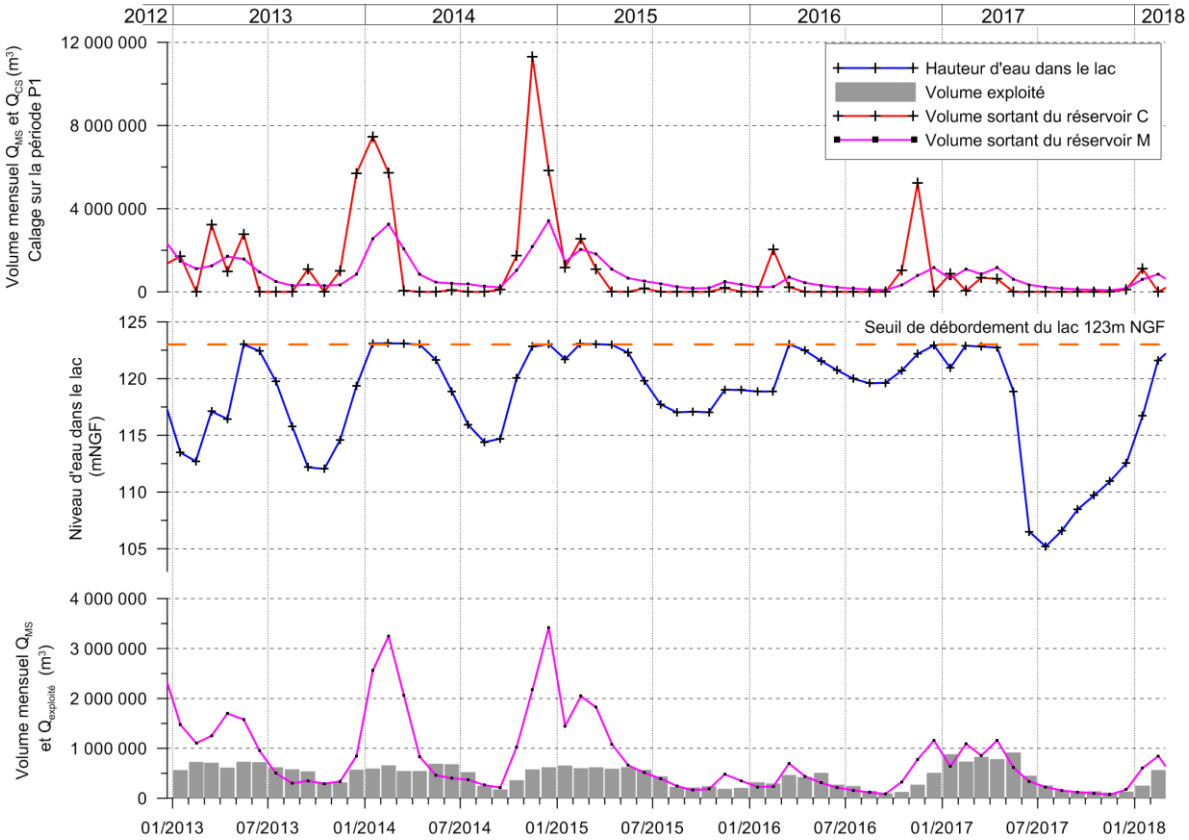


Fig. 26 : Volume mensuel simulé par le modèle Dard_Non_Lin représentant le débit sortant du réservoir Matrice (Q_{MS}) et le débit sortant du réservoir Conduit (Q_{CS}) à partir de la période de calage P1. Hauteur d'eau moyenne mensuelle dans la retenue d'eau de Dardennes. Volume mensuel d'exploitation.

À l'échelle annuelle, en s'intéressant aux cycles hydrologiques, le volume exploité pour l'AEP est de l'ordre de 6 millions de m^3 par an, sauf durant le cycle le plus sec de 2015-2016 où le volume exploité a baissé à 3,5 millions de m^3 (Tableau 3). Le volume exploité est en effet actuellement fortement dépendant du débit naturel des sources disponible en étiage. Dans une moindre mesure, le volume stocké dans le lac est également un facteur impactant le débit disponible pour l'AEP, qui est limité d'une part par la qualité de l'eau du lac et d'autre part par le volume maximum d'environ 1 million de m^3 contenu dans le lac. Les résultats des modèles montrent que le débit exploité actuellement est équivalent au débit de base (débit du réservoir M du modèle Pluie-Débit) en période peu pluvieuse comme lors du cycle 2015-2016, alors qu'en années pluvieuses (par exemple les cycles 2013-2014 et 2014-2015) le débit de base annuel est environ deux fois plus fort que le débit exploité pour l'AEP. Par exemple pour le calage P1, en 2013-2014, le volume annuel débité du réservoir M est de 12 millions de m^3 et le débit exploité est de l'ordre de 6 millions de m^3.

Tableau 3 : Comparaison à l'échelle d'un année hydrologique entre le volume annuel d'eau provenant du réservoir M du modèle Pluie-Débit (= débit de base) et le volume d'eau moyen exploité pour l'alimentation en eau potable par l'usine de Dardennes. Le modèle utilisé est Dard-Non_Lin, calé sur la période P1 ou sur la période P2.

Calage	Année hydrologique (1er sept. N – 31 août N+1)	Volume moyen d'eau écoulé à travers le réservoir M (millions m³/an)	Volume moyen d'eau écoulé simulé total (millions m³/an)	Volume moyen d'eau exploité (millions m³/an)
P1	2013-2014	12,0	33,2	6,2
	2014-2015	15,0	39,0	6,0
	2015-2016	3,5	6,0	3,5
	2016-2017	7,4	15,9	6,0
P2	2013-2014	9,8	27,8	6,2
	2014-2015	12,2	32,2	6,0
	2015-2016	3,1	5,0	3,5
	2016-2017	6,0	12,7	6,0

3.1.3.3.6 Simulation d'une crue suite à une pluie extrême

Les modèles Pluie-Débit permettent de tester des scénarios divers. La validité des résultats est toutefois limitée par deux critères majeurs : (1) l'échelle temporelle des phénomènes observés et modélisés, (2) la gamme de variation de données disponible, en particulier les mesures sur des phénomènes extrêmes rares. Le modèle Dard_Non_Lin a été établi à l'échelle journalière, il ne permet donc pas d'obtenir le débit de pointe maximum qui pourrait être observé aux sources de Dardennes car les crues sont généralement très rapides (1 à 2 jours). Par contre, c'est un modèle qui donne une valeur journalière moyenne valide. Toutefois, sur les périodes d'observations utilisées pour les calages, aucune pluie journalière supérieure à 90 mm/jour n'a été observée (Fig. 18).

La région de Dardennes est un jour susceptible de faire face à un évènement pluvieux de forte intensité, de type méditerranéen, comme ce fut le cas à Draguignan le 15 juin 2010 avec des précipitations atteignant 270 mm/j. Le modèle Dard_Non_Lin a été utilisé pour simuler l'effet d'une pluie extrême, en gardant à l'esprit que le modèle est au pas de temps journalier et qu'il n'a pas été calé sur des pluies extrêmes.

Pour cela, une pluie artificielle de 100, 200 ou 300 mm/j est imposée le 15 mai 2015 (soit 3 simulations différentes). De même, pour prendre en compte le rôle d'une saturation de l'épikarst (réservoir E) dans ce type d'évènement, un second lot de simulations est fait en imposant une pluie supplémentaire de 30 mm/j le jour précédant la pluie extrême (le 14 mai 2015).

En supposant des précipitations de 300mm en 1 jour, le débit maximal pourrait atteindre 72,4 m³/s le jour suivant les précipitations (Fig. 27) ou 78,7 m³/s dans le cas où l'épikarst a été rechargé par la pluie de 30mm le jour précédant (Fig. 27). De tels débits qui se déverseraient dans le Las engendreraient des inondations par débordement au niveau de l'entrée de la rivière couverte (Parc Burnett à Toulon, voir les documents du TRI de Toulon), qui pourraient également être amplifiées par le ruissellement urbain.

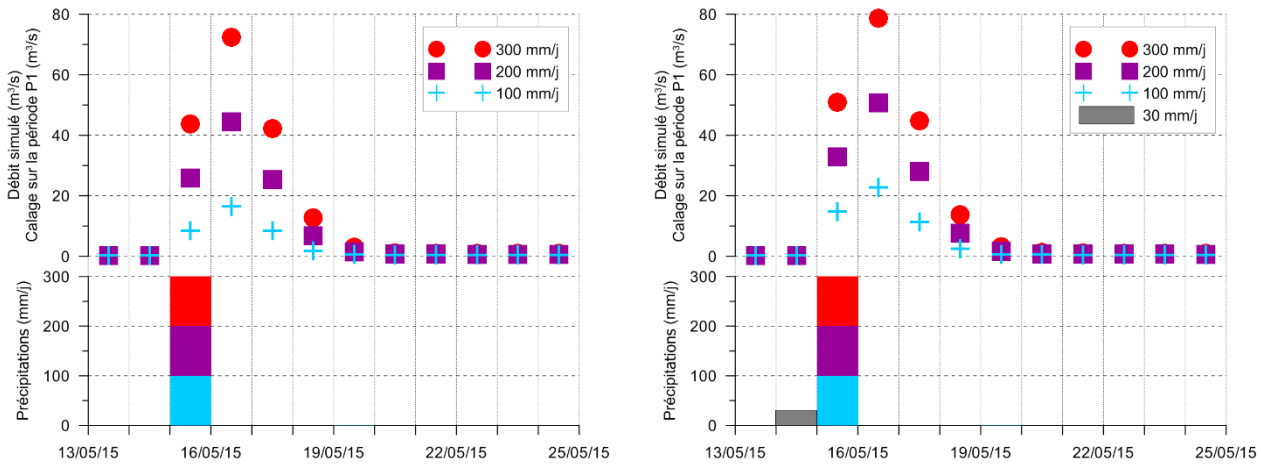


Fig. 27 : Gauche : Simulation du débit des sources de Dardennes dans le cas d'un évènement pluvieux exceptionnel avec une pluie artificielle (100 mm/j, 200 mm/j ou 300 mm/j) insérée dans la chronique de données le 15 mai 2015. Droite : idem à la figure de gauche avec une pluie de 30 mm/j le jour précédent. Résultat du modèle Dard_Non_Lin calé sur la période P1.

3.1.3.3.7 Modélisation du niveau d'eau et des pompages du Ragas de Dardennes avec un modèle Pluie-Débit-Niveau (Dard_Sans_Fond)

L'exploitation de l'eau sous le niveau de résurgence actuel permettrait de prélever en étiage un débit supérieur au débit des sources et à la réserve du lac artificiel. Cette surexploitation temporaire est ensuite accommodée par la recharge de l'aquifère lors des précipitations du cycle hydrologique suivant. Dans le cas du système karstique de Dardennes, il a été montré que lorsque l'aquifère est à un niveau d'eau bas en étiage, les pluies génèrent une forte recharge de la réserve par stockage des écoulements lents et des écoulements rapides qui ne provoquent ainsi pas de crue à l'exutoire. Il faut alors envisager que l'eau soit exploitée par pompage, et que le niveau d'eau descende à un niveau inférieur à celui des sources actuelles. Pour tester ce comportement de l'aquifère, Garin et Arfib (2018) proposent d'utiliser un second modèle : Dard_Sans_Fond.

L'avantage de ce modèle est d'inclure un pompage, correspondant au prélèvement d'eau pour l'AEP du barrage de Dardennes, qui va faire varier le niveau d'eau d'un réservoir dans le modèle numérique, comme c'est actuellement observé lorsque le niveau du lac et du Ragas baissent en été au fur et à mesure que l'usine prend de l'eau dans la retenue artificielle. Le débit simulé à la source (Qs dans la structure KarstMod - Fig. 22) n'est plus le débit total des sources de Dardennes comme dans le modèle Dard_Non_Lin précédant, mais seulement le débit des sources qui part vers le Las, c'est-à-dire le débit qui alimente le Las à l'aval du barrage de Dardennes. La part d'eau stockée/déstockée du lac est représentée par la variation de niveau d'eau dans les réservoirs M et C, et l'eau prélevée pour l'AEP est rajoutée comme donnée d'entrée du modèle KarstMod. Le niveau d'eau a été simulé en tenant compte du stock d'eau du lac de Dardennes et du stock d'eau emmagasiné ou libéré dans l'aquifère lorsque le niveau d'eau varie (par calage). Le niveau d'eau ainsi obtenu est comparé au niveau d'eau dans le Ragas de Dardennes, qui constitue un regard sur le réseau de conduits karstiques de l'aquifère. Le modèle calé est ensuite utilisé pour simuler l'évolution des niveaux d'eau au cours du temps en cas de pompage imposé à 300 l/s.

3.1.3.3.7.1 Simulation du niveau d'eau dans le Ragas et dans le lac à l'aide du niveau du réservoir C de 2013 à 2018

Les simulations du niveau d'eau du Ragas et du débit vers le Las sont données dans la Fig. 28. Le niveau d'eau simulé est représenté pour la gamme de porosité retenue sous le niveau de débordement du lac (entre 0,0005 et 0,001). Les grandes tendances de variation du niveau d'eau sont reproduites, aussi bien en crue lorsque le trop-plein du Ragas s'active (H>123m, la porosité a été calée à 0,0009), qu'en période de captage pour l'usine AEP sans débordement du lac (Fig. 28). La simulation du débit est globalement comparable à celle obtenue avec le modèle Dard_Non_Lin. Toutefois, dans le détail la variation de débit en décrue est généralement moins bien simulée, avec une pente trop abrupte et une rupture entre la décrue et le tarissement. Ce modèle Dard_Sans_Fond respecte le bilan hydrologique du système karstique étudié et est adapté pour discuter des variations du niveau d'eau, tandis que le modèle Dard_Non_Lin est à privilégier pour une analyse fine des variations de débit.

Durant l'hiver le niveau reste près de 123 mètres (le lac déborde par le seuil), puis le niveau d'eau diminue au fur et à mesure de l'étiage en fonction de la gestion des prélèvements AEP suivant les années. Le débit de prélèvement AEP diminue également chaque année en fin d'étiage du fait du stock limité du lac. La fin du printemps 2017 fut particulière, avec l'abaissement du niveau d'eau très bas pour permettre l'inspection décennale du barrage (vidange entre le 22 mai et le 13 juin 2017). Ensuite, durant l'été, les prélèvements AEP sont restés inférieurs au débit naturel des sources de Dardennes, engendrant la remontée progressive du niveau d'eau (données observées). Ce fonctionnement est bien simulé par le modèle Dard_Sans_Fond, qui simule également une remontée du niveau d'eau grâce à l'alimentation du réservoir C par le débit lent venant du réservoir M.

Le modèle présente toutefois une erreur systématique lors de la reprise de fin d'étiage. Des pluies estivales ou automnales de plus de 40 mm peuvent en effet générer une recharge du réservoir C par écoulement rapide et provoquer la remontée du niveau d'eau, alors que le niveau observé reste bas (Fig. 28). Il s'agit dans ce cas d'un stockage réel dans la zone non saturée de l'aquifère, qui est ici sous-estimée dans le modèle.

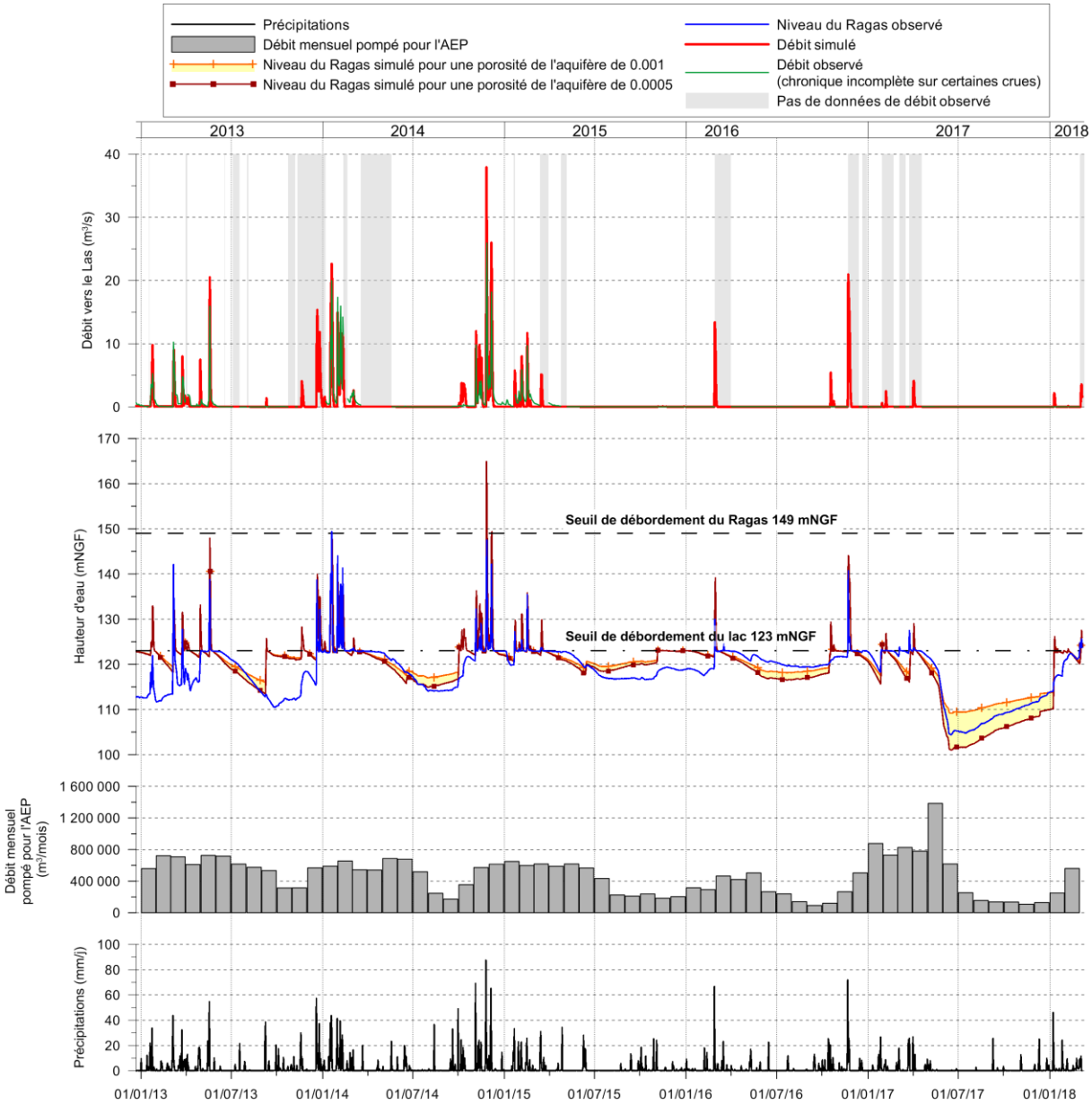


Fig. 28 : Simulation par le modèle Dard_Sans_Fond du niveau d'eau moyen journalier dans le Ragas et du débit vers le Las à l'aval du barrage de Dardennes (ce débit inclut aussi la part d'eau évaporée du lac), entre 2013 et 2018. Le niveau d'eau simulé est proposé pour deux gammes de porosité de l'aquifère. Le débit mensuel pompé pour l'AEP et les précipitations journalières sont également représentées (moyenne des stations Toulon, Castellet aérodrome, Limate). Le débit pompé du mois de juin 2017 inclut environ 640 000 m^3 d'eau lâchée dans le Las par ouverture des vannes du barrage pour la vidange décennale.

3.1.3.3.7.2 Simulation du niveau d'eau en cas de pompage pour l'AEP à débit constant 300 l/s (période 2013 à 2018)

La Fig. 29 représente la simulation des niveaux d'eau en imposant un débit de pompage constant de 300 l/s à partir du 1er mars 2014 avec le modèle Dard_Sans_Fond précédemment calé. La période de simulation entre octobre 2012 et le 01/03/2014 sert de période de chauffe du modèle, avec le débit de prélèvement AEP réellement observé. Pour les deux valeurs de porosité proposées (0,0005 et 0,001), les niveaux d'eau simulés dans le Ragas (et donc dans le lac hors périodes de crue) sont inférieurs à 94 mètres d'altitude (niveau bas du lac). Il sera donc nécessaire de pomper pour pouvoir prélever ce débit.

Avec la valeur de porosité la plus faible, le niveau descend jusqu'à l'altitude de 20 mètres. Le cycle 2015-2016 étant particulièrement peu pluvieux, le niveau d'eau simulé remonte lors du fort événement de février 2016, mais le niveau n'atteint pas la côte de débordement du lac. Il faut attendre les très fortes pluies de novembre 2016 pour que le niveau du lac retrouve son niveau initial, avec débordement à 123 mètres.

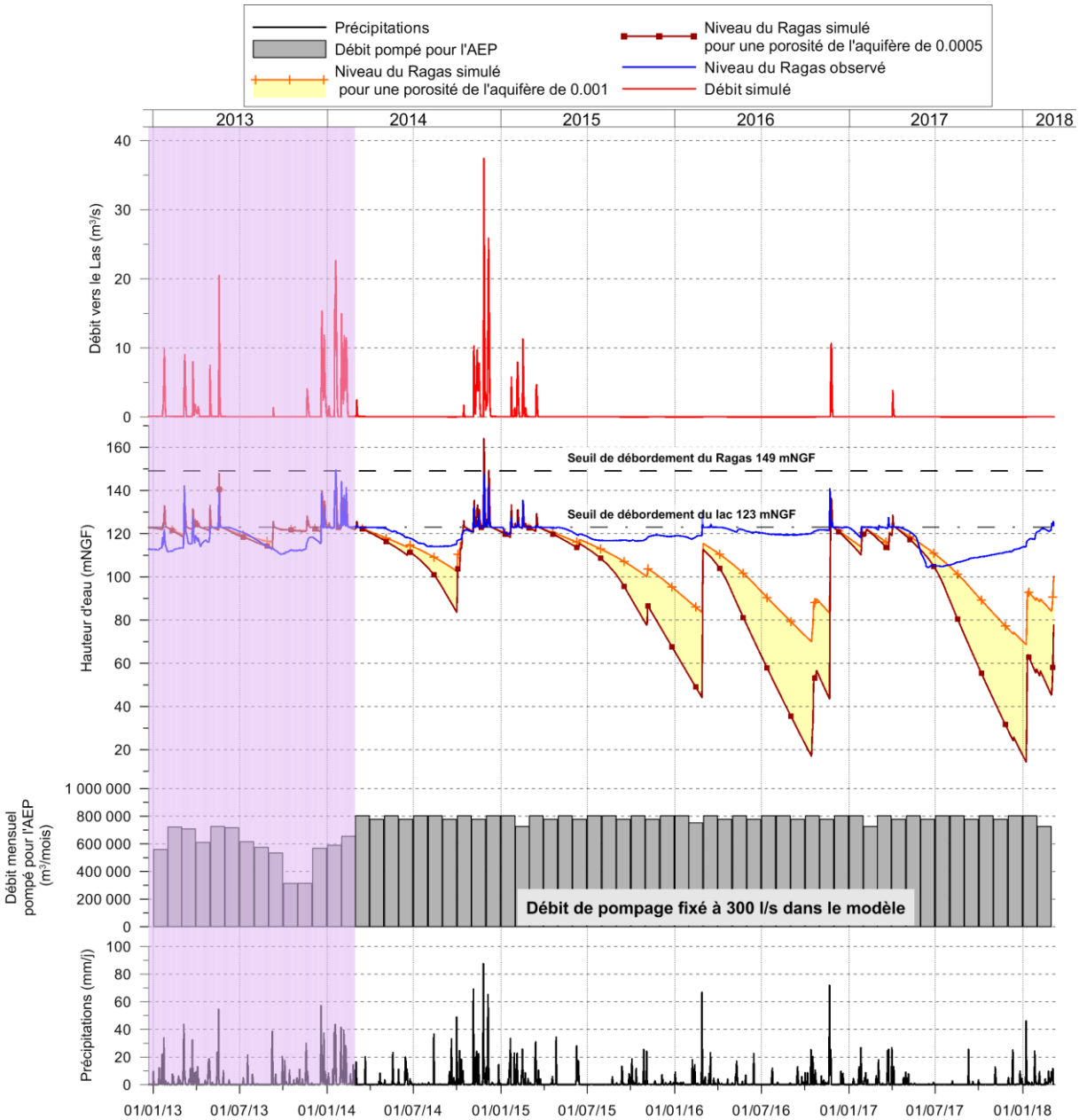


Fig. 29 : Simulation par le modèle Dard_Sans_Fond du niveau d'eau moyen journalier dans le Ragas et du débit vers le Las à l'aval du barrage de Dardennes (ce débit inclut aussi la part d'eau évaporée du lac), entre 2013 et 2018. Le niveau d'eau simulé est proposé pour deux gammes de porosité de l'aquifère sous l'altitude 123m (altitude de débordement du lac). Le débit pompé pour l'AEP est imposé à 300 l/s à partir du 01/03/2014. Il n'y a pas de débit observé dans ces conditions de pompage car il s'agit d'un scénario non observé.

Selon le modèle Dard_Non_Lin, le débit total moyen annuel est généralement supérieur à 0,3 m^3/s aux sources de Dardennes. Seul le cycle 2015-2016 donne un débit inférieur (0,19 à 0,16 m^3/s suivant le calage P1 ou P2). Ces résultats montrent qu'un pompage à 300 l/s aux sources de Dardennes

(nécessairement en profondeur) serait, certaines années comme 2015-2016, supérieur au débit naturel des sources et puiserait donc dans les réserves de l'aquifère. Toutefois, l'aquifère sera rechargé rapidement lors des prochaines pluies intenses qui utiliseront le réseau dénoyé de conduits karstiques pour remplir le stock d'eau facilement, illustré ici sur la Fig. 29 avec la remontée du niveau d'eau lors des pluies de novembre 2016.

Ces résultats doivent tout de même être utilisés avec précaution car la méthodologie utilisée dans l'application du modèle Pluie-Débit a deux limites importantes : (1) le modèle n'a pas été calé ni validé pour des niveaux d'eau observés inférieurs à 104 mètres, (2) le pompage à un débit supérieur au débit naturel des sources va engendrer un rabattement avec un rayon d'action qui n'a ici pas été pris en compte. De plus, la simulation des niveaux d'eau est faite en considérant une porosité constante des formations géologiques sollicitées sans distinguer si il s'agit d'une porosité de conduits ou une porosité fissurale et intergranulaire, ce qui est nécessairement une approximation qui ajoute une erreur possible supplémentaire aux résultats du modèle.

3.1.3.3.7.3 Simulation du niveau d'eau en cas de pompage pour l'AEP à débit constant 300 l/s sur une longue période (19 ans)

Le modèle Dard_Sans_Fond calé est utilisé pour simuler le débit et la hauteur d'eau dans le Ragas (à partir du niveau du réservoir C) sur la période de 1998 à 2018, en appliquant un débit de pompage pour le captage AEP constant égal à 300 l/s à partir du 1er janvier 1999. Les résultats doivent être considérés avec prudence car le modèle simule un niveau d'eau très bas sur les années 1999, 2000, 2002, 2004 et 2008, bien inférieur au niveau réellement observé dans le lac (résultats non présentés ici, à lire dans Garin et Arfib, 2018).

Les résultats de la Fig. 30 montrent que le niveau d'eau diminue durant chaque étiage sous l'effet des pompages à fort débit, puis revient à son niveau initial (lac plein à 123 mètres d'altitude) lors des pluies hivernales (le débit des sources est alors plus fort que le débit de pompage). Lorsque les pluies hivernales sont faibles, comme les hivers 2001-2002, 2007-2008 ou 2015-2016, alors le niveau d'eau remonte mais reste plus bas que la côte 100 mètres, engendrant une baisse encore plus importante lors de l'étiage suivant. Toutefois, sur les 20 ans de données, cette situation n'a jamais duré plus de deux ans. Le déstockage lent de l'eau du réservoir M permet même d'emmagasiner de l'eau d'un cycle sur l'autre lors d'une succession d'années pluvieuses, comme sur la période 2010-2015 (le niveau dans M monte d'une année sur l'autre sur la Fig. 30).

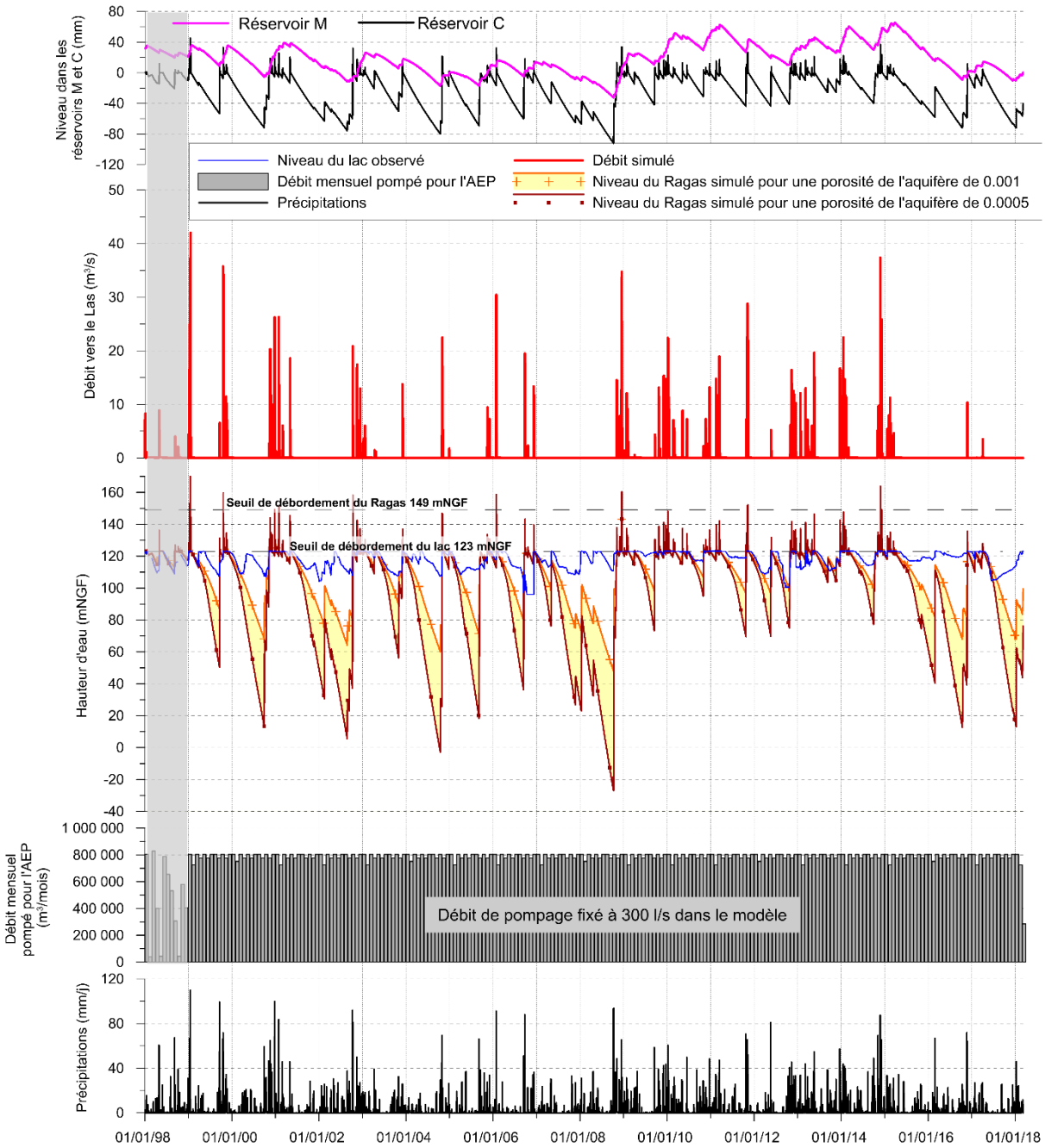


Fig. 30 : Simulation par le modèle Dard_Sans_Fond du niveau d'eau moyen journalier dans le Ragas et du débit vers le Las à l'aval du barrage de Dardennes (ce débit inclut aussi la part d'eau évaporée du lac), entre 1998 et 2018. Le niveau d'eau simulé est proposé pour deux gammes de porosité de l'aquifère. Le débit pompé pour l'AEP est imposé à 300 l/s à partir du 01/01/1999. Le niveau du lac observé sur cette période est donné à titre indicatif, pour bien visualiser la chute du niveau d'eau imposée par les prélèvements à fort débit. Garin et Arfib (2018).

3.2 Caractérisation de la géométrie du réservoir karstique de Dardennes

La structure du réservoir karstique alimentant les sources de Dardennes a été étudiée par :

(1) des études de terrain sur la géométrie et le rôle des unités stratigraphiques sur la compartimentation du réservoir et la karstification

(2) des études en laboratoire des propriétés pétrophysiques des roches à l'affleurement

(3) une modélisation géologique 3D permettant d'obtenir la position en 3D d'horizons cibles et des volumes de roches et de vides.

3.2.1 Caractérisation de la compartimentation de l'aquifère karstique et des réservoirs hydrogéologiques potentiels

3.2.1.1 *Unités stratigraphiques du réservoir hydrogéologique*

Sur l'aquifère karstique de Dardennes, plusieurs unités stratigraphiques ont été distinguées afin de de rendre compte du caractère plus ou moins karstifiable ou du rôle d'écran à la karstification de certains niveaux (Fig. 31). Il a ainsi été individualisé :

- 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 Ragaïe de Néoules, la grotte des Rampins ou la rivière souterraine de Planesselve ;
- 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'Hautérivien-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 Cénomanien inférieur 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 Cénomanien 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.

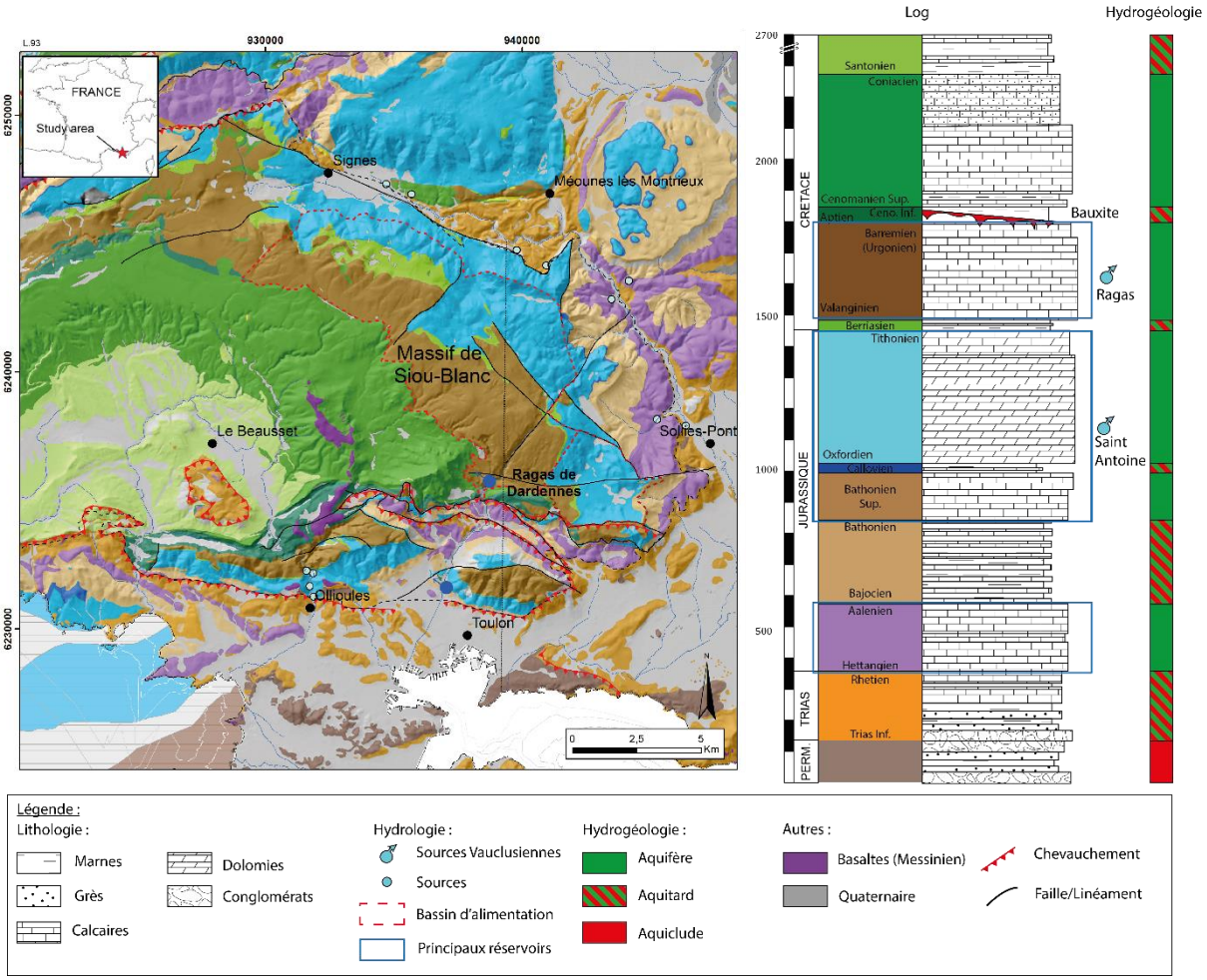


Fig. 31 : Contexte géologique et stratigraphique de l'aquifère carbonaté karstique du massif de Siou-Blanc. Les principales sources sont reportées sur la carte géologique simplifiée et le log.

3.2.1.2 *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. 32). 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 actuelle est alors importante. L'eau s'infiltre grâce aux discontinuités structurales et traverse le Crétacé et le Jurassique supérieur.

La région toulonnaise est caractérisée par trois familles de failles : N30-N60, N90, et N120-N140 (Fig. 32). 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, entrainant l'apparition de failles N110-130, principalement inverses.

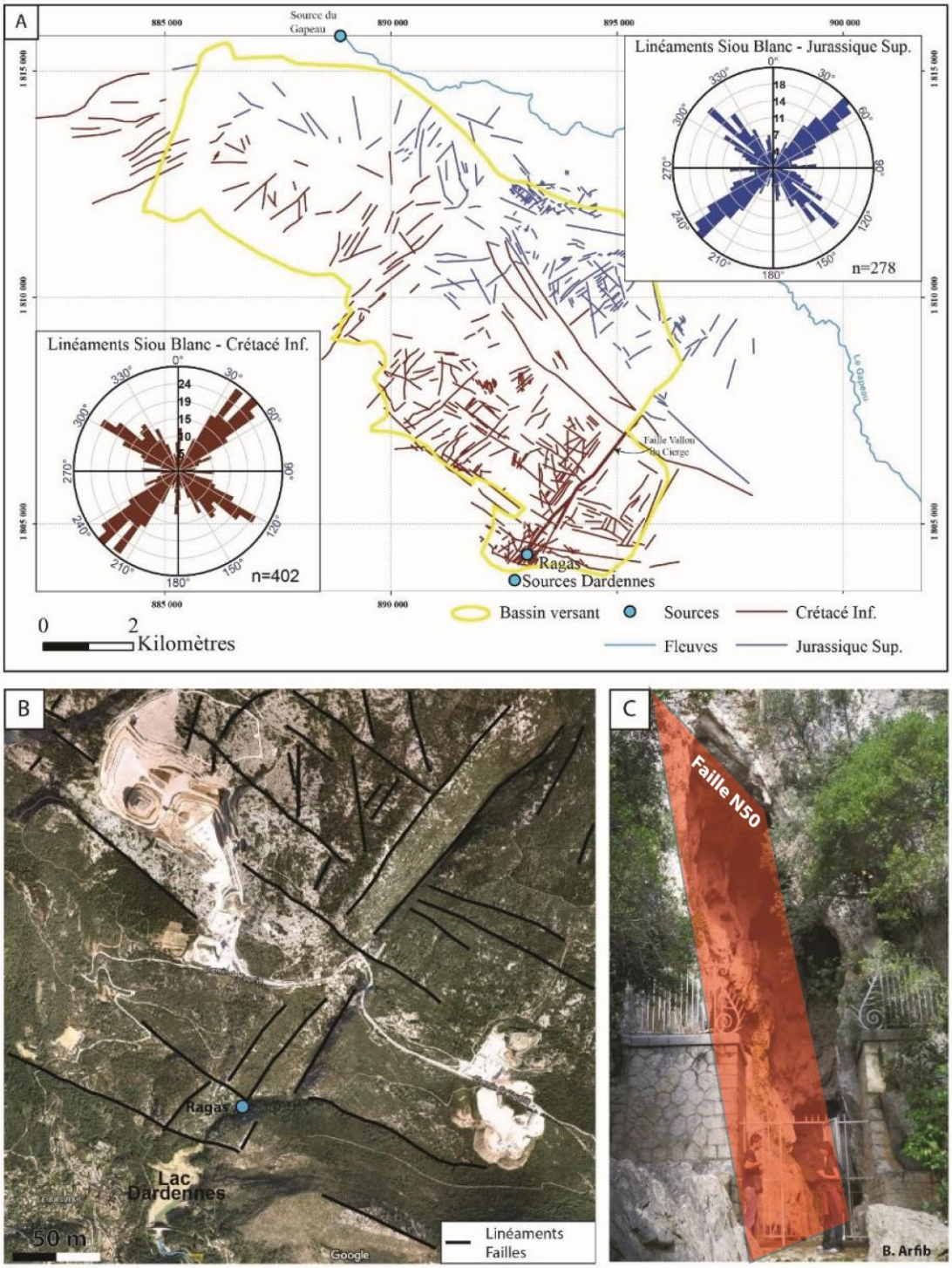


Fig. 32 : Planche structurale de Dardennes/Siou Blanc. (A) Carte des linéaments et failles du plateau de Siou Blanc, diagramme des azimuts avec un total de 670 linéaments . (B). Photographie aérienne de la région proche des sources de Dardennes. (C) Entrée de la source de trop-plein du Ragas. Baudement (2018).

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).

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. 32). 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).

3.2.1.3 *Variations des signatures en isotopes des carbonates et de la porosité à l'échelle de la série sédimentaire*

Une campagne de mesure des isotopes stable des carbonates et de la porosité été effectuée par Baudement (2018). Les mesures de porosité ont été effectuées à l'eau et à l'hélium sur des échantillons de roche prélevés sur le massif de Siou-Blanc. Les mesures de géochimie isotopique de l'oxygène et du carbone ont été réalisées sur les mêmes échantillons que ceux ayant servis aux mesures de porosité. Pour le détail de la méthodologie, des échantillons et des mesure, le lecteur peut se référer à Fournillon (2012) et Baudement (2018).

Les valeurs de porosité associées à chaque couche sont synthétisées dans le Tableau 4 à partir des mesures de Fournillon (2012) et Baudement (2018).

Tableau 4 : Synthèse des valeurs de porosité par unité stratigraphique d'après Fournillon (2012) et Baudement (2018).

Formation géologique	Lithologie	Porosité (%)	
		Min	Max
Cénomanien sup. - Coniacien	Calcaires, calcaires gréseux et grès	0,2	23,9
Aptien-Cénomanien inf.	Calcaires argileux, calcaires et grès	1,0	4,0
Hautérivien-Barrémien	Calcaires	0,2	3,7
Berriasien-Valanginien	Calcaires argileux	0,5	3,0
Kimmeridgien-Berriasien inf.	Calcaires et dolomies	0,3	14,9
Callovien-Oxfordien	Marno-calcaires		
Bathonien-Sup	Calcaires	0,7	3,2
Bajo-Bathonien	Marno-calcaires	5,5	12,3
Hettangien-Aalénien	Calcaires et dolomies	12,9	17,4

Il est à retenir ici que les unités stratigraphiques réservoirs (définies dans la section 3.2.1.1) de l'Hettangien-Aalénien et du Bathonien supérieur-Berriasien inférieur (comprenant l'épaisse série de dolomies du jurassique supérieur) présentent les porosités les plus élevées, avec respectivement des valeurs comprises entre 12,9 et 17,4 % pour l'unité Hettangien-Aalénien, et 0,3 à 14,9 % pour l'unité Bathonien supérieur-Berriasien inférieur. En comparaison des autres unités, les dolomies du Jurassique

supérieur montrent des valeurs positives de $\delta^{13}C$ et de $\delta^{18}O$. Les dolomies primaires se situent alors dans la « marine box » des dolomies (Land, 1980), ce qui signifie que ces dolomies n'ont donc probablement pas subi de transformations diagénétiques tardives, préservant ainsi la dolomitisation précoce (forte valeur de $\delta^{18}O$) (Tableau 5) ainsi que de la porosité intercristalline.

Les échantillons du Bajocien-Bathonien, ont des valeurs de porosité variable, allant jusqu'à 12%. Les fortes valeurs de porosité se retrouvent uniquement dans des faciès granulaires (grainstone) et les faibles valeurs dans les faciès boueux (mudstone). Cependant cette unité étant principalement constituée d'alternances marno-calcaires jouant un rôle d'aquiclude, les valeurs ne sont pas discuter plus en détail ici. L'unité Hautérivien-Barrémien présente quant à elle de faible valeur de porosité entre 0,2 et 3,7 %. Ces carbonates très peu poreux et bien cimentés de faciès Urgonien du Barrémien montrent des valeurs positives de $\delta^{13}C$ et faiblement négatives en $\delta^{18}O$ typiquement marines (Moss et Tucker, 1995) sur le plateau de Siou-Blanc (Tableau 5). Ces carbonates ont subi une cimentation marine précoce et les fluides météoriques associés au Bombement Durancien ne semblent ici pas avoir généré de microporosité comme au nord de la Provence (Leonide *et al.*, 2014).

Tableau 5 : Statistiques des données géochimiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ selon les formations échantillonnées. Baudement (2018).

Age	Nombre d'échantillons	Position stratigraphique approximative (mètres)	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)				$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)			
			Moy	Écart-type	Max	Min	Moy	Écart-type	Max	Min
Coniacien	1	2050	2,14	-	-	-	-3,52	-	-	-
Turonien	85	1900	2,22	1,73	4,53	-2,48	-3,72	0,74	-1,79	-5,67
Cénomanien	12	1700	3,43	2,66	7,09	-1,37	-3,66	0,85	-2,65	-5,14
Aptien Inf.	8	1500	2,35	0,45	2,88	1,48	-2,17	0,39	-1,46	-2,69
Barrémien	48	1300	1,66	1,16	3,81	-1,49	-3,22	1,00	-1,28	-5,24
Berriasien	5	1050	0,49	0,31	0,72	-0,05	-1,17	0,36	-0,81	-1,78
Jurassique Sup.	21	900	2,07	0,44	2,92	1,16	-0,56	1,46	1,64	-2,93
Jurassique Moy.	13	600	1,04	1,14	1,93	-1,82	-3,44	0,85	-2,68	-5,30
Jurassique Inf.	11	400	1,47	1,68	4,21	-0,75	-2,11	1,84	0,65	-5,46
Trias	73	100	0,02	1,86	2,38	-5,29	-5,38	0,94	-2,78	-8,33

3.2.2 Géométrie du réservoir géologique

La géométrie du réservoir hydrogéologique a été abordée par la construction de coupes équilibrées (Baudement, 2018 ; Jouves, 2018) permettant de caractériser la géométrie des structures géologiques en profondeur. Six coupes géologiques (Fig. 33) ont été réalisées :

- deux correspondantes aux tracés des galeries du canal de Provence (coupe 1 et 2), entre Signes et le partiteur de Fauvy, et entre Signes et la fenêtre des Laures ;
- deux coupes est-ouest (coupes 3 et 4) ;
- deux coupes nord-sud (coupes 5 et 6) au droit des sources de Dardennes et des gorges d'Ollioules.

Ces coupes ont été construites à l'aide de :

- la carte géologique au 1/50 000 (Gouvernet *et al.*, 1969) pour les limites stratigraphiques et les linéaments / failles ;

- géologie issues des travaux de construction des tunnels sous la ville de Toulon (Quemart et Serratrice, 2000) et des travaux de percement des galeries du canal de Provence ;
- relevés de terrain pour les directions et pendages des failles et des horizons stratigraphiques ainsi que la construction d'un log régional synthétique pour les épaisseurs stratigraphiques des unités ;

Deux unités structurales distinctes apparaissent sur les six coupes (Fig. 33) : 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 écailles 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.

Ces coupes géologiques ont permis la construction d'un modèle géologique 3D, objet de la prochaine section.

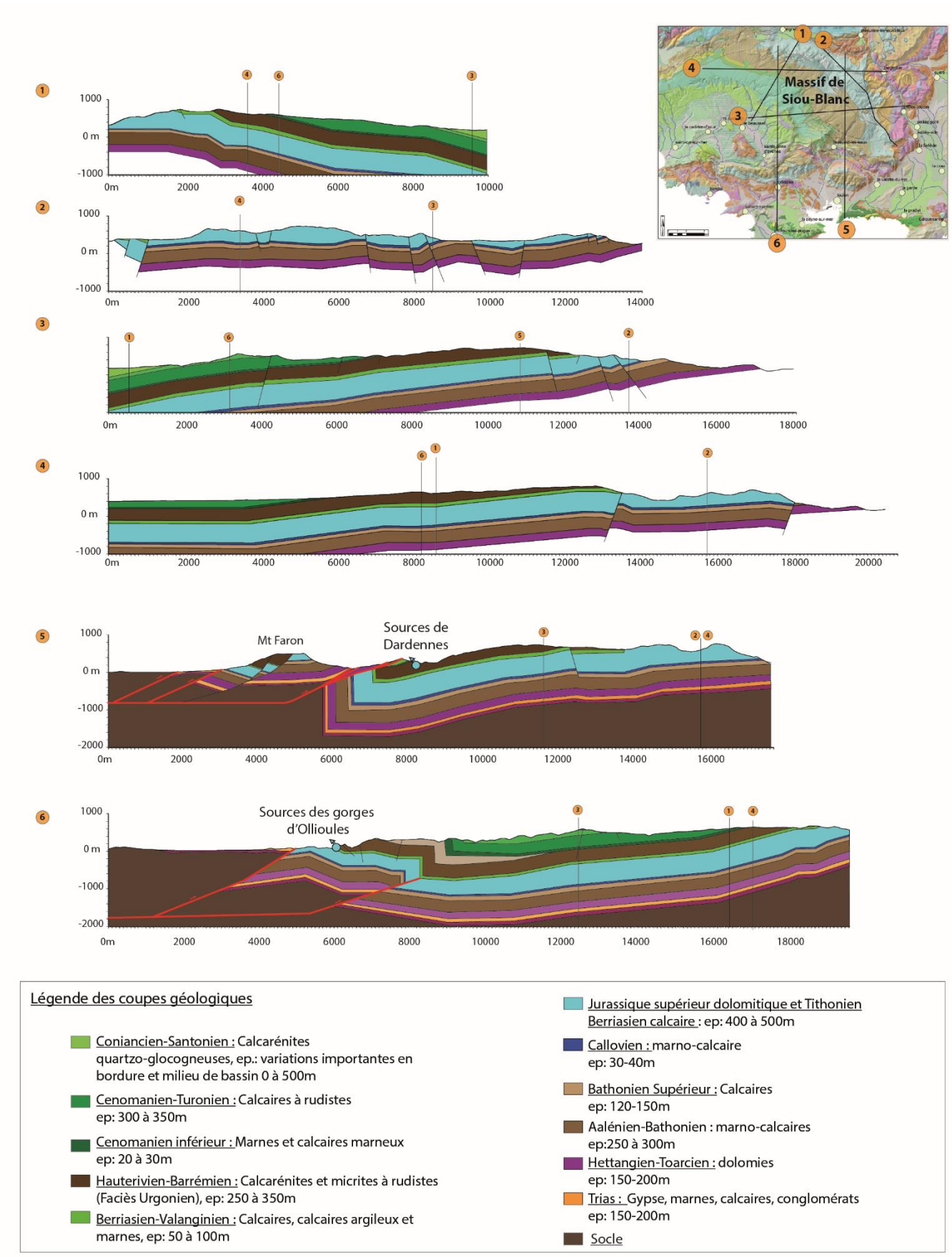


Fig. 33 : Coupes géologiques équilibrées du secteur d'étude.

3.2.3 Modélisation géologique 3D du réservoir hydrogéologique

L'objectif de la géomodélisation est ici de représenter l'architecture stratigraphique et structurale du secteur, ainsi que les propriétés hydrogéologiques des horizons géologiques mis en jeu. Cette représentation de la réalité, qui se doit d'être au plus juste, doit fournir la position en 3D d'horizons cibles et permettre d'estimer des paramètres géométriques, tels que la position des unités en subsurface ou les volumes de roches. 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).

Le géomodèle du réservoir de Dardennes a été réalisé en synthétisant l'ensemble des données disponibles sous la forme d'une base de données SIG grâce au logiciel ArcGIS 10.2. La géomodélisation a été réalisée grâce au logiciel SKUA-GOCAD 15.5 de ParadigmGeo. Ce géomodèle a été réalisé à partir des données des six coupes géologiques (Fig. 33) et des données ayant servies à leur construction.

Un premier modèle géologique global a été construit avec l'ensemble de ces données afin d'assurer la cohérence à l'échelle de la région d'étude. La difficulté majeure dans l'établissement de modèles géologiques est d'assurer la cohérence entre les données d'entrées (épaisseur, structures, continuité des horizons géologiques) et le modèle géologique final. Cette cohérence a été ici assurée par de nombreuses itérations entre les données d'entrée, l'interprétation des structures en profondeur (enracinement et branchement des failles, niveaux de décollement des chevauchements) et le modèle final.

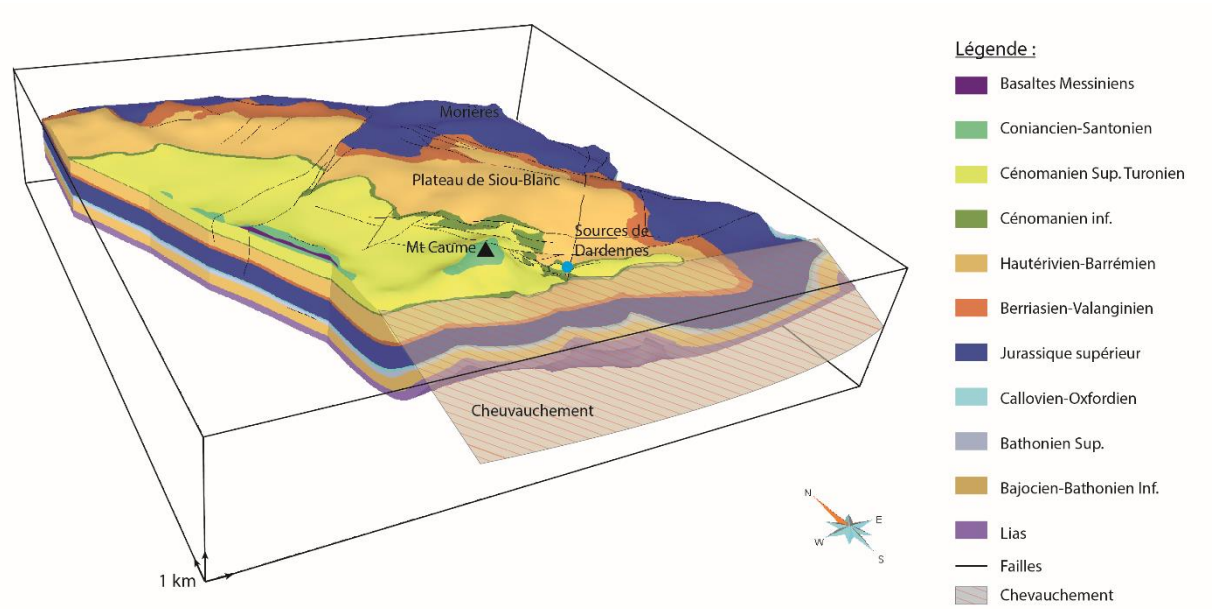


Fig. 34 : Modèle géologique 3D du réservoir hydrogéologique de Siou-Blanc circonscrit aux limites supposées du réservoir karstique.

A partir de ce modèle "global", un second modèle a été extrait afin de représenter uniquement le réservoir géologique alimentant les sources de Dardennes (Fig. 34). 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.

3.2.4 Évaluation des stocks potentiels en zone saturée

Le modèle géologique permet de calculer des volumes de roche qui, associés aux porosités de chaque unités stratigraphiques, permettent d'approximer le volume de vide et ainsi les volumes de réserves potentiellement en place.

Afin d'estimer le volume potentiel des stocks d'eau dans la partie saturée de l'aquifère, il a été nécessaire de déterminer le niveau statique en régime permanent à l'échelle du massif. Pour cela, une surface a été construite à l'aide de points de calage aux sources pérennes périphériques du massif (sources du Gapeau, Font d'Ouvin, Dardennes, et des gorges d'Ollioules). Cette surface est validée par les observations spéléologiques dans le massif de Siou-Blanc qui ne rencontrent jamais la nappe. La surface ainsi construite permet un calage en altitude de la zone saturée, et permet de calculer les volumes de roche et de vide dans les parties saturées et non-saturées du réservoir en fonction des unités stratigraphiques réservoirs.

La Fig. 35 présente les volumes poreux minimums et maximum en zone saturé pour les réservoirs hydrogéologiques alimentant les sources de Dardennes. Le volume poreux total en zone saturée est compris entre $2{,}91.10^8$ et $8{,}53.10^9$ m^3. Ces volumes poreux tiennent implicitement compte de la géométrie du réservoir puisqu'ils sont calculés avec le modèle géologique 3D. La majorité des volumes poreux se situent dans le réservoir dolomitique du Jurassique supérieur qui représenterait entre 45 et 76 % du volume poreux du réservoir (Fig. 35). Le réservoir crétacé inférieur ne représente quant à lui qu'une petite partie du volume poreux total, entre environ 6 et 10 %.

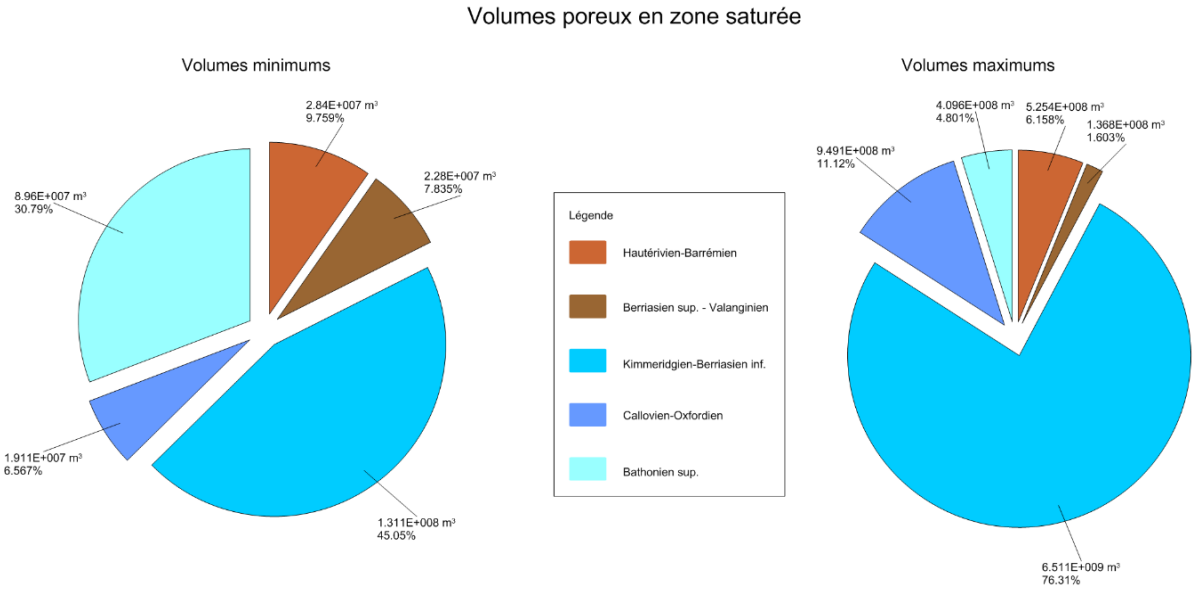


Fig. 35 : Répartition des volumes poreux en zone saturée en fonction des unités stratigraphiques réservoirs issu du modèle géologique 3D. Les volumes sont exprimés en m^3 et en pourcentage du volume total.

Les volumes dans la zone saturée ont été calculés par tranches afin de donner l'évolution des volumes poreux en fonction de la profondeur (Fig. 36). La Fig. 37 montre ces variations de volumes poreux en fonction de la profondeur. Les volumes maximal et minimal sont représentés. Ils illustrent les incertitudes associées principalement aux valeurs de porosité. En effet, les valeurs de porosité ont été réalisées sur un encaissant sain, autant que possible non fracturé et non karstifié. Les volumes calculés

tiennent également compte de la géométrie du réservoir et des unités stratigraphiques en profondeur. Compte tenu de cette géométrie en synclinal du réservoir, il apparait que les réserves potentielles atteignent un seuil aux alentours des -600 m NGF (Fig. 37). Cela signifie que la plupart des terrains réservoirs se situent au-dessus de cette côte, et que même si un forage atteint une zone plus profonde, les stocks ne seront pas significativement plus importants.

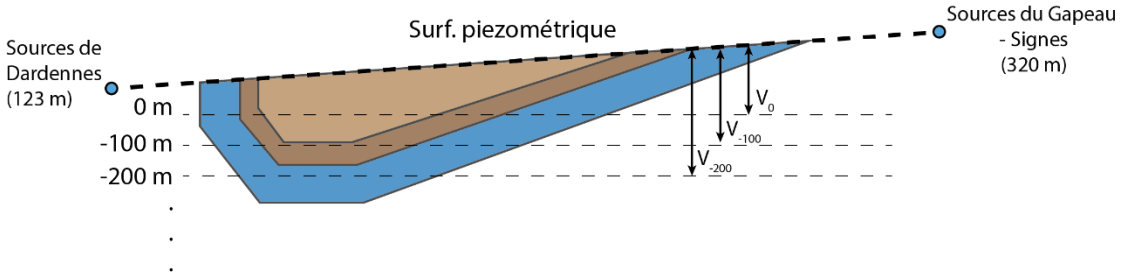


Fig. 36 : Schéma conceptuel de calcul des volumes poreux sous la surface piézométrique interpolée. Pour des questions de représentation les échelles ne sont pas respectées. Le volume cumulé compris entre la surface piézométrique et l'altitude *X* mètres correspond au volume donné pour l'altitude *X* m (ex : le volume V_0 correspond au volume poreux compris entre la surface piézométrique et 0 m d'altitude).

Ce graphique illustre l'importance de la prise en compte de l'architecture stratigraphique et des données de porosité en vue d'estimation réservoir. À titre d'exemple, pour une altitude d'investigation à -200 m NGF, la réserve contenue dans les volumes poreux se situeraient entre $1{,}5.10^8$ et $3{,}5.10^9$ m^3.

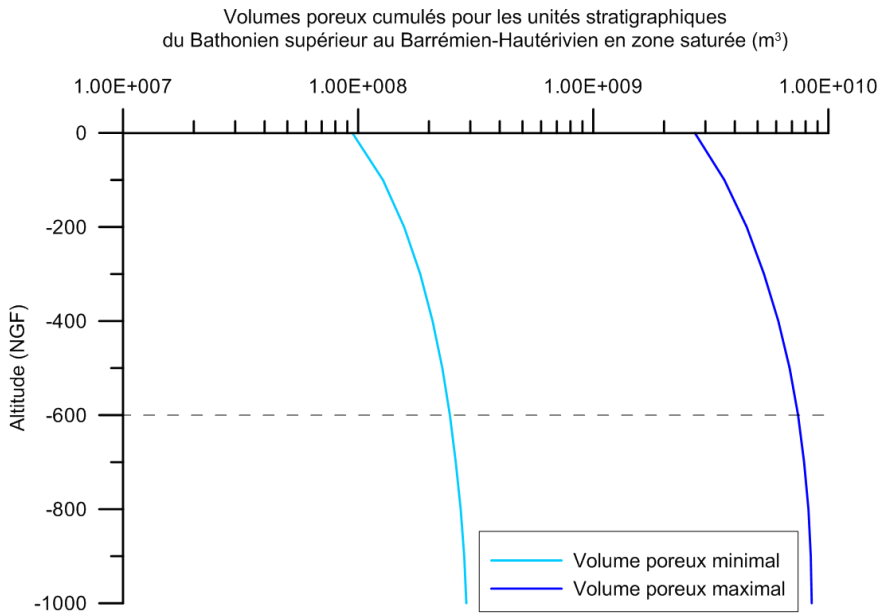


Fig. 37 : Diagramme des volumes de pores cumulés en zone saturée en fonction de la profondeur pour les terrains composant le réservoir de Dardennes (Bathonien supérieur au Barrémien Hautérivien). L'axe des abscisses est en échelle log10.

3.2.5 Cartes isobathes des unités réservoirs

Les principales réserves du réservoir de Dardennes sont situées dans le réservoir dolomitique du jurassique supérieur. À partir du modèle géologique 3D, les isobathes (courbes d'iso-profondeur), ont été construites pour le toit et le mur des unités stratigraphiques réservoir de l'urgonien et du jurassique supérieur. Ces isobathes représentent la profondeur *Z* d'un horizon donné (*i*,*j*,*k*) par rapport à la surface topographique (Fig. 38).

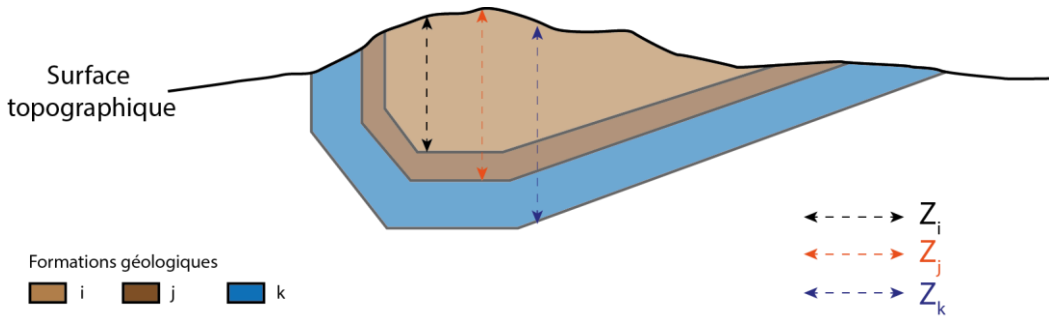


Fig. 38 : Principe de calcul des cartes isobathes. La profondeur Z du toit ou de la base des formations (*i*,*j*,*k*) est calculée en tout point de l'espace en fonction de la distance à la surface topographique.

Ces cartes permettent de repérer dans l'espace la profondeur des unités réservoir. La Fig. 39 montre la profondeur du toit du jurassique supérieur par rapport à la surface topographique. Des artéfacts apparaissent au niveau des courbes isobathes notamment dans la zone de Tourris et du vallon du Cierge, ainsi qu'à l'ouest de la carte. Ces artéfacts sont dus au fait des rejeux des failles et à l'interpolation linéaire entre les profondeurs des différents compartiments.

Dans l'optique d'un forage dans le réservoir dolomitique, cette carte (Fig. 39) permet d'identifier les zones les plus propices, c'est-à-dire les zones en-dessous de la surface piézométrique et les moins profondes par rapport à la surface topographique. Il apparait ainsi qu'une des zones les plus propice se situerait dans la vallée du las, entre le hameau de Dardennes et le barrage du même nom, où la profondeur du toit du Jurassique serait aux alentours de 200 m de profondeur par rapport au fond de la vallée du Las.

Ces cartes doivent cependant être manipulées avec précaution, car la structure géologique sous le chevauchement est peu contrainte, c'est-à-dire que la profondeur d'enracinement du chevauchement et la géométrie du synclinal sont soumises à des incertitudes qu'il conviendra de réduire par des études complémentaires.

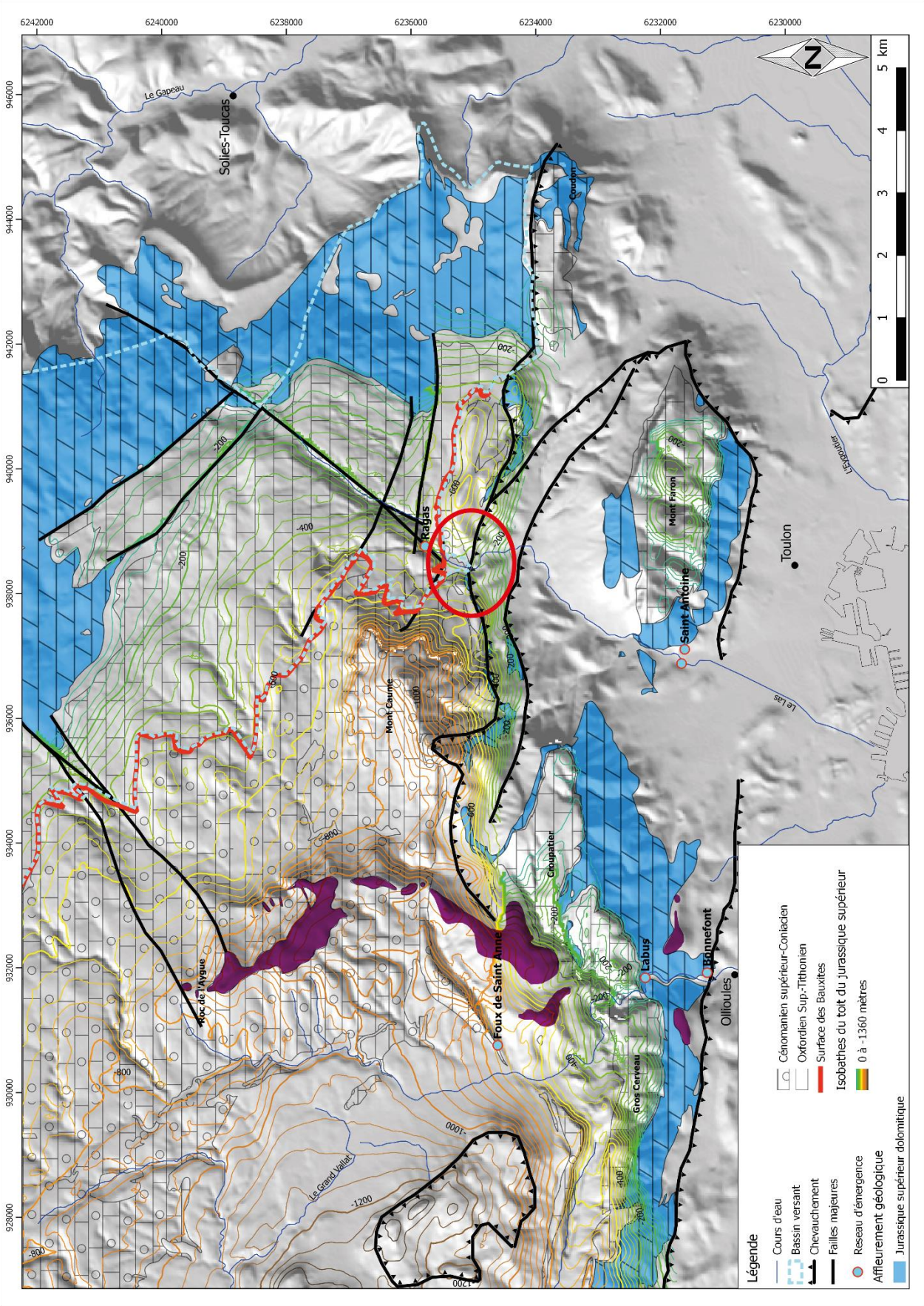


Fig. 39 : Carte des isobathes du toit du jurassique supérieur. Le cercle rouge représente la zone où le jurassique est le moins profond par rapport à la surface topographique tout en étant sous le niveau piézométrique.

3.3 Modèle conceptuel de la karstification au cours du temps

Dans le cadre du projet Dardennes visant à caractériser les ressources en eau disponibles de l'aquifère karstique de Dardennes-Siou-Blanc, un diagnostic karstologique a été réalisé avec l'expertise du Cabinet CENOTE. Cette étude est présentée dans le rapport "Diagnostic karstologique du réservoir de Dardennes-Siou-Blanc" (Camus et Jouves, 2018) qui a pour objectifs principaux de :

- Identifier et déterminer les indicateurs morphosédimentaires des différentes phases de karstogenèse sur le massif de Siou-Blanc ;
- Analyser les dynamiques de la morphogenèse des différentes structures karstiques et leur incidence sur les écoulements et sur le stockage des eaux de sub-surface et dans le réservoir ;
- Proposer un modèle d'évolution du karst de Siou Blanc-Morières en le replaçant dans l'histoire géodynamique régionale,

La carte morphokarstique du massif de Siou-Blanc-Morières présente les principaux marqueurs enregistrés par la morphologie du massif au cours de l'évolution géologique et géomorphologique du réservoir de Dardennes. Ces éléments complexes correspondent à de nombreuses phases de structuration karstiques qui ont été remises dans le contexte géodynamique régional.

3.3.1 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. 41). 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).

Dès lors, le massif de Siou-Blanc-Morières connait, 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 connait deux types de structuration :

- Une structuration par altération profonde représentées par les couloirs de fantômisation 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 fantômisation 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. 41).

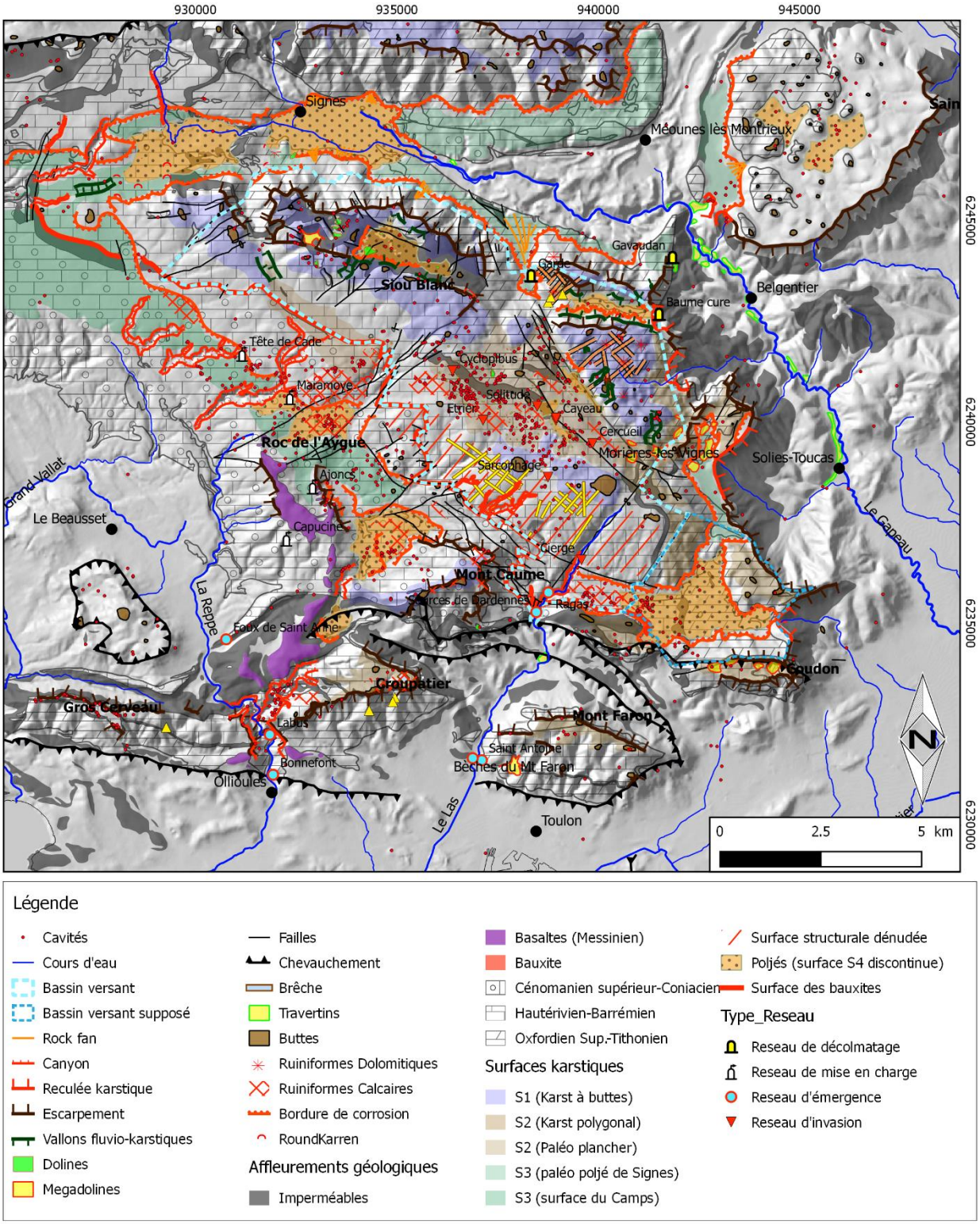


Fig. 40 : Carte morphokarstique du massif de Siou Blanc-Morières (Camus et Jouves, 2018).

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 entretenue les profils latéritiques et localement contraints par la géométrie de la surface des bauxites.

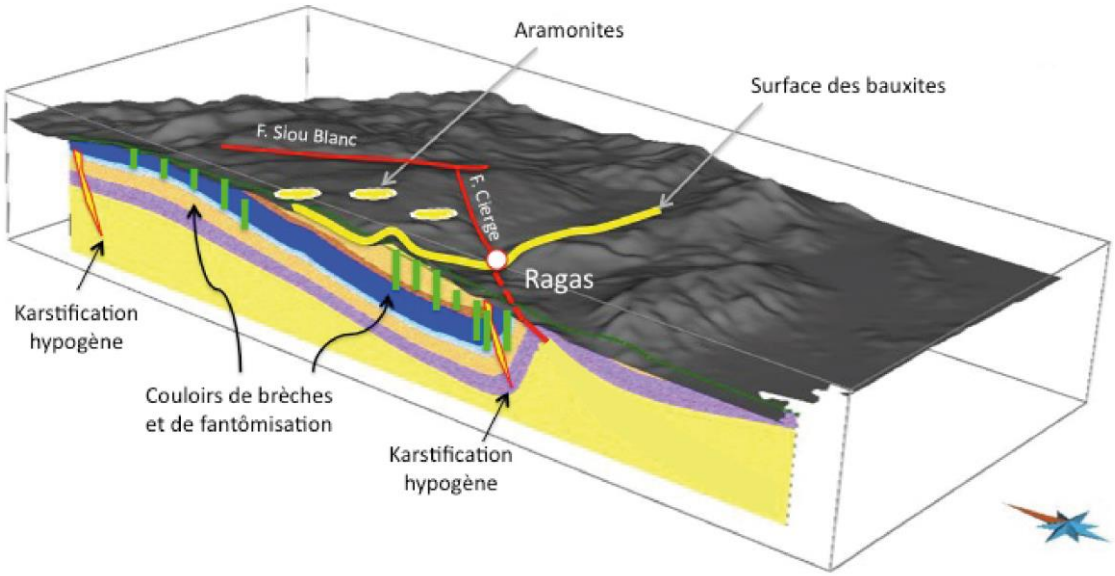


Fig. 41 : Position des discontinuités karstiques et altéritiques dans le réservoir sur une coupe NS passant au droit de la source de Saint-Antoine un peu à l'ouest du Ragas : surface des bauxites (en jaune) et son extension en surface sous forme de paléokarst à aramonites ou assimilés ; couloirs de fantômisation et de brèches karstiques (en vert) et drains hypogènes (en jaune cerné de rouge). Ces discontinuités en connexion hydraulique constituent des zones capacitives potentielles en profondeur et sont susceptible d'être fortement transmissives en cas de sollicitation hydraulique.

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.

3.3.2 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. 40).

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 morphogenèse 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.

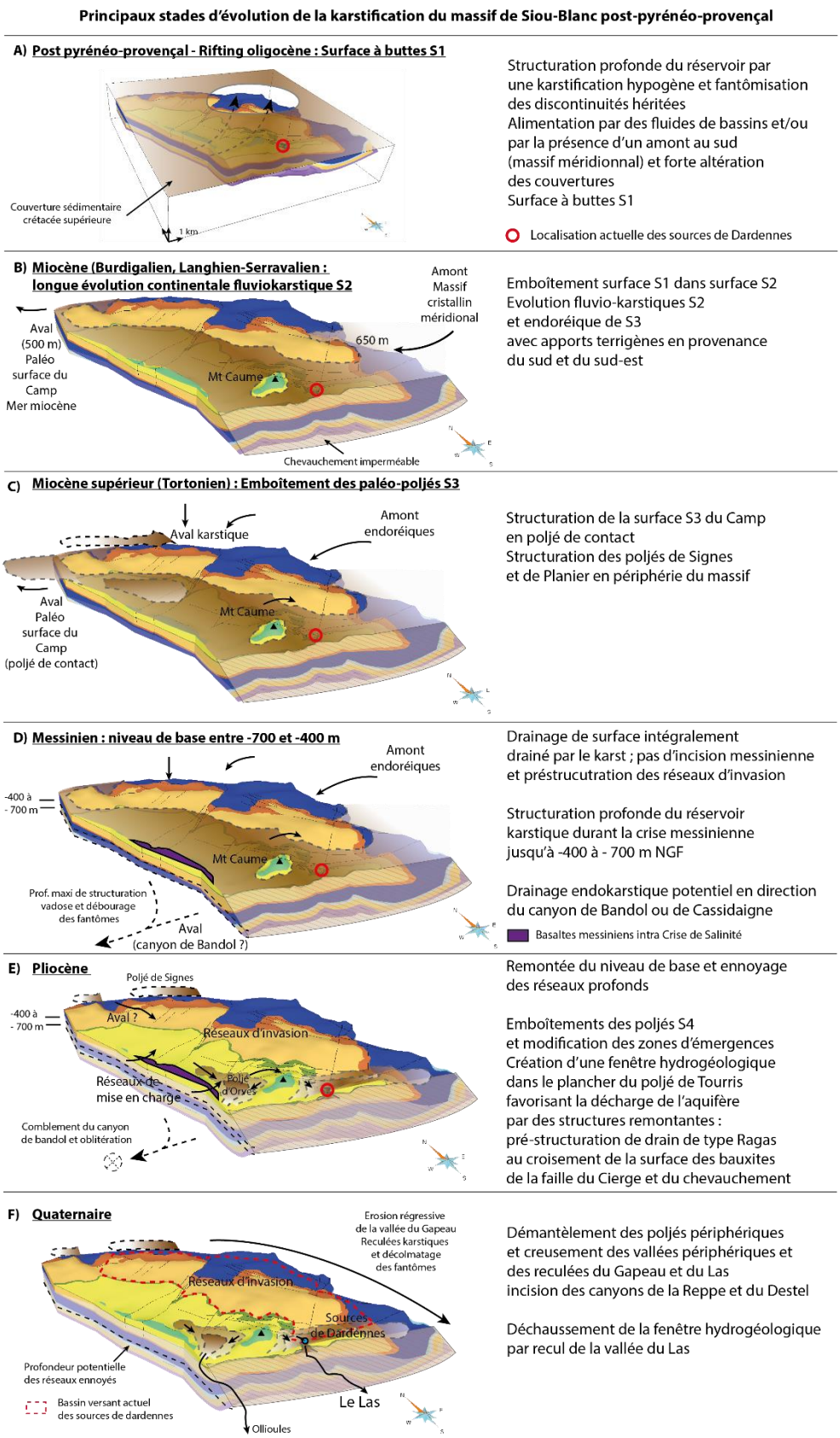


Fig. 42 : Schéma conceptuel de la structuration et de l'évolution des réseaux de drainage endokarstiques depuis la mise en place de la surface S1. Ce modèle conceptuel de la karstification est issu de l'analyse des éléments indicateurs de la structuration karstique.

3.3.3 Structuration post-rift au Miocène inférieur et moyen

L'ouverture de la Méditerranée occidentale, notamment du Golfe du Lion (Séranne, 1999) entraine 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 fluviatiles 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 situé 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 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-plancher 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 générer des circulations karstiques, y compris dans le réservoir multicouche du Beausset et y compris avec une action conjointe de flux hypogènes.

3.3.4 Structuration au Miocène supérieur

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 disparaitre 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.

Il est possible d'attribuer à cet épisode, la mise en place du gradient entre 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 plancher du paléo-poljé de Planier.

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.

3.3.5 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 fluviatile dans le socle cristallin en aval du Las et du Gapeau (Fig. 44) 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, 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 fantômisés 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. 40), est ainsi assuré en profondeur par l'endokarst en direction de cette fenêtre hydrogéologique (Fig. 42 et Fig. 43).

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. 42). 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.*, 2006) (Bakalowicz M. et al., 2003 ; Doerfliger N., 2011), 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).

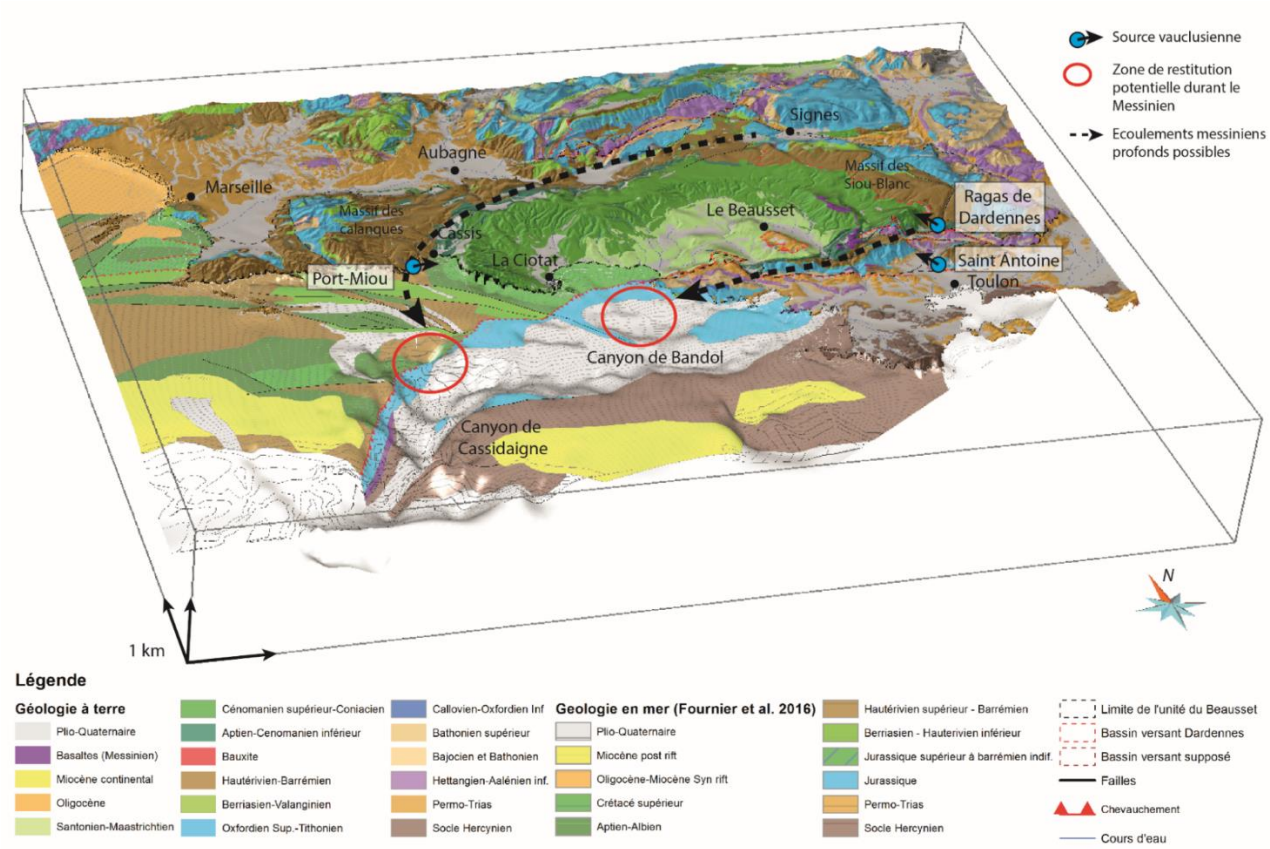


Fig. 43 : Géologie 2,5D terre-mer de l'unité du Beausset. On remarque la continuité du substratum jurassique au large de Bandol jusque dans le canyon Messinien scellé par le Pliocène marin. Modifié d'après Fournier *et al.* (2016). Les flèches en pointillés représentent les trajets potentiels d'un approfondissement des circulations karstiques en direction de la fenêtre hydrogéologique générée par l'incision de la Surface d'Erosion Messinienne. Jouves (2018).

3.3.6 Structuration pendant le temps long du « High Stand Level » du Pliocène

Le haut niveau marin ou « Hight 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 (Haq *et al.*, 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. 43).

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. 42). 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 entraine 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. 42 et Fig. 44).

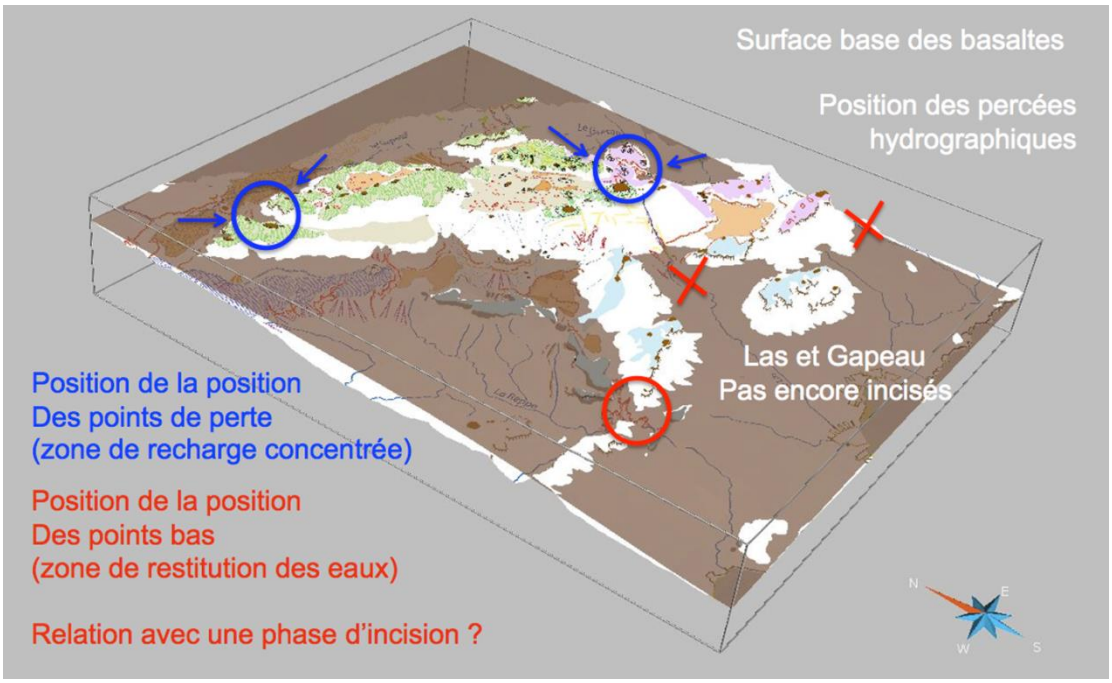


Fig. 44 : Identification des points d'entrée d'infiltration concentrée (pertes) et des possibilités de percée hydrographique à l'époque à la mise en place des coulées volcaniques du roc de l'Aigues, c'est-à-dire avant l'incision des gorges d'Ollioules et le creusement des vallées du Gapeau et du Las.

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 entraine la pérennisation du point de restitution des eaux là où le chevauchement nord-toulonais 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-dolomitques 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 heritée du Pliocène.

3.3.7 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 fantômisés 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 matérialiseés 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 fluviatile 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.

3.3.8 Profondeur de karstification

La Surface d'Erosion Messinienne a entaillé profondément le bâti de de la plateforme continentale en recoupant le réservoir du Crétacé des Calanque dans le canyon de Cassidaigne et du réservoir du Jurassique dans le canyon de Bandol (Fig. 43). Dans le canyon de Cassidaigne, l'ouverture de cette fenêtre hydrogéologique est à l'origine d'une connexion hydraulique prouvée par la géochimie du sel d'origine marine en solution dans les eaux d'émergence de Port Miou (Audra et al., 2004). Le réseau de Port Miou, plongé au-delà des 200 m sous le niveau de la mer montre comment le drainage karstique s'est organisé en direction de cette fenêtre hydrogéologique vers un niveau de base jamais atteint depuis la Crise de Salinité Messinienne.

L'analyse des profils sismiques au large de Bandol (Tassy *et al.* (2014), montre que le prisme sédimentaire pliocène et quaternaire moule un paléo-canyon incisant les formations du Jurassique supérieur jusqu'à une profondeur d'environ -700 m NGF. Cela signifie que le drainage du réservoir bénéficiait du potentiel nécessaire pour se structurer en réseau gravifiques jusqu'à cette profondeur.

La profondeur d'organisation gravifique de la karstification au sein de l'unité du Beausset et de l'aquifère de Siou-Blanc peut également être influencée par des mouvements tectoniques (Tassy, 2012) liés un basculement de la marge Provençale durant le Pliocène avec une surrection de 100 à 300 m au niveau du massif de Siou-Blanc. Selon ce basculement, la profondeur maximale d'établissement des drains gravitaires dans le réservoir de Siou-Blanc serait alors d'environ -600 à -400 m NGF. Cette hypothèse ne tient pas compte de l'horizontalité des vastes aplanissements générés avant le Pliocène et qui n'enregistrent pas cette dynamique de basculement.

Le réservoir jurassique et le réservoir urgonien avec lequel il est en connexion directe, a été déchargé par cette fenêtre hydrogéologique lors du creusement du canyon de Bandol et le développement d'un réseau karstique a été favorisé :

- par l'existence préalable de vastes surfaces endoréiques en capacité de concentrer toute l'eau du bassin d'alimentation et d'alimenter la structuration et l'expansion d'un grand système karstique (Fig. 42 C et D) ;
- par l'existence de la surface des bauxites et d'une forte fracturation déjà exploitée par des altérations profondes interconnectées entre les réservoirs de l'Urgonien et du Jurassique (Fig. 41) ;
- 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 qui jalonnent toute la bordure sud de l'unité du Beausset.

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.

Plusieurs arguments convergeant étayent ce modèle de drainage karstique profond à l'échelle de toute la partie est de l'unité du Beausset :

- la géométrie de la paléo-vallée scellée par les coulées d'Evenos datée à 5,4 Ma entre le Roc de l'Aygue à 600 m d'altitude et la Pointe Nègre au bord du golfe de Bandol ; malgré la pente de ce profil en long, cette paléo vallée, actuellement en inversion de relief, était à peine incisée dans les reliefs calcaires ;
- cette paléo-vallée était en domaine continental pendant la crise de salinité du Messinien et elle l'est resté pendant la remontée du niveau marin du Pliocène.
- l'absence d'autres incisions attribuables à la crise de salinité messinienne dans le socle cristallin en aval du Las et du Gapeau, montre que le drainage des surfaces karstiques du massif de Siou Blanc-Morières n'était assuré par le réseau hydrographique de surface,
- la surface du massif était alors organisée en dépressions endoréiques héritées de la mise en place des poljés S3 qui se vidangeaient dans l'endokarst.
- Sur le terrain d'étude, aucune incision attribuable au Messinien ne présente de dépôts marins du Pliocène connu.

L'extension de la zone d'influence de concentration des eaux assurant le drainage karstique du massif de Siou Blanc-Morières inclut les bassins versants drainés par les pertes du poljé de Signes, la bordure est du plateau et la grande dépression endoréique qui s'étend à l'est entre la plaine du Camp et le poljé de contact de Planier. Toutes ces circulations convergent vers le réservoir urgonien pour se concentrer dans le triangle formé par les bordures de corrosion de Planier, le col des Morts et le fond du poljé de Tourris, plus précisément au droit du croisement entre de la faille des Cierge et de la surfaces des bauxite en arrière de l'écran imperméable formé par le chevauchement nord-toulonnais (Fig. 45).

En aval drainage souterrain de ces zones d'infiltrations concentrées vers l'endokarst, le réservoir se vidange en direction du canyon de Bandol lors du recoupement du réservoir par la SEM, vers -700 m (Tassy, 2014). L'hypothèse d'un contournement du synforme du Beausset pour rejoindre le canyon sous-marin de Cassidaigne au droit de Port Miou relève du même raisonnement, mais avec un gradient significativement plus faible et une distance de parcours beaucoup plus longue (Fig. 43).

Le principe reste le même dans les deux cas. Dès qu'une fenêtre hydrogéologique est ouverte en position basse dans une partie du réservoir lors de l'incision de la SEM, un réseau de type gravifique peut s'installer en exploitant les discontinuités lithostructurales et/ou karstiques en place.

La propagation régressive de ce type de réseau entre la zone de restitution et les zones d'infiltration concentrées peut être favorisée, voire intégralement assurée, par décolmatage des structures d'altérations profondes organisée en maillage de couloirs interconnectées. Extensions potentielles de la structuration par décolmatage.

3.3.9 Zones potentiellement décolmatées

Dans l'hypothèse de la structuration d'un réseau gravifique entre les zones d'infiltrations concentrées du massif de Siou Blanc-Morières et la fenêtre hydrogéologique du canyon messinien de Bandol, la présence de structures altérée en profondeur a joué un rôle prépondérant.

Les réseaux de couloirs de fantômisation dans le Jurassique supérieur et les couloirs de brèches dans l'Urgonien existants sous le niveau repère de la « surface des bauxites » ont été exploités par les écoulements gravifiques qui peuvent engendrer le décolmatage complet de plusieurs centaines de mètre de galerie ou de couloirs de grandes dimensions en quelques jours (Quinif, 2010 et 2018). Une grande partie du réservoir peut être affectée par cette dynamique régressive avant que le chemin de drainage gravifique principal soit fixé.

Le développement de ce genre de structures semble en accord avec les résultats de la corrélation entre les données hydrodynamiques et les modélisations pluie-débit (Baudement *et al.*, 2018) qui est en faveur d'une karstification profonde hiérarchisée responsable du caractère extrêmement dynamique de l'aquifère (Baudement, 2018 ; Garin et Arfib, 2018). La profondeur de -150 m (0 m NGF) atteinte par le Ragas de Dardennes indique la présence de drains fortement transmissifs et fortement connectés à la fois avec le réservoir profond et à la fois avec les partie les plus lointaines du bassin versant dans le massif. Le maintien en tant que discontinuités ouvertes et interconnectées dans la partie profonde du réservoir peut s'expliquer par la fermeture du système lors de la remontée du niveau de base au Pliocène.

Le haut niveau marin ou « Hight Stand Level » du Pliocène constitue une période de stabilité eustatique de plus de 1,5 Ma, la plus longue depuis la fin du Crétacé. 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).

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. 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.

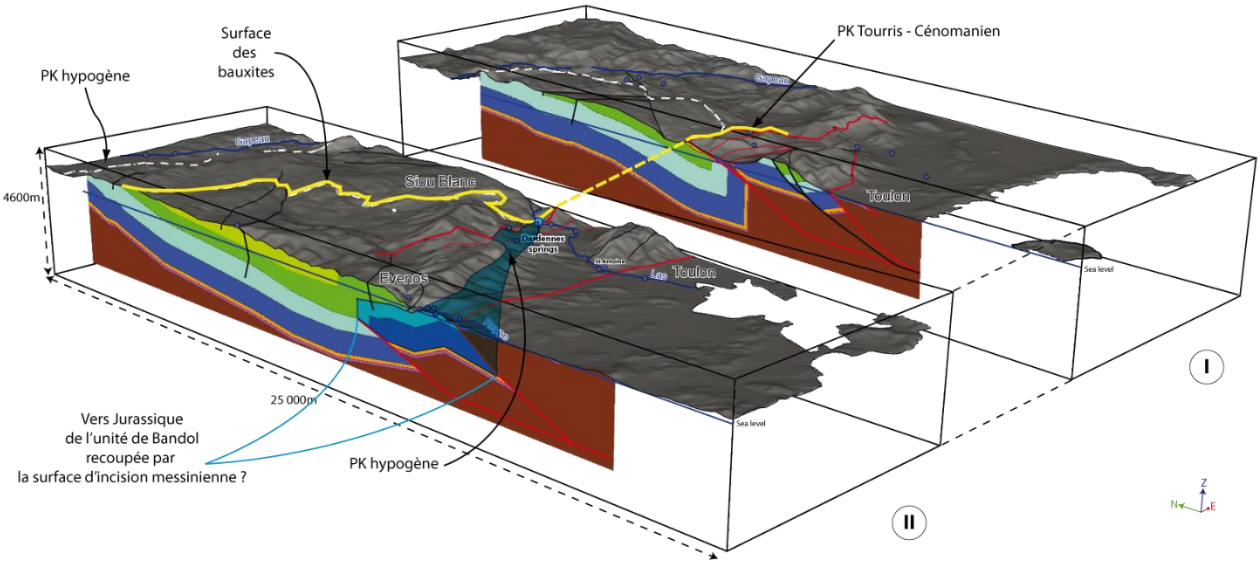


Fig. 45 : Définition d'une zone de réserve exploitable confinée sous la surface des bauxites dans les calcaires de l'Urgonien et les dolomies du Jurassique supérieur au droit du chevauchement nord toulonnais. Modifié d'après Baudement (2018).

La zone bleu de la Fig. 45 montre la zone probable de décolmatage des structures karstiques potentiellement fantômisées selon un tracé potentiel de circulation karstique durant le messinien. Cette zone est confinée sous la surface des bauxites (en jaune) ou de la discordance qu'elle constitue (mur du Cénomanien marneux). Elle se développe potentiellement entre la zone actuelle de restitution des eaux matérialisée par le Ragas et les assises du Jurassique de l'unité de Bandol recoupée par la surface d'érosion messinienne. Cette surface d'érosion messinienne est aujourd'hui comblée par le prisme sédimentaire plio-quaternaire au niveau du canyon de Bandol.

3.3.10 Modalités d'infiltration

L'analyse de la structuration karstique permet également d'appréhender les questions de la dynamique de recharge des aquifères. La détermination des modalités de recharge et d'infiltration s'applique essentiellement aux systèmes karstiques épigènes dans la mesure où il s'agit de repérer en surface les indicateurs de fonctionnement et de structuration de l'épikarst et de déterminer leur connexion avec la zone vadose de l'endokarst. Cette détermination permet de caractériser, à minima qualitativement et relativement, les capacités d'infiltration qui varient significativement selon l'état de conservation des différentes surfaces karstiques (reculs de couvertures et incisions) qui constituent les zones de recharge.

Sur le bassin versant des sources de Dardennes, l'évolution des surfaces successives est à l'origine des différentes modalités d'infiltration. Sur tout le bassin d'alimentation, de nombreuses morphologies karstiques sont observées, telles que des poljés, crypto-lapiaz, lapiaz sur roche nue, dolines, *etc*. En surface de ce bassin d'alimentation, il n'existe pas de sol épais ni de couvertures imperméables majeures qui pourraient actuellement ralentir l'infiltration. L'infiltration est ainsi directement liée à la nature des terrains et à l'évolution de la karstification sur les surfaces successives.

Le massif des Morières est caractérisé par de nombreuses formes karstiques de surface de types pertes et dolines, mais les morphologies de type lapiaz et les grands avens verticaux sont moins nombreux que sur le plateau de Siou-Blanc. Aujourd'hui, les replats supérieurs sont totalement fossiles. Cependant, lors de la formation de la surface sommitale *S1*, les dolomies ont subi une intense altération par crypto-corrosion assistée par fantômisation. Cette dynamique supergène tend à s'enfoncer dans le substratum et au cours de cet enfoncement le front de lessivage télescope des structures profondes. Cette altération profonde est guidée par un maillage de fracturation N40° et N140°. Avec l'emboitement de la surface *S2* et le creusement de la vallée périphérique du Gapeau, les formes karstiques de surface tendent à se morceler et à s'approfondir. Les anciennes morphologies planes sont aujourd'hui désorganisées par une multitude de points de soutirage qui forment des dolines coalescentes et des rues karstiques. Le démantèlement de cette haute surface par érosion et surtout par soutirage karstique se traduit ainsi par le dégagement de "canaules" à la fois par voie aérienne et souterraine. Dans ces zones, les eaux s'infiltrent alors avec une double composante : relativement lentement dans les couloirs d'altération non décolmatés, et rapidement dans les couloirs d'altération anciennement décolmatés. La différence de modalité d'infitration s'exprime en surface par des secteurs plus ou moins hérissées de pinacles dolomitiques et constellées de très nombreuses dolines remplies de sables dolomitiques ("grésou") ou complètement défoncées et encombrée de blocs émoussés en voie de désagrégation. Les dolines et les points bas de ces mégalapiés sont ainsi drainés en profondeur par les sables altéritiques remaniés par soutirage ou par mobilisation locale des fantômes de roche.

Du fait de son évolution fluvio-karstique en poljé, la surface *S2* apparait aujourd'hui fortement structurée à la fois en surface et en subsurface notamment dans le Crétacé inférieur à faciès urgonien sous forme de mégalapiés et de champs de dolines (Fig. 46). La concentration de phénomènes karstiques peut être très importante et la majorité des avens plateau de Siou-Blanc donnant accès à des développements souterrains s'ouvrent dans cette surface, plus particulièrement dans les dépressions de type dolines ou dans les petits poljés temporairement actifs. Les principales de ces pertes sont situées sur les bordures de corrosion des petits poljés, en position topographiquement basse, capable de collecter les bassins versants développés à la faveur de formations peu ou pas perméables en amont qui contribue largement à l'alimentation de ces pertes karstiques. Ainsi, les terrains marno-calcaires du Berriasien-Valanginien drainés par les poljés du Caveau, de la Solitude et de la Limate constituent des formations capables de concentrer les eaux en surface pour alimenter des pertes importante infiltrant des débits

sensibles en crue directement dans des avens. Les traçages réalisés dans cavités montrent des relations hydrologiques rapides avec les émergences au pied du massif.

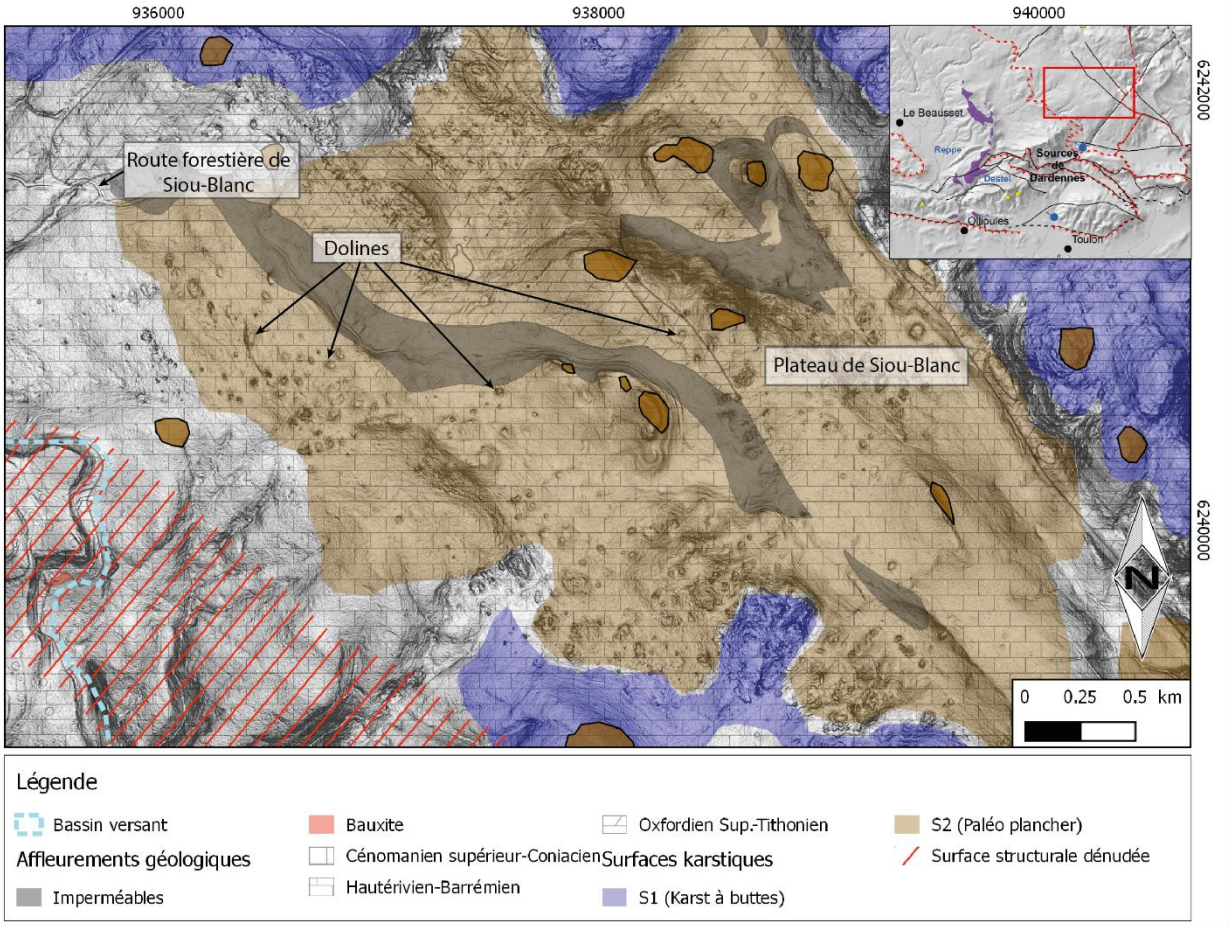


Fig. 46: Morphologie de la surface *S2* du plateau de Siou-Blanc en modèle ombré de pente issu du MNT 1m de l'IGN. Cette surface revêt une grande extension aux alentours de 630 m d'altitude, et est caractérisée par la présence de nombreuses dolines et ouvalas attestant de la forte connectivité avec l'endokarst. Encart: le rectangle rouge situe l'emprise du zoom, la coulée de basalte est en violet.

En cas d'intempéries, la concentration des eaux vers de petites pertes ainsi que la fréquence d'apparition de points de soutirage actifs, traduit une certaine dynamique karstique contrôlée par l'extension des couvertures sur les lapiaz en partie exhumés. Elles matérialisent l'organisation de plus en plus efficace des circulations karstiques et l'extension des surfaces drainées en sub-surface. Ainsi, la présence de couvertures sont associées à une forte densité de soutirages indiquant l'efficacité des infiltrations dans la disparition des couvertures alors que d'autres Les secteurs conservent des fonctionnements reliques.

Ailleurs, l'absence de couverture ne permet pas la concentration des eaux superficielles. Celles-ci s'infiltrent de manière rapide et diffuse à travers les multiples points de l'épikarst pour rejoindre rapidement la zone vadose fortement structurée. Ces différents éléments impliquent un mode de recharge plus rapide sur la surface *S2* que ce qui pourrait avoir lieu sur le massif des Morières et la surface *S1*.

Enfin une troisième surface à la compétence différente en termes d'infiltration apparait également sur le terrain. Cet ensemble concerne la surface structurale de l'Urgonien de la retombée sud-ouest du plateau de Siou-Blanc. En surface, l'épikarst est structuré par un lapiaz tabulaire très frustre ou sur

fracture ouvertes sur roche nue calé. La densité d'entrées de cavités est faible comme celui des dolines. Les seules formations superficielles sont représentées par des plaquettes et des blocailles accumulées dans ces dolines et remaniés dans les ravins. Dans les talwegs ces accumulation peuvent s'arrêter brusquement, indiquant une perte temporaire, mais souvent pour réapparaitre quelques mètres en aval. Ces petits systèmes cutanés son aménagés pour recueillir et conserver les écoulements temporaires. Parfois, des points d'infiltration ponctuels correspondent au passage de grandes fractures caillouteuses. La carrière de Fiéraquet, immédiatement au nord des sources de Dardennes, permet d'avoir un regard sur l'encaissant Urgonien en 3D (Fig. 47). Celui-ci apparait fortement fracturé, par des fractures plus ou moins ouvertes dont certaines sont fortement colmatées, parfois de façon polygénique, par des argiles rouges, nous sommes là à quelques dizaines de mètres d'affleurement de bauxites, d'argiles sableuses jaunâtres et de remplissages périglaciaires. Ces couloirs ne présentent apparemment pas de conduits karstiques, mais on observe que le carreau de la carrière est drainé par infiltration.

Fig. 47 : Illustration de la carrière de Fiéraquet directement en amont des sources de Dardennes. Dans cette carrière aucun indice de réseaux karstiques bien développés n'est visible. L'infiltration y est rapide mais se fait de manière diffuse dans un maillage tectonique N40-N140 resserré. Les réseaux de subsurface ne sont pas structurés (photo : C. Baudement).

L'explication de cette faible structuration réside dans l'histoire de son évolution. Il s'agit de la surface structurale du toit de l'Urgonien en pente d'environ 25°SW. Le toit de l'Urgonien est ici exhumé par le retrait de couverture engendré par l'encaissement du poljé d'Orves à l'ouest et par l'érosion en tête de la vallée du Las qui a dégagé de dégager par érosion différentielle les marnes du Cénomanien. Cette surface est en partie dégradée par l'ablation de la surface des bauxites dont la rugosité n'a pas résisté à l'action périglaciaire et au ruissellement, ce qui confère à cette surface une genèse relativement récente en comparaison des paléo-surfaces qui s'étendent en contre haut et en contre bas. L'infiltration, quand elle se produit, est diffuse et rapide, l'eau ne reste pas en surface et s'infiltre verticalement à travers une zone vadose de plusieurs dizaines de mètres. Un forage sec dans la carrière atteint presque l'altitude de du niveau permanent de l'eau dans le Ragas. Soit l'Urgonien est ici particulièrement peu perméable, soit que les structures de couloirs et les fractures ouvertes associées conduisent directement les infiltrations jusqu'au niveau piézométrique.

La cartographie des formes et des formations superficielles (Fig. 40) a permis de comprendre les grandes étapes de la structuration du drainage de surface et souterrain.

Afin de faciliter l'utilisation de ces données, une carte interprétative et coupe des modalités d'infiltration a été réalisée (Fig. 48). La zone d'étude a été divisée en 3 secteurs aux caractéristiques d'infiltration comparables précédemment décrites et principalement dépendantes de la lithologie sur laquelle s'est développée et de l'évolution géomorphologique :

- **Infiltration et circulation à double composante** : ces secteurs constituent un impluvium est caractérisé par des affleurements de dolomies fortement altérées en sables dolomitiques où les

eaux s'infiltrent en fond de lapiaz et en fond de doline à travers ces formations sableuses selon une double composante : relativement lentement dans les couloirs d'altération en place ou remobilisée sur place et rapidement dans les conduits décolmatés correspondant à des couloirs ou à des dolines alignées sur des accidents. Une nappe de sub-surface peut être entretenue.

- **Infiltration rapide et concentrée et circulation dans des réseaux structurés** : ces secteurs correspondent à la surface du plateau urgonien de Siou-Blanc comprenant des zones de pertes concentrées et des réseaux sous-jacents fortement structurés : l'infiltration est concentrée en surface sur des imperméables et en sub-surface dans des lapiés couverts fonctionnels dune point de vue hydraulique. La zone d'infiltration verticale est d'ordre hectométrique à plurihectométrique.
- **Infiltration diffuse et faible concentration** : ce sont les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans avoir la possibilité de se concentrer. Cet ensemble concerne principalement la surface structurale de l'Urgonien de la retombée sud-ouest du plateau de Siou-Blanc ou les lapiaz ont été arasés ou démembrés par la gélifraction. La zone d'infiltration verticale est d'ordre hectométrique à plurihectométrique.

La reconnaissance des modalités d'infiltration se fonde ainsi sur la reconnaissance des indicateurs de surfaces et de sub-surface afin de déterminer leur incidence sur l'infiltration des eaux et leurs caractéristiques de connexion avec l'endokarst. Les surfaces présentant des traits karstiques bien marqués comme des lapiaz nus, n'impliquent pas systématiquement une connexion directe avec les réseaux de drainage endokarstique sous-jacent. Les secteurs couverts sont au contraire hiérarchisés qu'ils soient hérités ou fonctionnel. La bonne contrainte de la nature et de l'évolution des surfaces karstiques et de leurs couvertures est nécessaire pour évaluer les modalités de fonctionnement de l'épikarst et de l'endokarst afin de produire une zonation de la sensibilité karstique en surface des aquifères dont les ressources en eau sont exploitée ou constituent un patrimoine naturel à protéger.

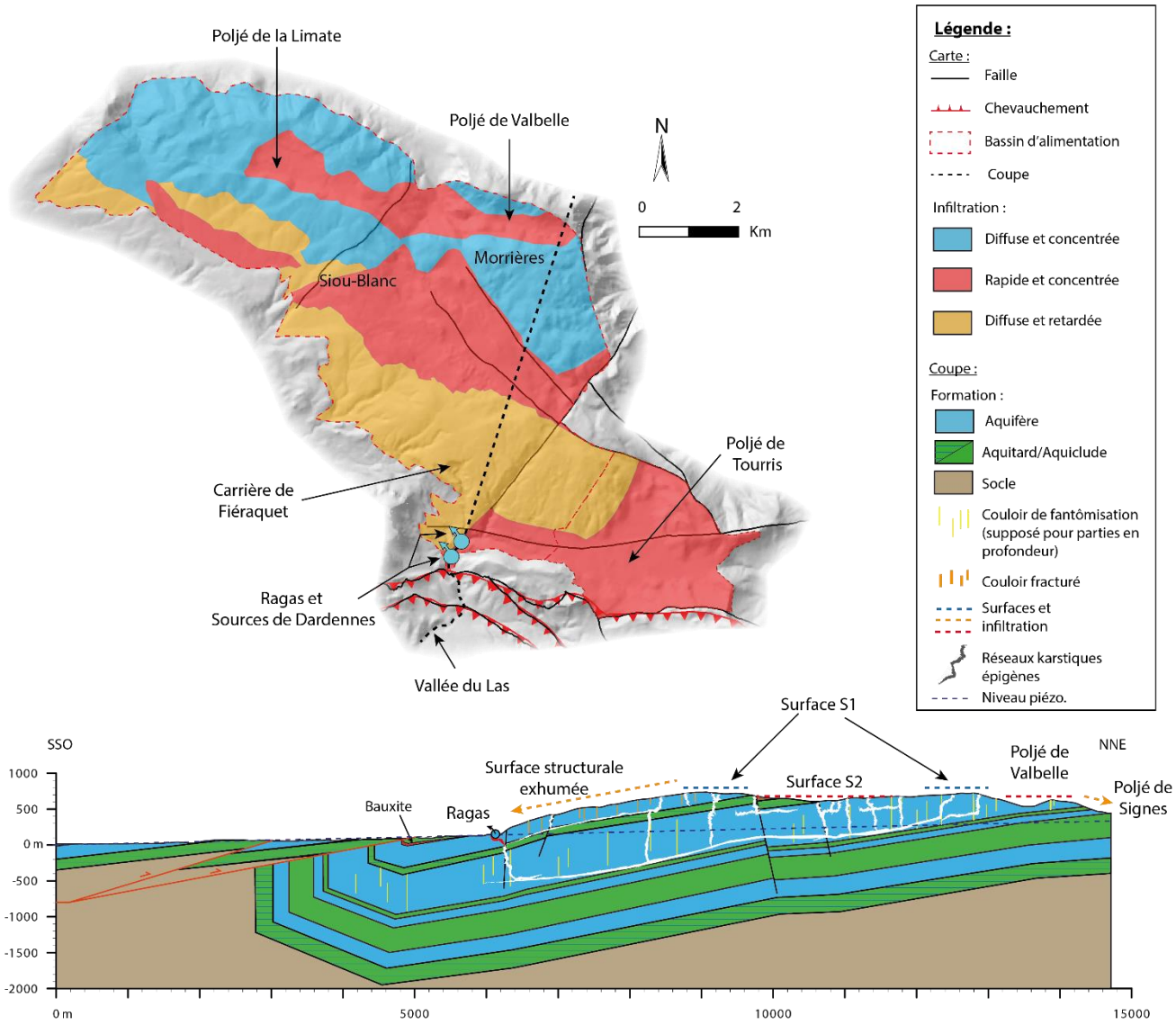


Fig. 48 : Modalités d'infiltrations sur le bassin versant des sources de Dardennes vue en carte et en coupe. Sont représentées sur la coupe, les structures karstiques observées et supposées. Le trait de coupe est indiqué en pointillé noir sur la carte. Jouves (2018).

4 Modalités de gestion et d'exploitation durable de la ressource en eau

Les modalités de gestion et d'exploitation de la ressource en eau de l'aquifère de Dardennes reposent sur le potentiel géologique et hydrogéologique identifié au cours du projet. Ce potentiel représente les quantités et les disponibilités des réserves estimées à partir de projections géologiques et hydrogéologiques. Ces projections permettent de donner un cadre aux conditions d'exploitation durable de la ressource ; c'est-à-dire sans mettre en péril les réserves. Les résultats obtenus au terme du projet Dardennes permettent de définir :

- La part du débit total des sources durablement exploitable ;
- Les débits et les volumes d'eau disponibles dans l'aquifère de Dardennes en fonction du mode de prélèvement ;
- La répartition spatiale des réserves pouvant constituer une ressource exploitable.

4.1 Répartition temporelle des débits exploitables

L'intégralité du débit des sources de Dardennes ne constitue pas un volume d'eau exploitable pour l'AEP, car toute l'eau débitée en crue ne peut pas être retenue dans l'aquifère ni dans des réservoirs artificiels. Seul le débit d'écoulement lent (ou débit de base) constitue le débit réellement disponible chaque année, à partager entre l'AEP et les milieux aquatiques de surface (débit réservé). Toutefois, la configuration particulière des sources de Dardennes, captée dans un barrage artificiel, favorise le stockage d'une partie de l'eau des crues dans le barrage et dans l'aquifère sur la zone de battement de la nappe imposée par le niveau variable du barrage. Une gestion durable pourra donc bénéficier de cette part d'eau d'écoulement rapide qui est stockée et devient ainsi disponible.

4.1.1 Variabilité des débits exploités et renouvellement de la ressource

Le volume exploité actuellement est fortement dépendant du débit naturel des sources disponible en étiage. Dans une moindre mesure, le volume stocké dans le lac est également un facteur impactant le débit disponible pour l'AEP. Ce débit AEP issu du lac est limité d'une part par le volume maximum d'environ 1 million de m^3 du lac et d'autre part par la qualité de l'eau contenue dans celui-ci (problème de géosmine en période estivale).

Les modélisations Pluie-Débit ont permis de discriminer la part d'écoulement lent de la matrice vers la source S (Q_{MS}), le débit de base, de la part de l'écoulement rapide associé directement au débit de crue (Q_{CS}) (section 3.1.3.3). Le débit de base présente des variations saisonnières liées à l'alternance des périodes pluvieuses hivernales et des périodes sèches estivales avec de longues courbes de récession à l'étiage. Suivant les modélisations le débit de base moyen annuel varie entre 0,11 et 0,48 m^3/s suivant les années, alors que l'écoulement rapide moyen annuel (Q_{CS}) varie entre 0,08 et 0,76 m^3/s (modèle Dard_Non_Lin_P1). Les années les plus pluvieuses sont caractérisées par une forte augmentation du débit rapide (augmentation du nombre de crues éclair). Sur les différentes simulations effectuées, chaque évènement pluvieux participe à l'augmentation des écoulements lents et ainsi à la recharge du débit de base de l'aquifère. Il est à noter également que la baisse du niveau du lac permet d'augmenter la capacité de recharge de l'aquifère (les crues sont moins importantes quand le lac est bas) lors d'évènements pluvieux intenses.

Sur la période d'étude, le volume exploité pour l'AEP est de l'ordre de 6 millions de m^3 par an, sauf durant le cycle le plus sec de 2015-2016 où le volume exploité a baissé à 3,5 millions de m^3 (Fig. 26 et

Tableau 3). Ces volumes représentent entre 40 et 100% de la ressource provenant du débit de base et sortant naturellement des sources (Fig. 26 et Fig. 49). Cependant ces volumes ne représentent qu'une moindre partie du volume total évacué aux sources par année hydrologique ; entre 15 et 60 % pour respectivement les années pluvieuse et peu pluvieuse (Fig. 49) sur la période d'étude. La section suivante s'intéresse à la variabilité interannuelle des débits afin d'estimer sur une longue période le débit durablement exploitable.

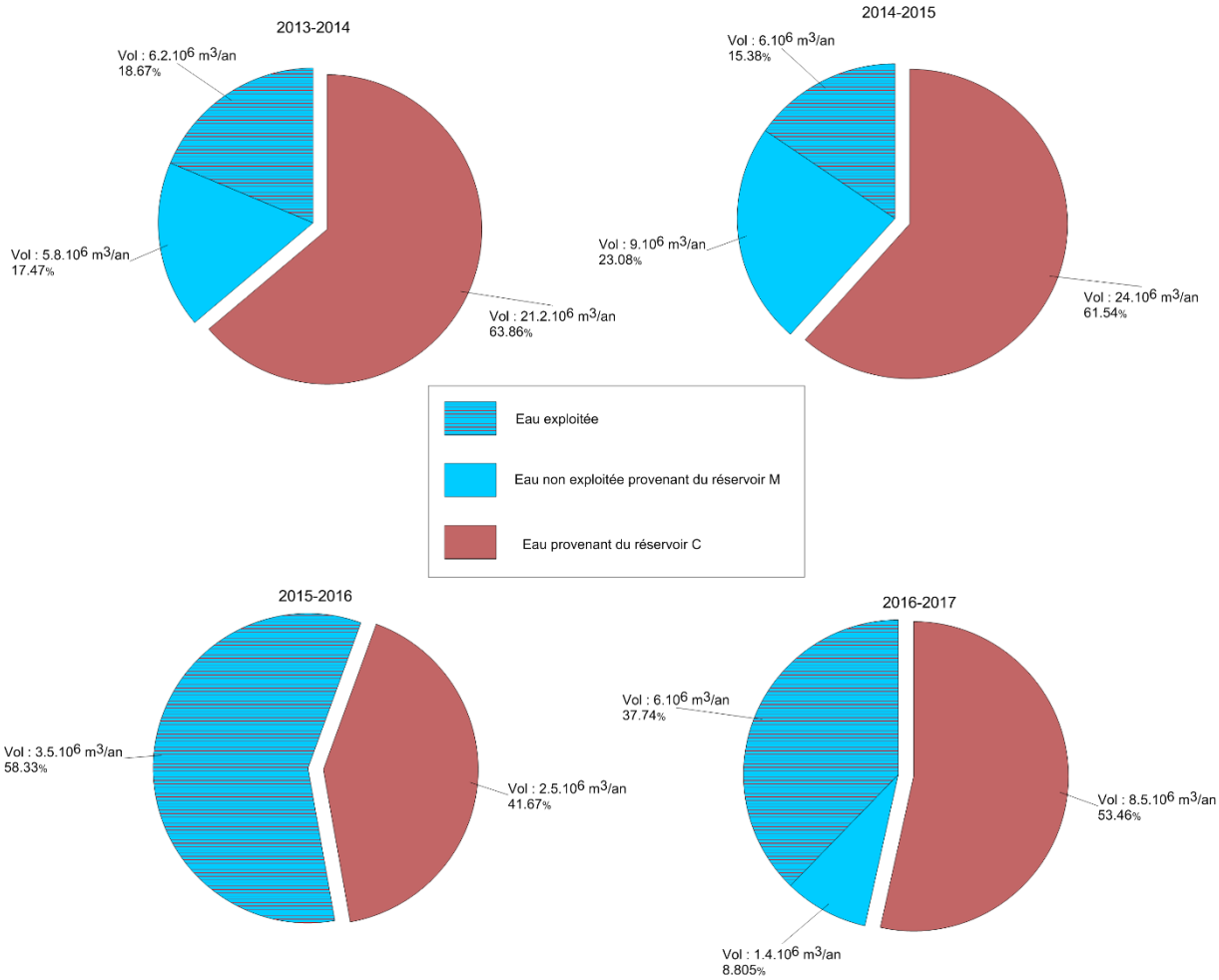


Fig. 49 : Répartition des volumes d'eau exploités et non exploité provenant de l'aquifère karstique. Les volumes sont calculés avec le modèle Pluie-Débit Dard_Non_Lin_P1. Le réservoir M correspond à l'écoulement de base alimentant les sources de Dardennes. Le réservoir C correspond à l'écoulement rapide alimentant les sources de Dardennes en crue.

4.1.2 Variabilité interannuelle des débits exploitables à partir des modélisations Pluie-Débit

La variabilité interannuelle des débits (débit total et débit de base) permet d'estimer la part du débit total des sources durablement exploitable.

Les modélisations effectuées (section 3.1.3.3) sur la période d'étude (2012-2018) et sur une longue chronique de précipitations et d'évapotranspiration de 1998 à 2018, mettent en exergue la variabilité du débit total et du débit de base en fonction des années sèches ou pluvieuse (Fig. 25). Les années peu pluvieuses sont caractérisées par un débit total annuel (somme de Q_{CS} et Q_{MS}) moyen aux sources de Dardennes inférieur à 300 l/s, et composé majoritairement de débit lié aux écoulements lents.

Le débit de base moyen interannuel peut être considéré comme le débit représentatif du débit moyen disponible pour une exploitation durable (l'exploitation inclus les prélèvements pour l'AEP et le débit réservé pour la rivière en aval). Sur les 20 années simulées (section 3.1.3.3) ce débit de base moyen interannuel calculé avec les deux modèles (modèles Dard_Non_Lin P2 et P1 respectivement) est compris entre 0,22 et 0,29 m^3/s, et le débit total interannuel entre 0,60 et 0,73 m^3/s. En moyenne 45 % du débit total des sources provient des écoulements lents et 55 % des écoulements rapides. En crue, plus de 90 % du débit total provient des écoulements rapides. Dans le cas d'un aquifère préalablement déprimé, une partie de ce débit de crue peut être stocké dans l'aquifère, ce qui participe à sa recharge.

4.1.3 Reconstitution du stock d'eau après étiage

Le débit d'étiage du système de Dardennes sera variable en fonction de la pluviométrie annuelle. Les modélisations des débits sur 20 ans (section 3.1.3.3 et Fig. 25) montrent des années hydrologiques très sèches (2001-2002, 2007-2008 et 2015-2016) avec des débits moyens inférieurs à 300 l/s. En 2015-2016, le débit en fin d'étiage est d'environ 80 l/s (données observées). Toutefois l'aquifère se recharge rapidement lors pluies intenses suivantes qui utiliseront le réseau dénoyé de conduits karstiques pour remplir le stock d'eau facilement.

Les simulations effectuées montrent la capacité du réservoir à se recharger (section 3.1.3.3 et Fig. 25). Les faibles débits et les bas niveaux du réservoir, notamment simulés en 2007-2008, montrent une augmentation rapide durant le cycle suivant lors de l'augmentation des précipitations, permettant ainsi au système de retrouver un débit plus fort suite à la recharge de l'aquifère. Les événements pluvieux intenses engendrent une augmentation des réserves drainées par les écoulements lents et participent ainsi à la recharge du débit de base de l'aquifère.

De plus, après une période d'étiage, une partie des écoulements rapides est stockée dans l'aquifère, participant ainsi à sa recharge au lieu de générer des crues qui seraient évacuées à l'aval des sources, ce qui représente autant de volume d'eau de recharge disponible pour reconstituer les réserves d'eau souterraines tout en écrêtant les crues karstiques. Cette situation est également observée lorsque le niveau du lac est bas, où une partie de l'eau des écoulements rapides est stockée dans l'aquifère déprimé, traduisant sa capacité à se recharger et à écrêter les crues (Baudement, 2018).

Les modélisations selon le modèle *Dar_Sans_Fond* montrent également la tendance de l'aquifère à se recharger facilement (Fig. 30). En cas de fort pompage en période d'étiage (300 l/s), le niveau d'eau diminue puis revient à son niveau initial (lac plein à 123 mètres d'altitude) lors des pluies hivernales (le débit des sources est alors plus fort que le débit de pompage). Lorsque les pluies hivernales sont faibles le niveau d'eau remonte mais reste bas, engendrant une baisse encore plus importante lors de l'étiage suivant. Toutefois, sur les 20 ans de données, cette situation n'a jamais duré plus de deux ans. Le déstockage lent de l'eau du réservoir M (matrice hydrogéologique) permet même d'emmagasiner de l'eau d'un cycle sur l'autre lors d'une succession d'années pluvieuses (Fig. 30).

Les débits actuellement exploitables sont directement liés au débit de base des sources de Dardennes variables en fonction des années sèches ou pluvieuse. Le débit de base moyen interannuel compris entre 0,22 et 0,29 m^3/s, reflète le débit exploitable dans le cadre d'une exploitation durable de la ressource auquel il est possible de rajouter une part du débit issu de l'écoulement rapide puisque celui-ci recharge convenablement l'aquifère.

4.2 Débits et volumes disponibles pour une exploitation durable en fonction du mode de prélèvement

Le débit exploitable est actuellement variable de manière annuelle et interannuelle et sa disponibilité n'est pas assurée, même avec une gestion optimale du volume contenu dans la retenue. Le débit de crue est évacué en aval dans le Las et le débit d'étiage n'est pas suffisant pour une exploitation en période de basse eaux. Une alternative possible est d'envisager que l'eau soit exploitée par pompage, et que le niveau d'eau descende à un niveau inférieur à celui des sources actuelles afin d'augmenter la ressource potentiellement exploitable.

4.2.1 Captage du débit naturel par gravité

L'exploitation actuelle repose sur le captage du débit naturel des sources par gravité. Ce mode de captage permet le prélèvement de tout le débit de base sortant aux sources de Dardennes, diminué du débit réservé pour les milieux aquatiques en aval du barrage. Le débit de base moyen varie suivant les années, en relation avec les précipitations. Les modélisations pluie-débit (Garin et Arfib, 2018) ont donné une estimation de ce débit de base moyen annuel entre 0,11 et 0,48 m^3/s suivant les années (simulation entre 1998 et 2018), soit 3,5 à 15 millions de m^3/an.

Le prélèvement du débit de crue n'est quant à lui pas possible (hormis la petite part stockée dans le barrage) du fait de la forte intensité des débits.

Cette exploitation respecte l'équilibre du bilan hydrologique durable, en étant imposé par le mode de prélèvement où le niveau de l'eau ne peut pas descendre sous le niveau des sources (ou de la prise d'eau du tunnel du Ragas à 92 mètres d'altitude). Entre 2013 et 2018, le débit d'exploitation à l'usine de Dardennes a varié entre 3,5 et 6,2 millions de m^3/an ; il est donc inférieur ou égal au débit de base moyen délivré par le système karstique. Toutefois, le débit journalier disponible varie fortement entre les périodes de hautes-eaux et l'étiage où le débit peut descendre sous 70 l/s.

Dans le cas d'un débit d'exploitation AEP augmenté, par exemple à 300 l/s (équivalent à 9,5 millions de m^3/an), le débit de base suffisant ne serait pas disponible toute l'année, mais uniquement en période de hautes eaux. Ce débit d'exploitation serait même supérieur au débit total écoulé aux sources, en incluant les crues, lors d'années peu pluvieuses comme lors du cycle 2015-2016 (entre 5 et 6 millions de m^3 suivant les modèles).

Par contre, la recharge de l'aquifère par les écoulements rapides qui se retrouvent stockés lorsque le niveau d'eau de l'aquifère est préalablement bas, permettrait de revenir rapidement à l'équilibre lors d'un cycle pluvieux suivant. Il est alors envisageable que l'eau soit exploitée par pompage et que le niveau d'eau descende à un niveau inférieur à celui des sources actuelles.

4.2.2 Pompage et gestion active des ressources de l'aquifère de Dardennes

L'exploitation par pompage et gestion active est particulièrement adaptée dans le cas d'aquifères karstiques de type vauclusien du fait de l'importance des réserves contenues dans la zone noyée, mobilisable à partir de la zone de restitution via les conduits karstiques drainants.

Ce type d'exploitation sous le niveau d'émergence permet de surexploiter la réserve en période d'étiage, la recharge de l'aquifère par les écoulements rapides intervenant lors d'un cycle pluvieux suivant sous réserve que celui-ci ait la capacité de recharge nécessaire.

Dans ce type d'exploitation, il est prélevé un débit Q_P supérieur au débit naturel des sources en période de basses eaux, le niveau d'eau est rabattu et une partie du débit des crues suivantes est écrêté et

stocké dans l'aquifère. Cependant le débit de prélèvement Q_P doit être évalué avec précaution afin de ne pas surexploiter à long terme l'aquifère. Seule une partie de l'eau rechargée dans l'aquifère peut être exploitée dans une démarche de gestion durable. Cette notion de gestion durable implique :

(1) de respecter un débit réservé au cours d'eau en aval des sources (Le Las) ;

(2) d'assurer sur le long terme un équilibre quantitatif de la masse d'eau, ainsi que le maintien de la bonne qualité, tout en minimisant les impacts sur les masses d'eau de surface et souterraines connectées à celle de Dardennes.

Différents scénarios peuvent être envisagés en fonction du débit de prélèvement Q_P et du débit moyen annuel Q_{AM} au regard du débit de base interannuel moyen Q_{BIM}. Le risque réside dans une surexploitation à long terme de l'aquifère (temps insuffisant accordé pour le renouvellement de la ressource), c'est-à-dire de prélever un débit Q_P supérieur au débit de base interannuel moyen Q_{BIM}, ce qui aura pour effet de puiser dans les réserves de l'aquifère.

Tableau 6 : scénarios de prélèvement pouvant être envisagés en fonction du débit de prélèvement Q_P et du débit moyen annuel Q_{AM} au regard du débit de base interannuel moyen Q_{BIM}.

	$Q_{AM} > Q_{BIM}$	$Q_{AM} < Q_{BIM}$
$Q_P = Q_{BIM}$	Exploitation équilibrée	Surexploitation durable : Surexploitation à court terme et prélèvement dans la réserve mais exploitation équilibrée à long terme
$Q_P < Q_{BIM}$	Sous-exploitation	Surexploitation durable
$Q_P > Q_{BIM}$	à long terme : surexploitation	Surexploitation

Le débit total interannuel des sources de Dardennes se situe en moyenne entre 0,60 et 0,73 m^3/s (modèles Dard_Non_Lin P2 et P1 respectivement).

Si l'on considère un bilan hydrologique durable, seule la part du débit de base serait disponible pour prélèvement, c'est-à-dire en moyenne 0,29 m^3/s (valeur obtenue avec le modèle Dard_Non_Lin_P1 de Garin et Arfib, 2018, ou 0,22 m^3/s avec le modèle P2). Etant donné que l'aquifère de Dardennes présente la capacité de se recharger par les écoulements rapides, une part des débits de crue est donc susceptible de recharger les réserves de l'aquifère, ce qui augmente le débit moyen interannuel réellement disponible.

En appliquant un scénario de pompage permanent à 0,3 m^3/s pour l'AEP dans le Ragas de Dardennes (c'est-à-dire dans le karst connecté), le niveau d'eau simulé descend dans le scénario le plus extrême à près de 0 mètres d'altitude, soit 90 mètres sous le niveau des sources, mais ces résultats n'ont pas pu être validés car pour l'instant aucun essai de pompage n'a été réalisé au fond du Ragas. Malgré que les modélisations du niveau d'eau (modèle Dard_Sans_Fond) soient à prendre avec précaution, elles simulent correctement la variation du niveau d'eau de plusieurs mètres observée dans le lac qui se répercute dans l'aquifère à travers le réseau karstique perméable en grand. La part d'eau ainsi stockée/déstockée dans la zone de battement de la nappe augmente la capacité d'écrêtage des crues en fin d'étiage, par reconstitution du stock d'eau par l'écoulement rapide.

Le modèle montre ainsi que les écoulements rapides typiques du fonctionnement du karst de Dardennes permettent de recharger l'aquifère après une période d'étiage ou une succession d'années peu pluvieuses, engendrant une remontée jusqu'au seuil de débordement du lac. Ce type de prélèvement et d'exploitation, permettrait donc de capter une partie du débit de crue, tout en minimisant l'intensité de celles-ci.

Les modélisations semblent montrer que l'exploitation de l'eau sous le niveau de résurgence actuel permettrait de surexploiter la réserve avec un débit constant de l'ordre du débit moyen interannuel (300 l/s).

Cependant il n'est pas possible à l'heure actuelle d'affirmer qu'une exploitation à des débits supérieurs serait durablement viable. Néanmoins, le fonctionnement hydrogéologique du karst de Dardennes, mis en évidence par les observations in-situ et les modélisations, constitue un argument favorable à la mise en place d'une gestion active de la ressource en eau du karst de Dardennes, visant à associer le besoin en eau du cours d'eau (débit réservé), la distribution d'eau potable et l'écrêtage des crues d'automne.

Toutefois, le choix d'une solution d'exploitation en gestion active doit également tenir compte des contraintes sur la qualité de l'eau exploitée. Dans le cas du barrage de Dardennes, la surexploitation du karst profond par un débit supérieur à celui des sources engendrera une inversion des écoulements entre le lac artificiel de Dardennes et le karst. Cet écoulement temporaire de l'eau du lac vers le karst a déjà été mis en évidence au cours de l'exploitation actuelle par la prise d'eau dans le conduit du Ragas et lors des tests de pompage de septembre 2012. L'eau du lac peut potentiellement véhiculer des matières en suspension (et engendrer un problème de turbidité), et/ou des pollutions organiques (par exemple le problème de géosmine actuellement présent dans le lac). Ces écoulements ne seront que temporaires, car lorsque le niveau d'eau diminue sous la cote approximative de 100 mètres, le lac se trouve déconnecté du karst du Ragas.

Dans l'optique d'une surexploitation durable par forage, il est nécessaire de déterminer les solutions potentielles de ciblage prenant en compte la répartition de la ressource.

4.3 Répartition spatiale de la ressource

Dans les aquifères carbonatés karstiques, la ressource est distribuée dans la porosité de la roche, les failles et fractures et dans les structures karstiques. Dans une optique d'exploitation il est nécessaire de déterminer où cette ressource se situe et où est-elle le plus facilement mobilisable.

Les structures karstiques constituent des structures perméables en grand permettant de drainer une grande partie de l'aquifère concerné. Ces structures sont organisées et structurées en fonction de l'histoire karstologique. Cependant leur localisation prédictive reste à l'heure actuelle un défi scientifique et technologique (Borghi *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016 ; Jouves *et al.*, 2017 ; Jouves, 2018). Les failles et fractures constituent en moindre partie des structures drainantes mais leur prédiction est plus aisée même si le caractère drainant ou barrière de celle-ci est difficile à prédire. La porosité matricielle constitue enfin le plus grand volume de vide à l'échelle d'un réservoir mais celle-ci est généralement mal connectée et pas nécessairement productive. En fonction des contraintes, des avantages et inconvénients, il existe ainsi plusieurs solutions de captage avec des implications différentes en fonction de l'endroit où il est possible de les réaliser.

Cette partie présente le potentiel géologique identifié, mais non exploré, de la ressource de Dardennes dont les quantités et les disponibilités sont estimées à partir des projections géologiques. Elle a pour but d'identifier et de spatialiser des cibles potentielles pour un prélèvement et une exploitation AEP des eaux par forage et gestion active de l'aquifère. Elle repose sur la relation entre l'évolution géologique, la karstification et le fonctionnement hydrodynamique du système karstique.

4.3.1 Réactivité des sources et connectivité des structures de drainage

La réactivité des sources karstiques de Dardennes, passant de centaines de litres par seconde à plus de 20 m^3/s en quelques heures (entre 7 et 40 heures après le début de la pluie), suggère une forte connectivité des structures karstiques drainantes, à la fois dans la zone saturée (zone noyée) de l'aquifère mais également dans la zone non-saturée (zone vadose). Cette forte connectivité des structures

karstiques résulte d'une histoire longue et polyphasée de la karstification impliquant une réadaptation pliocène de la zone de restitution suite à la structuration profonde du karst, potentiellement jusqu'à -700 m NGF, durant la crise de salinité messinienne. La source vauclusienne du Ragas plongée à 150 m de profondeur, soit 0 m NGF, la source de Saint Antoine (-120m) et Port-Miou (-233 m), sont autant d'indices dérivant de cette phase de structuration profonde.

Sur le site de Dardennes, cette réadaptation s'est produite en amont des barrières que constituent les chevauchements nord-toulonnais et la surface des bauxites, dans une zone où l'encaissant est intensément fracturé et altéré principalement sur les accidents tectoniques N40-60 et N130-150. Des altérations de type fantômes de roche ont été rencontrés dans les dolomies du jurassique supérieur du massif des Morières principalement sur les accidents de même direction, ainsi que sur les affleurements du Jurassique au pied du versant sud du Mont Caume. Il est probable que ce type d'altération soit également présent en profondeur dans les dolomies. Les mêmes observations ont été faites dans les grès du Cénomanien au toit du réservoir urgonien. Les prolongements en profondeur de zones altérées ont pu subir des dynamiques de décolmatage lors de la sollicitation hydraulique à l'événement messinien, assurant ainsi une connectivité de structures karstiques ouvertes, et ennoyée depuis la remontée du niveau de base du Pliocène. De plus la longue évolution karstique a engendré des interconnexions des réservoirs karstiques de l'Urgonien et du Jurassique supérieur dolomitique, ce qui permet aux dynamiques de décolmatage de se propager à travers ces deux réservoirs en réutilisant ou en mettant en connexion des discontinuités héritées. En surface, la longue structuration des surfaces karstiques fait que le bassin d'alimentation présente un nombre important de poljés et pertes, de dolines actives, d'avens et de couloir d'altération, induisant une infiltration rapide et concentrée prépondérante, ainsi qu'un transfert rapide dans la zone vadose.

La structuration et la forte connectivité des structures karstiques profondes est également attestée par l'analyse des crues (conductivité électrique, chimie et isotopes de l'eau) : les sources montrent une réactivité extrêmement rapide aux évènements pluvieux, avec un transfert de pression par effet piston où l'eau à l'exutoire durant les périodes de basses eaux est constituée d'une faible quantité d'eau d'infiltration (faibles variations de conductivité électrique et de température).

La réactivité des sources et leur signal intégrant le drainage d'un très vaste bassin d'alimentation relève ainsi de trois grands types de connexion :

- Les réseaux issus du décolmatage des zones d'altération dans la partie profonde du réservoir initiés et organisés à partir de la fenêtre hydrogéologique du canyon messinien de Bandol à -700 m NGF (Tassy *et al.*, 2014) ; dans la zone de mise en charge des réseaux, les contacts de décolmatage le long de la faille de Siou Blanc connectée au sud à la faille du Cierge ;
- Les systèmes d'invasion, celui de tous les grands avens-pertes de Siou Blanc, qui infiltrent de façon concentrée les eaux dans les dépressions du bassin d'alimentation des sources ;
- Les systèmes de déversement anciens, organisés à l'époque où les poljés de contact (poljés de Planier, d'Orves et de Signes) contribuaient à la recharge du réservoir de Dardennes participant ainsi à la structuration de l'aquifère entre l'altitude de ces déversements et une zone de restitution probable située dans le secteur de Dardennes.

Les deux réservoirs urgonien et jurassique constituent le même aquifère karstique alimenté par des structures de drainage rapides et hiérarchisées à partir de systèmes de concentration des eaux de surface (poljés, pertes, dolines). Les structures karstiques organisées en réseaux très verticalisés conduisent les écoulements directement dans la partie noyée du réservoir constituée d'un maillage de fractures ouvertes et de zones altérées décolmatées. Cette zone noyée très transmissive et fortement capacitive présente une grande extension verticale. Une grande réserve est ainsi potentiellement présente à la fois dans les

séries urgoniennes et jurassiques supérieures au nord du chevauchement mais également dans leur prolongement sud, sous le chevauchement de Dardennes.

4.3.2 La ressource en amont du chevauchement

Le site d'émergence des eaux souterraines aux sources de Dardennes correspond au croisement de trois structures contraignant les conditions de drainage :

- le chevauchement de Dardennes constituant une barrière aux écoulements en agissant comme un barrage naturel forçant les eaux souterraines à émerger aux sources de Dardennes ;
- le recoupement dans un point bas de la topographie de la surface des bauxites et des marnes du cénomanien inférieur pouvant constituer un toit imperméable pour la prolongation en situation de captivité de l'aquifère karstique ;
- la faille du Cierge qui constitue une discontinuité majeure et récolte le drainage des dépressions sus-jacente, et connectée à la faille de Siou Blanc soulignée par une forte concentration de dolines et en contact avec les couloirs d'altération du massif de Morières ;

Cette zone de restitution de Dardennes connait potentiellement cette situation depuis le Pliocène au moment où la remontée du niveau de base a contraint le système à adapter la décharge de l'aquifère au point bas de la topographie.

Du fait de l'histoire géologique et karstologique, les formations géologiques de l'urgonien et du jurassique sont interconnectées et constituent un seul et même réservoir karstique. Les sources de Dardennes et particulièrement le conduit karstique du Ragas constituent des solutions d'exploitations de cette ressource. Du fait de l'accessibilité restreinte de cette ressource par le conduit du Ragas, une exploitation par forage peut être envisagée. Cependant la faible porosité de l'urgonien et le phénomène extrêmement sélectif de karstification, fait que dans la pratique la probabilité de recouper un conduit karstique dans l'urgonien est extrêmement faible et que les forages réalisés dans le périmètre du barrage en 2012 sont restés secs (ou ils n'ont pas atteint la zone saturée, comme un ancien forage de la carrière Fiéraquet).

Pour envisager d'accroitre les volumes disponibles pour l'exploitation de cette ressource, il est nécessaire d'explorer les potentialités réservoir de la fracturation en partie altérée à la fois dans les calcaires de l'urgonien et dans les dolomies du jurassique. Cette fracturation altérée et potentiellement décolmatée présente des prolongements importants en profondeur, compte tenu du contexte karstologique du site du Ragas et de ses alentours immédiats, entre le poljé de Tourris au sud-est et le col de l'Homme Mort au nord-ouest (Fig. 50). En effet, l'évolution morphokarstique de surface montre un fonctionnement depuis le paléo-poljé d'Orves vers le poljé de Tourris via le col des Morts. Cette évolution suggère un décolmatage de structures altérées par les écoulements de déversement de ce poljé dans celui de Tourris. Par ailleurs, le forage de la carrière n'ayant pas atteint la zone noyée alors qu'il est descendu à proximité de la cote du niveau à Dardennes est peut-être le signe d'une très grande perméabilité en grand capable de maintenir un niveau piézométrique très plan dans ce secteur. Enfin, une partie de ce secteur est sous le mur de la surface des bauxites donc en connexion potentielle avec les réseaux de couloirs décolmatés connus non loin de là, sur le versant sud du Mont Caume.

L'essentiel des réserves serait ainsi contenu dans la porosité, les failles et fractures (altérées ou non) et les structures karstiques situés sous le niveau piézométrique dans les réservoirs géologiques urgonien et jurassique supérieur. Selon les modélisations géologiques, plus de 70 % du volume poreux des unités stratigraphiques réservoirs se situeraient en dessous de cette surface piézométrique, représentant un volume total de vide potentiel compris entre $2{,}91.10^8$ m^3 et $8{,}53.10^9$ m^3 dans la zone saturée de l'aquifère, le mur de l'aquifère correspondant aux alternances marno-calcaires du Bajocien-Bathonien. Ce volume n'est toutefois qu'un ordre de grandeur qui peut-être localement augmenté par la présence de karst ou

au contraire fortement diminué lorsque l'on s'intéresse à la porosité utile. En effet, la connectivité des pores n'a pas été étudiée et représente une inconnue qui n'est pas encore évaluée.

Il apparait néanmoins que les discontinuités connectées en profondeur aux structures altérées / décolmatées pourraient ainsi constituer une zone cible. Etant donné que la fracturation est essentiellement verticale suivant des orientations N40-60 et N130-150, un forage incliné, d'azimut N0° par exemple, augmenterait les chances de recouper des zones productives.

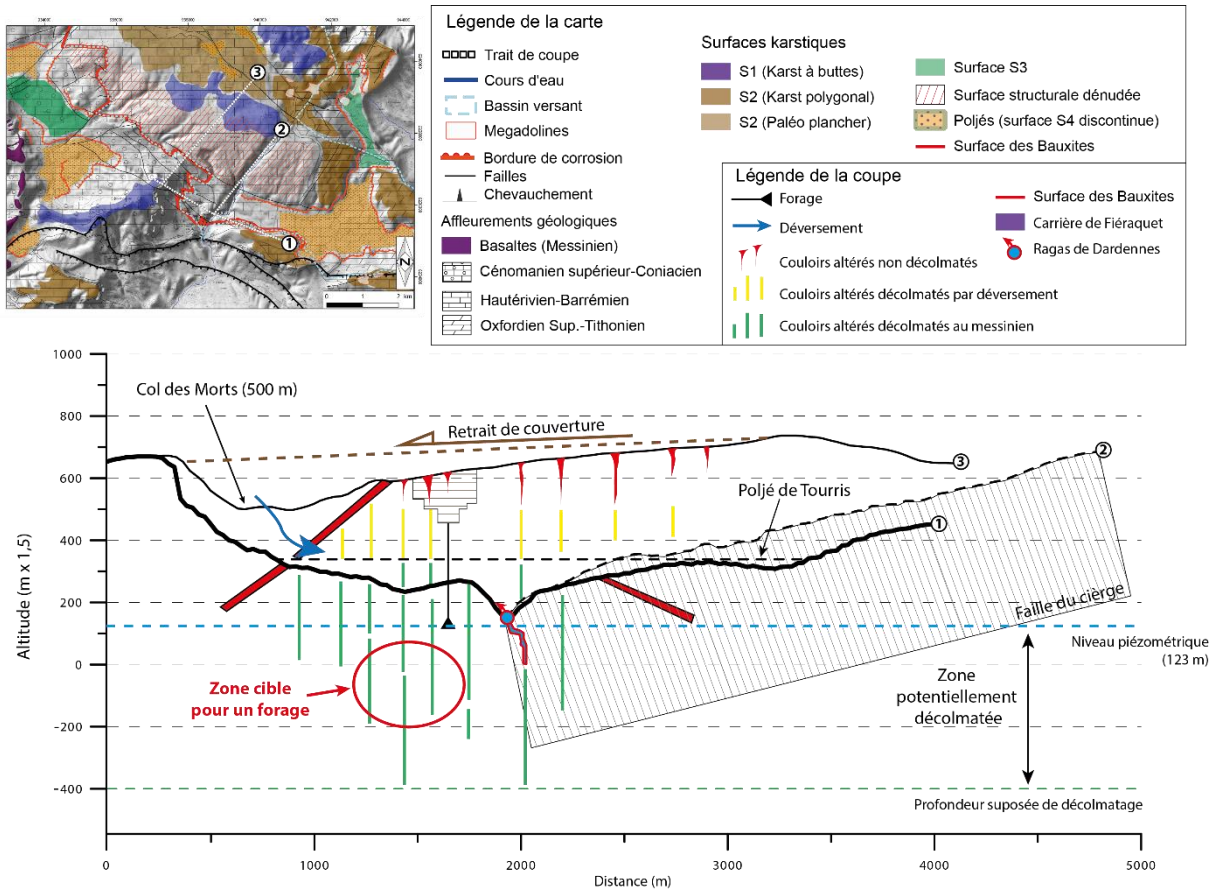


Fig. 50 : Schéma conceptuel localisant les structures potentiellement altérées et décolmatées dans le réservoir karstique sur le site de Dardennes.

4.3.3 Potentiel d'une ressource sous le chevauchement

Les unités réservoir des calcaires urgoniens et des dolomies du jurassique supérieur se prolongent, selon les interprétations et la modélisation géologique, sous le tracé de surface du chevauchement en formant un synclinal à flanc sud fortement redressé. Les dolomies du Jurassique supérieur constituent le meilleur réservoir potentiel du fait de la forte porosité des dolomies (jusqu'à 15%) et du mode de karstification, par altération profonde (fantômisation et brèches karstiques), organisée selon un maillage sur les discontinuités principales N40-60 et N130-150. Ces discontinuités sont anté-chevauchement pyrénéo-provençal et se retrouveraient alors inclinées et non verticales. Ces séries sont très fortement altérées et bréchifiées comme on peut l'observer dans la carrière de Malvallon et présentent des indicateurs de circulation d'eau et de sédiments aujourd'hui conservés sous la forme de laminites. Ces structures ont donc été parcourues par des courants capables de transporter des sédiments (courants tractifs). Les grès Cénomanien ployés à la verticale présentent eux aussi des indices de circulations postérieures à leur altération par fantômisation. Si il y a eu décolmatage des structures altérées et

fantômisées dans le réservoir de Dardennes, ce décolmatage se serait effectué dans la zone d'influence entre les zones de recharge et les zones de restitution potentielles. Etant donné que durant la structuration profonde du karst au messinien, la recharge s'effectuait sur le massif de Siou-Blanc et la restitution potentiellement dans le canyon de Bandol, les structures potentiellement décolmatées se situent selon ce tracé potentiel de circulation karstique (Fig. 45). Des structures potentiellement interconnectées et décolmatées pourraient se situer sous le chevauchement notamment dans les formations du jurassique supérieur.

La carte isobathe de la Fig. 39 fournit la profondeur du toit des formations dolomitiques du jurassique supérieur. Il apparait ainsi deux zones les plus propices (Fig. 51). Une zone se situerait dans la vallée du las, entre le hameau de Dardennes et le barrage du même nom, où la profondeur du toit du Jurassique serait aux alentours de 200 m de profondeur par rapport au fond de la vallée du Las. L'autre zone se situerait au niveau des carrières de Malvallon où on observe les séries réservoir ployées à la verticale. Les dolomies du jurassique supérieur présentent un potentiel supérieur dans la mesure où elles renferment la majeure partie du volume poreux, entre 45 et 76 % (Fig. 35) et qu'elles renferment des volumes potentiellement altérés capacitifs et probablement décolmatés et productifs. L'Urgonien, très altéré lui aussi, présente dans cette zone l'avantage d'être à une profondeur modérée avec un pendage vertical intéressant pour recouper un maximum de discontinuités.

La carte isobathe de la Fig. 39 suggère une profondeur minimale de forage de l'ordre de 400 m sous la surface pour atteindre et traverser les dolomies du jurassique supérieur. Cependant cette zone est peu contrainte en terme géologique car peu de données permettent de vérifier l'exactitude de la géométrie profonde du chevauchement et des couches géologiques sous celui-ci.

4.4 Gestion et écrêtement des crues

Les crues éclair représentent un danger pour les infrastructures et les populations. La région de Dardennes est un jour susceptible de faire face à un événement pluvieux de forte intensité, de type méditerranéen, comme ce fut le cas à Draguignan le 15 juin 2010 avec des précipitations atteignant 270 mm/j. Le modèle pluie-débit Dard_Non_Lin a été utilisé pour simuler l'effet d'une pluie extrême, en gardant à l'esprit que le modèle est au pas de temps journalier, qu'il n'a pas été calé sur des pluies extrêmes car il ne simule pas le débit de pointe.

En supposant des précipitations de 300mm en 1 jour, le débit maximal moyen journalier pourrait atteindre 72,4 m^3/s le jour suivant les précipitations (Fig. 27) ou 78,7 m^3/s dans le cas où l'épikarst a été rechargé par une pluie de 30mm le jour précédant (Fig. 27). De tels débits qui se déverseraient dans le Las engendreraient des inondations par débordement au niveau de l'entrée de la rivière couverte (Parc Burnett à Toulon, voir les documents du TRI de Toulon), qui seraient également amplifiées par le ruissellement urbain.

Dans le cadre d'une gestion active de la ressource en eau de l'aquifère de Dardennes, ces crues pourraient être en partie écrêtées par stockage dans l'aquifère, étant donné qu'une partie des écoulements rapides souterrains du karst de Dardennes participerait à la recharge de l'aquifère et à la reconstitution du stock durablement exploitable.

5 Scénarios de ciblage pour l'exploitation de la ressource

L'aquifère karstique de Dardennes présente des potentialités pour une augmentation du débit d'exploitation de la ressource. Trois scénarios de ciblage principaux sont proposés, répondant à trois critères clés : (1) donner accès à une réserve en eau souterraine en quantité et de bonne qualité, (2) nécessiter une profondeur d'investigation raisonnable généralement admise inférieur à 500 mètres de profondeur, et (3) se situer dans une zone où la mise en exploitation est techniquement réalisable, c'est-à-dire à proximité des réseaux existants. Le projet Dardennes a montré que ces trois critères sont réunis dans la zone de l'exutoire actuel. L'exploitation par pompage, avec baisse du niveau d'eau de la nappe sous le niveau de résurgence actuel permettrait également de passer à une gestion active de la ressource, avec alimentation du Las en débit réservé en aval de la retenue de Dardennes et création d'une capacité accrue de stockage des pluies extrêmes pour limiter les crues liées aux événements méditerranéen en fin de période d'étiage. Dans l'optique d'une augmentation du débit de prélèvement, différentes solutions potentielles de ciblage sont envisageables en tenant compte des structures géologiques et des types de karst qui influencent la répartition de la ressource (Fig. 51). Les trois scénarios principaux sont présentés ci-après, avec leurs avantages et inconvénients, sous forme de fiches rassemblant les éléments essentiels pour chacun d'entre eux. Des solutions alternatives sont également proposées et discutées, de même que les principaux verrous scientifiques et techniques pour la mise en exploitation.

Les trois scénarios principaux sont :

- Scénario 1 : Exploitation par pompage via un forage dans le périmètre du lac de Dardennes ou le conduit du Ragas.
- Scénario 2 : Exploitation par pompage en amont de la zone de restitution des eaux de Dardennes dans la fracturation altérée des dolomies du jurassique supérieur.
- Scénario 3 : Exploitation par pompage sous le chevauchement géologique, dans la prolongation sud des unités réservoirs (sous la vallée du Las ou dans le site de l'ancienne carrière de Malvallon).

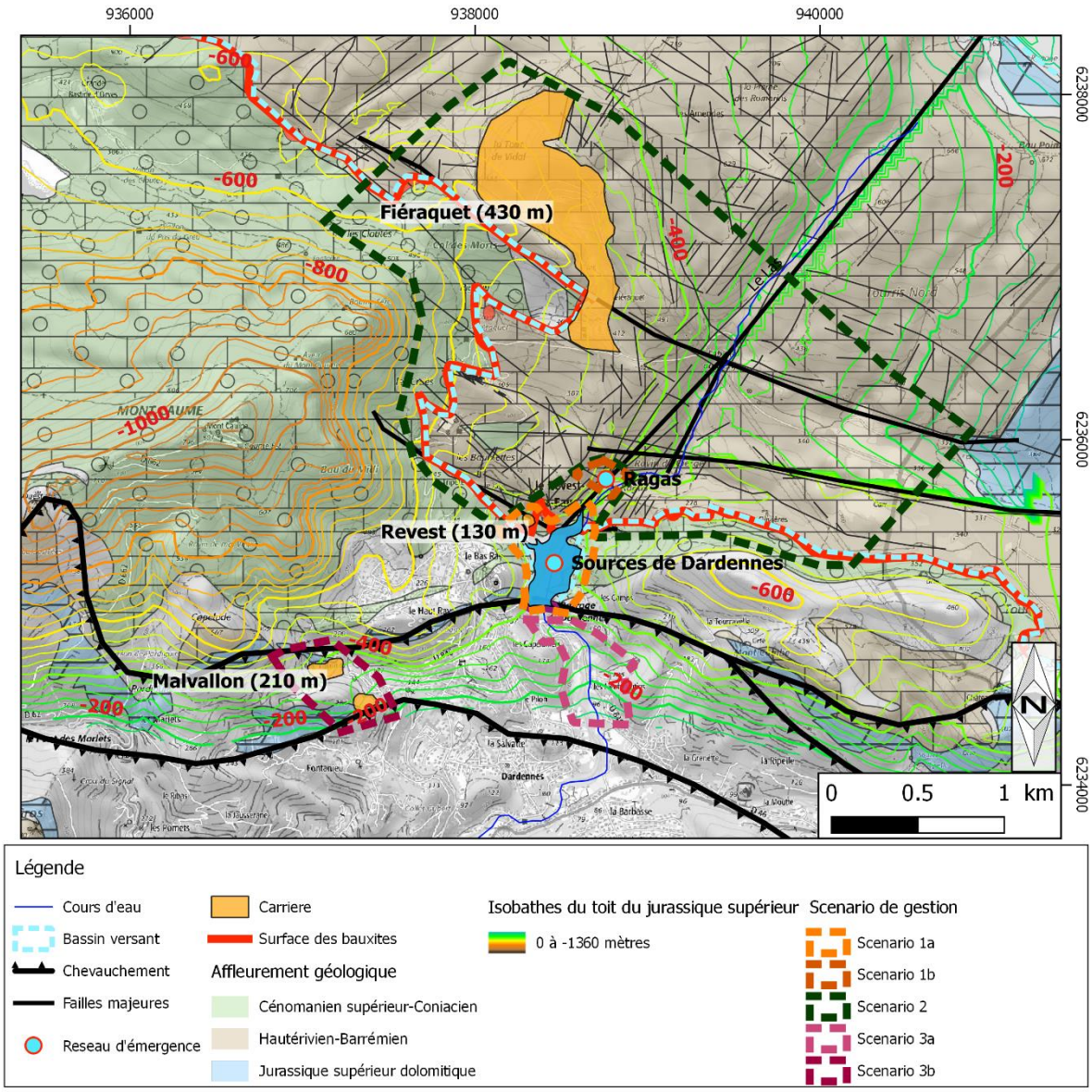
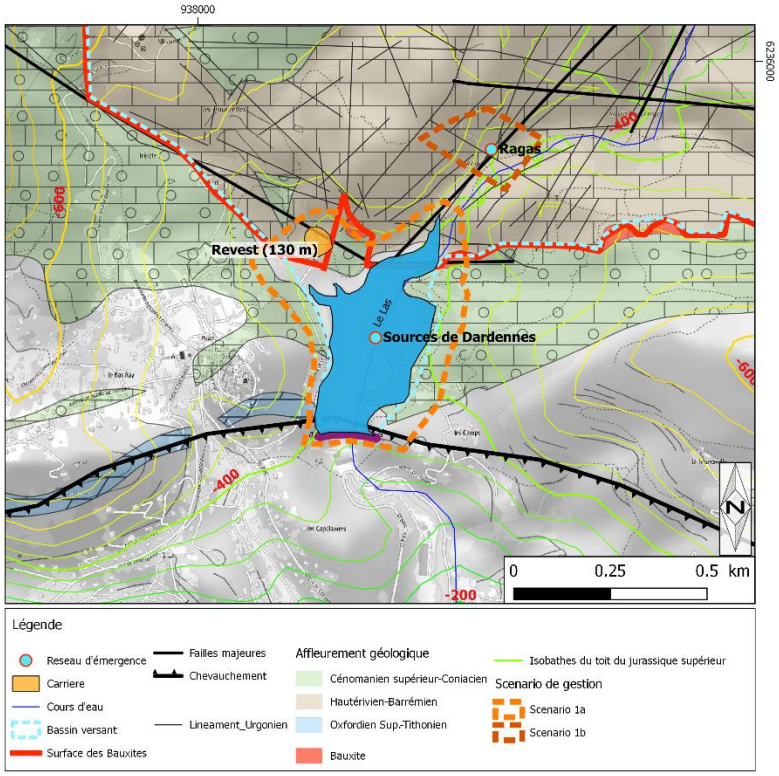


Fig. 51 : Localisation des différents scénarios de ciblage pour l'exploitation de la ressource en eau de l'aquifère karstique de Dardennes.

5.1 Scénario 1 : Exploitation dans la zone de restitution des eaux

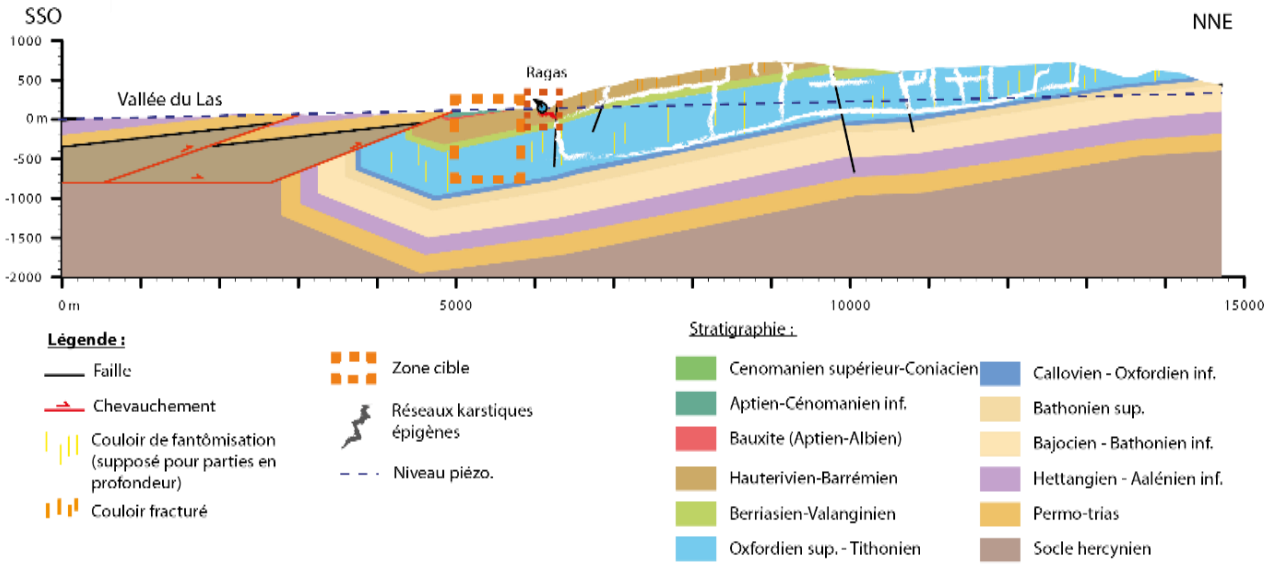
5.1.1 Localisation

La zone de restitution des eaux, zone élargie autour des sources de Dardennes comprenant également le Ragas, représente une solution d'exploration pour l'exploitation de la ressource (Fig. 51). Dans cette zone l'essentiel de la ressource est situé sous le niveau de résurgence des sources (≈120 m). Deux scénarios d'exploitation peuvent être envisagés :



Scénario 1a:
Exploitation par pompage via un forage dans le périmètre du lac et de la zone de restitution des eaux

Scénario 1b :
Exploitation de la ressource par pompage via le conduit du Ragas ou par forage recoupant le conduit



5.1.2 Modalités d'exploration et d'exploitation envisageables

	Scénario 1a (périmètre du lac)	Scénario 1b (conduit du Ragas)
Niveau statique de la surface piézométrique	Environ 100 à 120 m NGF (connecté au niveau du lac de Dardennes)	
Cible	Jurassique supérieur dolomitique	Réseau karstique du Ragas
Solution d'exploration envisagée	Forage vertical ou forage incliné d'azimut N0	Forage recoupant en profondeur le conduit du Ragas ou installation d'une pompe en plongée spéléo
Profondeur de forage minimale	Environ 400 m minimum pour atteindre le jurassique supérieur dolomitique	Minimum 150 à 200 m (pour atteindre le fond du conduit du Ragas - variable en fonction de l'altitude de départ)
Volumes potentiellement mobilisables	Variable en fonction de la profondeur de forage et du recoupement de structures productives. Pour une altitude de pompage à 0 m NGF : $1,46.10^7$ à $2,92.\ 10^7$ m^3 selon les projections géologiques et hydrogéologiques	
Débit d'exploitation durable estimé	> 300 l/s	

5.1.3 Avantages et inconvénients des scénarios proposés pour l'exploitation de la ressource

Scénario	Avantages	Inconvénients / Risques
<u>Scénario 1a :</u> Forage dans le périmètre du Lac	• Accessibilité aisée (en rive droite ou gauche du lac) • Altitude basse des installations de captage en surface • Structure géologique relativement bien contrainte	• Potentialité de forage sec • Nécessité d'aller en profondeur pour capter le jurassique supérieur en charge • Relation hydraulique possible entre les fractures recoupée et le lac impliquant une inversion temporaire des écoulements
<u>Scénario 1b :</u> Pompage dans le conduit du Ragas	• Positionnement précis possible du conduit du Ragas (investigations des spéléo-plongeurs) • Profondeur de forage plus faible car la cible se trouve dans les calcaires urgoniens drainant le jurassique supérieur sous-jacent • Sollicitation de tout l'aquifère via le réseau de conduit karstique connecté permettant d'exploiter les zones éloignées du point de captage y compris les systèmes annexes capacitifs • Rabattement de l'aquifère dans l'optique d'une gestion active • Ecrêtage naturel des crues	• Profondeur possible de rabattement réduite (contrainte d'exploitation liée à la position de la pompe) • Accessibilité difficile jusqu'au site du Ragas pour l'implantation d'un forage et/ou un essai de pompage • Relation hydraulique prouvée entre le Ragas et le lac impliquant une inversion des écoulements entre le lac artificiel et le karst pouvant engendrer des problèmes de matière en suspension et de pollution organique (géosmine). Mais déconnexion hydraulique avec le lac en dessous de la cote des 100 m NGF

5.1.4 Verrous scientifiques et techniques

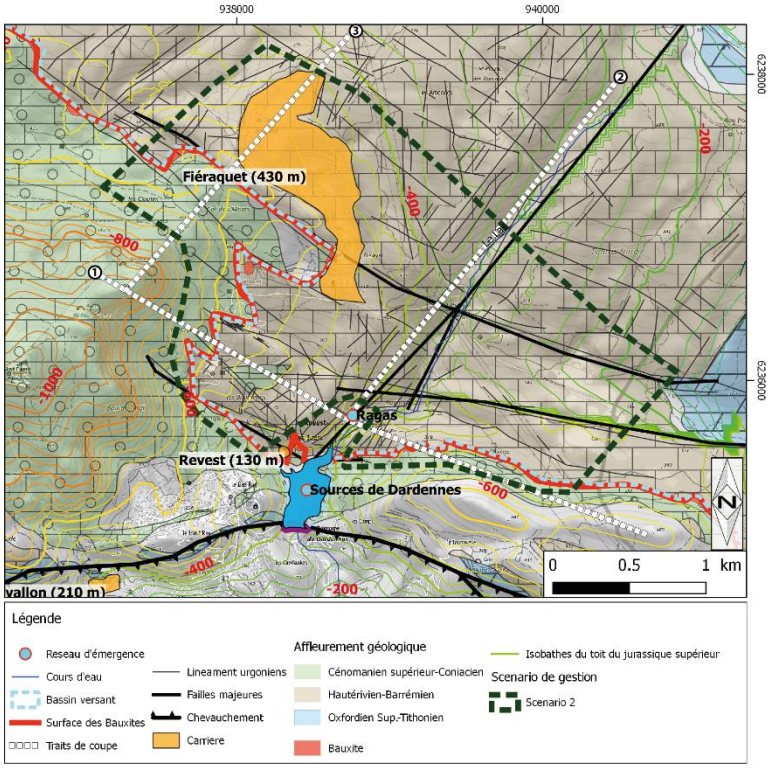
Plusieurs verrous d'ordre scientifiques et techniques apparaissent pour l'exploration et la mise en exploitation :

- Essai de pompage pour déterminer précisément les capacités d'emmagasinement et le débit prélevable
- Gestion des relations entre le lac de Dardennes et l'aquifère
- Investigations supplémentaires sur la structure géologique, au moyen de sondage ou de géophysique
- Investigation complémentaire sur le rôle drain ou barrière de la fracturation
- Reconnaissance précise du conduit du Ragas par plongée souterraine
- Aménagement d'une piste pour l'accès au Ragas ou transport des pompes et tuyau par hélicoptère
- Alimentation en électricité des pompes

5.2 Scénario 2 : Exploitation par pompage en amont de la retenue

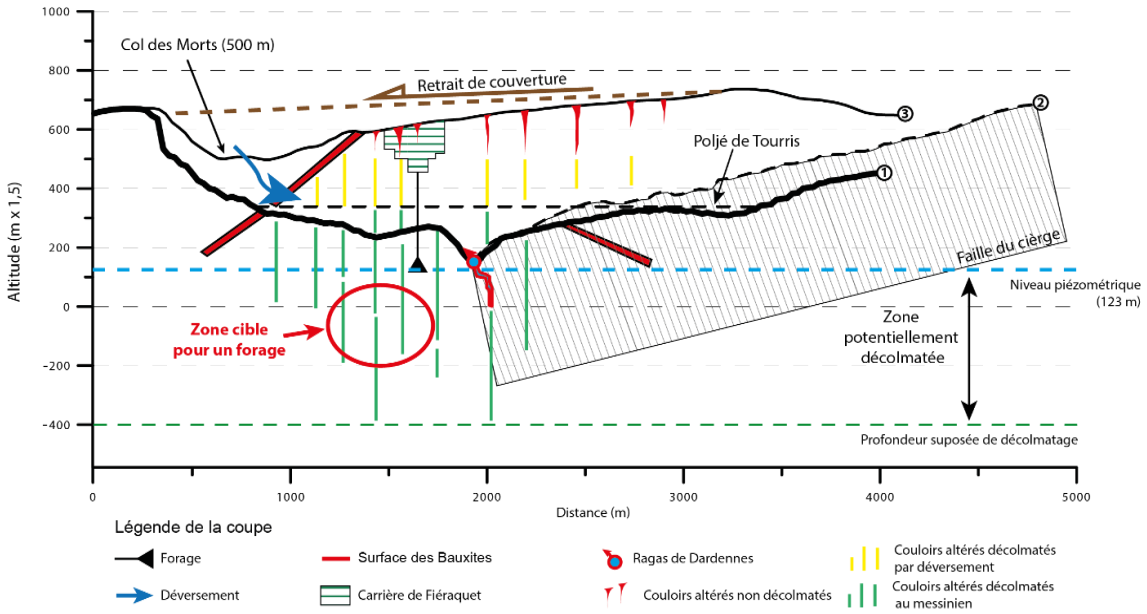
5.2.1 Localisation

Ce scénario vise à exploiter par pompage la ressource en amont de la retenue dans la fracturation altérée principalement supposée dans les dolomies du jurassique supérieur dans la zone au nord de la retenue entre le col des Morts et le poljé de Tourris (Fig. 51). La zone supposée présente une fracturation importante N40-60 et N130-150 quasi verticale, reconnue dans l'urgonien sus-jacent et dans les dolomies du massif des Morières. Ces couloirs ont été altérés puis décolmatés par deux phases de structuration karstiques successives, durant le messinien puis pendant l'étagement des poljés dOrves et de Tourris connectant les structures altérées ce qui est propice à la préservation des vides.



La limite proposée vers l'est (poljé de Tourris) tient compte de la position probable de la limite d'extension des structures décolmatées au messinien et du rôle drainant joué par la faille du Cierge.

Ce scénario vise à explorer cette fracturation potentiellement décolmatée. La perméabilité de l'urgonien est faible. Dans la carrière de Fiéraquet, les calcaires sont fortement fracturés mais ne présentent pas de structures de drainage karstique, sauf sous formes de couloirs altéré et colmatés.



5.2.2 Modalités d'exploration et d'exploitation envisageables

	Scénario 2
Niveau statique de la surface piézométrique	Environ 100 à 120 m NGF (connecté au niveau du lac de Dardennes)
Cible	Jurassique supérieur dolomitique
Solution d'exploration envisagée	Forage vertical ou forage incliné d'azimut N0 augmentant les probabilités de recouper des structures productives
Profondeur de forage minimale	Variable en fonction de l'altitude de la localisation du forage. Profondeur recommandée de 150 à 200 mètres sous le niveau statique avec pour objectif les dolomies du jurassique supérieur
Volumes potentiellement mobilisables	Variable en fonction de la profondeur de forage et du recoupement de structures productives
Débit d'exploitation durable estimé	300 l/s (dépendant des structures productives recoupées)

5.2.3 Avantages et inconvénients du scénario proposé pour l'exploitation de la ressource

Scénario	Avantages	Inconvénients / Risques
Scénario 2 : Pompage en amont de la retenue	• Large zone d'implantation possible • Zone peu urbanisée • Structure géologique bien contrainte • Forte fracturation potentiellement altérée et décolmatée en profondeur (préférentiellement dans le jurassique) • Recoupement probable de zones productives connectées aux réseaux karstiques permettant de solliciter l'ensemble de l'aquifère • Rabattement de l'aquifère dans l'optique d'une gestion active • Ecrêtage naturel des crues	• Profondeur de forage élevée compte tenu des reliefs (profondeur cible sous une altitude de 0 m NGF) • Potentialité de forage sec si la zone productive n'est pas atteinte en profondeur • Faible probabilité de recouper un conduit karstique majeur • Relation hydraulique entre la fracturation recoupée (et éventuellement le/les conduits) et le réseau karstique alimentant les sources de Dardennes impliquant une inversion des écoulements entre le lac artificiel et le karst pouvant engendrer des problèmes de matière en suspension et de pollution organique (géosmine). Mais déconnexion hydraulique avec le lac en dessous de la cote des 100 m NGF

5.2.4 Verrous scientifiques et techniques

Plusieurs verrous d'ordre scientifiques et techniques apparaissent pour l'exploration et la mise en exploitation :

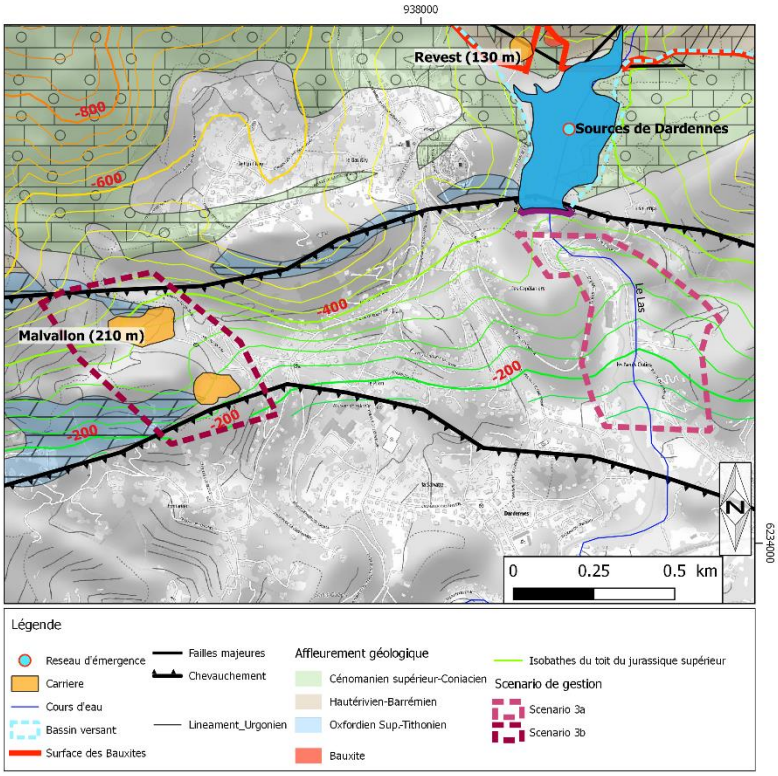
- Investigations supplémentaires sur la structure géologique, au moyen de sondage ou de géophysique
- Investigation complémentaire sur le rôle drain ou barrière de la fracturation
- Gestion des relations entre le lac de Dardennes et l'aquifère
- Profondeur de forage potentiellement élevée

5.3 Scénario 3 : Exploitation par forage profond sous le chevauchement

5.3.1 Localisation

Ce scénario vise à exploiter la ressource suspectée sous le chevauchement dans la prolongation sud des unités réservoirs (Fig. 51). Selon les interprétations du projet, la structure géologique forme dans cette zone un synclinal au flanc sud verticalisé. Les structures tectoniques et les couloirs altérés anté-chevauchement seraient ainsi redressés et accompagnés d'une forte fracturation liée au chevauchement. Des structures altérées liées aux circulations de fluides induites par le chevauchement pourraient également exister en plus ou associées aux altérations profondes des dolomies.

Ce chevauchement constitue une barrière hydraulique pour les écoulements qui confine l'essentiel de la ressource à son mur. L'aquifère est en position captive et sans relation directe avec les écoulements de surface, notamment le Las. Il est probable que les ressources soient, comme sur le reste de la zone d'étude, connectées au lac de Dardennes via le système karstique, mais plus éloignées des axes de drainage souterrains. Cette partie du réservoir pourrait ainsi présenter un comportement plus tamponnée.

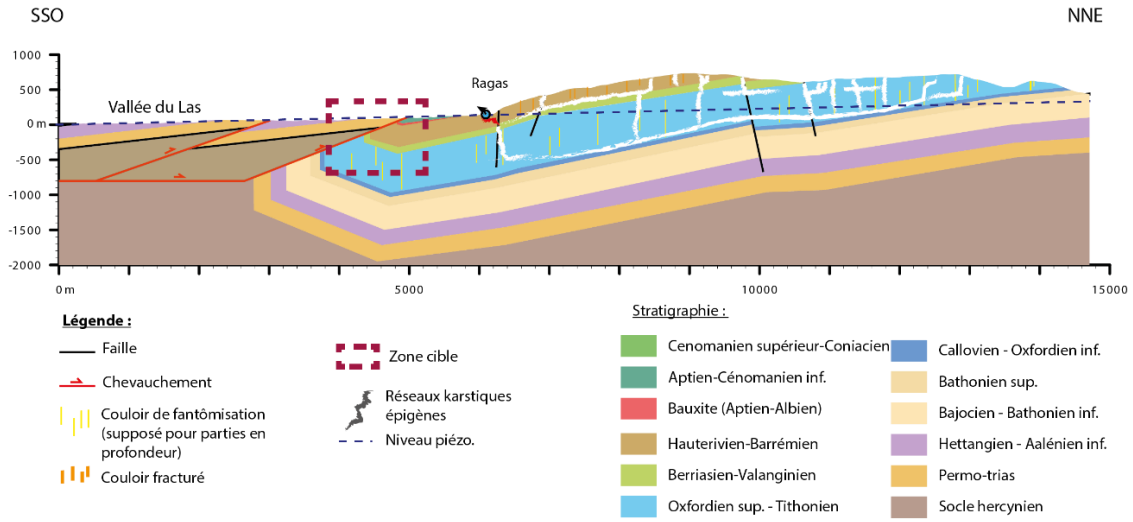


Scénario 3a:

Exploitation par pompage via un forage dans la vallée du Las entre le hameau de Dardennes et le barrage de Dardennes, au niveau du débouché de la galerie du Ragas, où le Jurassique supérieur serait entre 200 et 400 m de profondeur selon les interprétations géologiques.

Scénario 3b :

Exploitation de la ressource par pompage via un forage dans le secteur des carrières de Malvallon où les modélisations géologiques proposent une profondeur de l'ordre de 200 à 400 m du toit du jurassique supérieur.



5.3.2 Modalités d'exploration et d'exploitation envisageables

	Scénario 3a et 3b
Niveau statique de la surface piézométrique	Aquifère captif, niveau piézométrique environ 100 à 120 m NGF (limite à charge imposée du lac de Dardennes)
Cible	Jurassique supérieur dolomitique : structures plissées verticalisées du synclinal sous le chevauchement.
Solution d'exploration envisagée	Forage vertical recoupant les structures plissées verticalisées
Profondeur de forage minimale	Environ 400 mètres pour atteindre le jurassique et le recouper sur une épaisseur importante
Volumes potentiellement mobilisables	Variable en fonction de la profondeur de forage et du recoupement de structures productives
Débit d'exploitation durable estimé	300 l/s (dépendant des structures productives recoupées)

5.3.3 Avantages et inconvénients des scénarios proposés pour l'exploitation de la ressource

Scénario	Avantages	Inconvénients / Risques
Scénario 3a et 3b : Forage et pompage en aval de la retenue sous le chevauchement	• Accessibilité aisée • Zones peu urbanisées • Rabattement de l'aquifère dans l'optique d'une gestion active • Présence de zones fortement altérées capacitives potentiellement décolmatées en profondeur et productives • Des structures tectoniques et des discontinuités inclinées, permettant un recoupement aisé de ces structures par forage vertical • Déconnexion avec les écoulements de surface notamment du Las • Un aquifère captif potentiellement artésien (scénario 3a) • Une faible connexion avec le lac de Dardennes, qui minimise les risques de dégradation de la qualité en cas d'inversement des circulations provoquant l'écoulement du lac vers le karst profond ; • Profondeurs de forage de l'ordre de 400 m permettant d'atteindre le jurassique supérieur dolomitique • Une reconnaissance géologique sous le chevauchement permettant de mieux contraindre la géologie locale et régionale • Ecrêtage naturel des crues karstiques du Las si les pompages ont une incidence sur le niveau d'eau au Ragas et aux sources de Dardennes	• Faible probabilité de recouper un conduit karstique • Potentialité de forage sec • Structure géologique peu contrainte (profondeur d'enracinement et géométrie du chevauchement) • Profondeur de forage potentiellement plus grande pour atteindre le jurassique ; • Connexion avec l'aquifère en amont probable mais incertaine ; • Relation hydraulique avec l'aquifère amont impliquant un rabattement et un assèchement des sources et du lac • Potentialité d'une minéralisation importante de l'eau du fait de la présence du Trias dans les écailles du chevauchement

5.3.4 Verrous scientifiques et techniques

Plusieurs verrous d'ordre scientifiques et techniques apparaissent pour l'exploration et la mise en exploitation :

- Investigations supplémentaires sur la structure géologique mal contrainte sous le chevauchement (Fig. 52), au moyen de géophysique ou forage exploratoire afin d'améliorer la connaissance des géométries 3D de ce secteur et tester les relations avec les structures karstiques régionales
- Investigation complémentaire sur le rôle drain ou barrière de la fracturation
- Profondeur de forage incertaine
- Gestion des relations entre le lac de Dardennes et l'aquifère si relation directe avec l'aquifère

Le problème géologique majeur de ce scénario reste la forte incertitude sur la géométrie 3D des structures géologiques au niveau du chevauchement. Plusieurs modèles de structures sont possibles, avec plus ou moins d'écailles, et avec la présence du Trias ou du socle en profondeur. Deux coupes sont proposées en Figure 52, qui montrent l'impact des structures sur la profondeur d'investigation, mais d'autres interprétations restent possibles. Il en résulte des profondeurs plus ou moins importantes pour les différentes couches stratigraphiques cibles pour l'implantation d'un forage AEP. Des études complémentaires sont donc indispensables pour améliorer la connaissance des géométries 3D de ce secteur et tester les relations avec les structures karstiques régionales.

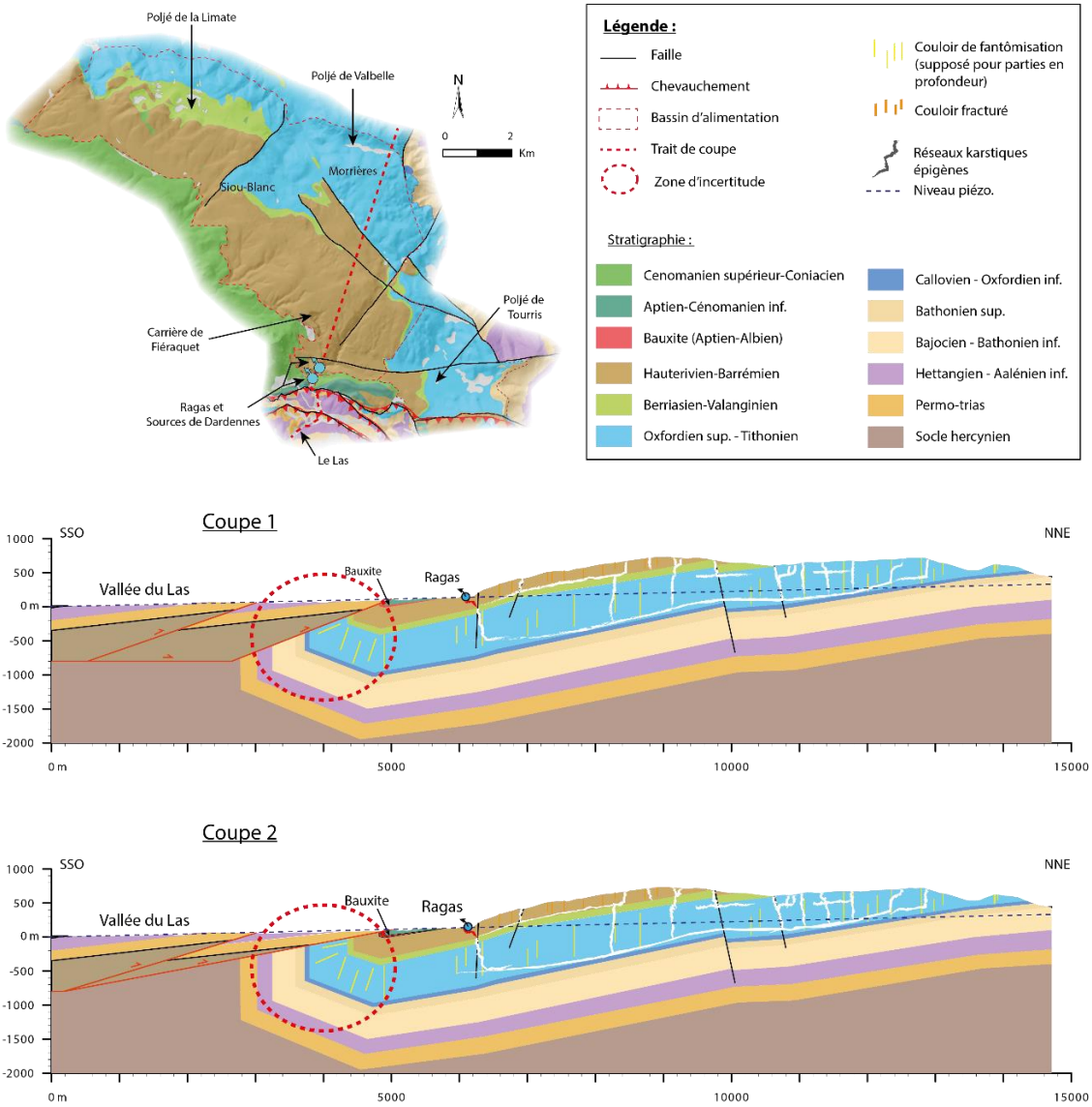


Fig. 52 : Géométries possibles du chevauchement et des formations géologiques en aval des sources de Dardennes. Dans les deux coupes proposées, la surépaisseur de trias proposée par Bestani *et al.* (2015) au sud du synclinal sous les écailles chevauchantes a été négligée, mais elle pourrait être présente à la place du socle.

5.4 Solutions alternatives aux scénarios proposés

Les scénarios proposés précédemment ont été établis sur la base des connaissances acquises au cours du projet Dardennes. Ils représentent les scénarios les plus viables basés sur le potentiel géologique, hydrogéologique et karstologique identifié mais non exploré de la ressource de l'aquifère de Dardennes. Des solutions alternatives peuvent également être proposées, mais n'ont pas vocation à remplacer la ressource identifiée au cours du projet dans l'aquifère de Dardennes. Ces solutions peuvent constituer une ressource alternative dans le cadre d'une diversification des points d'exploitation.

5.4.1 Exploitation du débit naturel aux sources

L'exploitation du débit naturel aux sources est le mode d'exploitation en cours à l'heure actuelle. L'amélioration de la gestion des niveaux d'eau pourrait aboutir à un rabattement par prélèvement dans le Ragas jusqu'à 92 m (via la galerie du Ragas), en déconnectant la retenue.

En cas de pluie intense durant l'été ou en septembre-octobre, l'aquifère ainsi préalablement déprimé serait rechargé et constituerait un stock supplémentaire disponible pour l'exploitation. Cette gestion augmenterait de façon ponctuelle les volumes exploitables mais ne permettrait pas d'atteindre une stabilité dans l'exploitation même à court terme compte tenu de la relative faible capacité de la retenue et de la forte pression sur la demande en eau.

Ce type d'exploitation ne permettrait pas non plus de régler le problème bactérien de la géosmine en période estivale. De plus il est à prévoir une restitution du débit réservé dans le Las en aval du barrage, limitant d'autant les ressources exploitables.

5.4.2 Déplacement de la zone d'intérêt

Des solutions d'exploitation peuvent être envisagées sur la bordure sud-est de l'unité du Beausset. Dans ce secteur, les ressources sont majoritairement drainées par les sources de Dardennes, mais il existe également d'autres sources comme celle de Saint-Antoine ou celles des gorges d'Ollioules, qui peuvent présenter un intérêt pour l'exploitation même si celle-ci n'ont pas fait l'objet d'études détaillées.

5.4.2.1 *Surexploitation de la source Saint-Antoine*

La source de Saint-Antoine présente un développement de conduit karstique en zone noyé (Fig. 53) qui peut constituer une cible pour une solution d'exploitation de la ressource alternative à celle de Dardennes.

Cette source s'ouvre en rive gauche du Las sous le Mont Faron, à la côte 18 mètres N.G.F. Elle est captée depuis le XIVème siècle afin d'alimenter la ville de Toulon jusque dans les années 1980 (Lamarque *et al.*, 2008).

L'eau de cette source à trois origines : le Mont Faron, le fleuve Las (avec une relation prouvée par les traçages artificiels et les tests hydrauliques entre les pertes présentent dans le Las et la source) et une origine plus profonde avec de l'eau provenant du Nord qui passerait à travers la zone de chevauchement. En étiage les débits minimums sont de l'ordre de 30 à 40 L/s, mais ils ont chuté à moins de 5 l/s durant l'étiage prononcé de l'été 2017. En crue le débit peut atteindre 4 m^3/s.

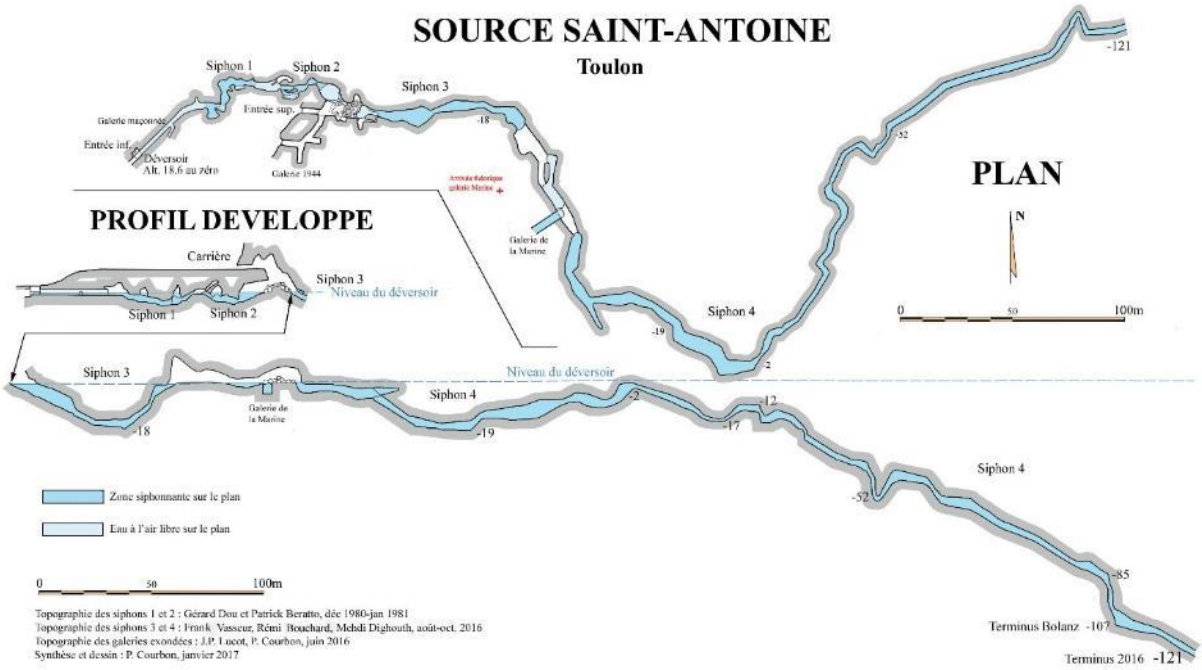


Fig. 53 : Plan et coupe de la source de Saint-Antoine.

Une surexploitation de la source Saint-Antoine par pompage en profondeur dans le conduit karstique conduirait à une modification des écoulements sous l'effet du rabattement. Le contexte urbain à proximité de la source et le long du Las est défavorable à une protection efficace de la ressource captée, qui nuirait à la protection du captage.

5.4.2.2 *Exploration de la réserve potentielle dans les gorges d'Ollioules*

Les gorges d'Ollioules constituent une zone de restitution majeure des eaux de par la concentration des sources qu'elles renferment (Labus, Bonnefont, Maïre les fontaines), mais mineure de par le débit de ces sources variant de quelques litres à quelques dizaines de litres par seconde en étiage. L'origine hydrothermale de la source du Labus suppose des circulations et un réservoir profonds (de 16 à 25°C et de conductivité électrique généralement > 1000 µS/cm) en relation avec des arrivées d'eau peu profonde durant les hautes eaux. La position altimétrique de ces zones de restitution est significativement plus basse que celle de Dardennes, ce qui suggère qu'elles drainent deux réservoirs séparés.

La zone des gorges d'Ollioules pourrait renfermer plus en profondeur des structures productives du fait de la probable zone d'influence de décolmatage durant la structuration profonde du karst au messinien. Il apparait qu'une ressource potentielle pourrait exister plus en profondeur dans les gorges d'Ollioules mais celle-ci nécessiterait de plus amples études.

La structure géologique est peu contrainte et le recoupement de drains transmissifs incertain. De plus étant donné le faible débit de ces sources, il semblerait que leur exploitation par forages à proximité des exutoires n'offre qu'une augmentation limitée du débit.

5.5 Synthèse des verrous scientifiques et techniques pour la mise en exploitation

La mise en exploitation de la ressource en eau de l'aquifère de Dardennes requiert de lever des incertitudes scientifiques et/ou de confirmer des projections géologiques et hydrogéologiques ainsi que de résoudre des problèmes d'ordre technique. Ces verrous sont essentiellement de quatre ordres.

5.5.1 Confirmation de la structure géologique sous le chevauchement

La structure synclinale en aval des sources de Dardennes est peu contrainte et différentes hypothèses peuvent encore être aujourd'hui envisagées (Fig. 52). Quatre incertitudes majeures subsistent sur cette zone :

- La profondeur d'enracinement du chevauchement et sa géométrie ;
- La géométrie des couches de l'unité du Beausset sous le chevauchement ;
- La géométrie et le nombre d'écailles le long de la zone de chevauchement entre le Mont Faron et Dardennes (Fig. 52) ;
- La présence du Trias ou du socle intercalés entre les écailles et sous le chevauchement.

A l'échelle régionale, les travaux récents de Bestani et al. (2015) montrent que le socle est impliqué à grande profondeur dans les mouvements des structures géologiques. Ils montrent aussi l'impact d'une tectonique salifère et la présence de fortes surépaisseurs de roches tendres du Trias. Cette surépaisseur de terrains du Trias potentiellement présente sous le chevauchement nord-toulonnais au sud des sources de Dardennes n'a pas pu être investiguée durant le projet Dardennes ; c'était en dehors des objectifs et des moyens du projet. Baudement (2018) et Jouves (2018) ont donc simplifié les structures dans les modèles, en tenant compte uniquement des mouvements du socle. Deux coupes sont ainsi proposées en Fig. 52, mais elles devront être corrigées à l'avenir lors de l'acquisition de données nouvelles. La prospection géophysique et par forage exploratoire constitueront une étape indispensable pour améliorer la connaissance des géométries en 3D, tester la connexion avec les structures karstiques régionales et envisager un forage de production d'eau pour l'AEP.

5.5.2 Evaluation de la capacité d'emmagasinement par essai de pompage

Les observations de terrain et les modélisations hydrogéologiques ont montré la capacité de l'aquifère à fournir un débit de base pouvant être exploité pour l'AEP ainsi que la capacité de l'aquifère à se recharger lors des pluies suivantes lorsqu'il a été préalablement déprimé. Cependant ces capacités restent évaluées à partir d'observations sur une tranche limitée du karst (conduit karstique du Ragas) et à partir de modèles Pluie-Débit.

Il serait en outre nécessaire de définir la profondeur minimale d'implantation de la pompe de manière à assurer un débit suffisant d'exploitation. Cette détermination pourrait être effectuée par essai de pompage. La vidange de 2012 par le tunnel du Ragas a mis en évidence qu'à la cote 92 m le débit prélevable n'était pas significativement plus élevé que celui sortant naturellement aux sources.

Un essai de pompage sur une longue période avec un positionnement des pompes à une altitude relativement basse (par exemple proche du fond actuel connu du Ragas, vers 0 m NGF) permettrait de déterminer précisément les capacités d'emmagasinement de l'aquifère et le débit durablement exploitable. Cet essai de pompage devrait être réalisé de préférence dans le conduit karstique du Ragas de manière à solliciter la plus grande partie possible de l'aquifère ; le conduit karstique joue en effet le rôle de drain dans l'aquifère et permet ainsi de solliciter des réserves éloignées du point de pompage. Les pompes nécessaires à cet essai de pompage pourraient être directement installées dans le conduit via des plongées souterraines, soit par un forage recoupant le conduit.

5.5.3 Gestion des relations entre la retenue de Dardennes et l'aquifère

La surexploitation du karst profond par un débit supérieur à celui des sources engendrera une inversion des écoulements entre le lac artificiel de Dardennes et le karst. Cet écoulement temporaire de l'eau du lac vers le karst a déjà été mis en évidence au cours de l'exploitation actuelle par la prise d'eau dans le conduit du Ragas et lors des tests de pompage de septembre 2012. L'eau du lac peut potentiellement véhiculer des matières en suspension (et engendrer un problème de turbidité), et/ou des pollutions organiques (par exemple le problème de géosmine actuellement présent dans le lac). Néanmoins, ces écoulements ne seront que temporaires, car lorsque le niveau d'eau diminue sous la cote approximative de 100 mètres, le lac se trouve déconnecter du système karstique du Ragas.

Une éventuelle dégradation de la qualité de l'eau est donc à envisager dans le cadre d'une gestion active de la ressource, notamment lors de la baisse du niveau du lac entre 123 m et 100 m.

5.5.4 Positionnement précis du conduit karstique du Ragas

Le positionnement précis du conduit karstique du Ragas est nécessaire pour la réalisation de forages en vue de l'installation de pompes pour la réalisation d'essais de pompage et/ou pour la mise en exploitation de la ressource.

Néanmoins les contraintes d'accessibilité requièrent des plongées souterraines spécifiques impliquant de grandes profondeurs. Ces profondeurs pourraient être diminuées par la vidange d'une partie de l'eau par la galerie du Ragas réduisant la cote du niveau d'eau à 92 m.

Le système de pompage peut être installé soit directement par plongée souterraine (si les reconnaissances en amont sont favorables à ce type d'intervention) soit par forage ciblant le conduit. Un forage nécessiterait également des reconnaissances en plongées souterraines afin de positionner précisément le conduit karstique.

6 Conclusion

Le projet Dardennes est un exemple de projet multidisciplinaire croisant recherche fondamentale et objectifs opérationnels, avec la mise en œuvre de méthodes complémentaires. L'ensemble des études réalisées a pu être appliqué dans le but de comprendre le fonctionnement, la structure et l'évolution de l'aquifère du système karstique de Dardennes. Ce projet fut un champ d'exploration et d'exercice innovant, montrant la complémentarité des approches hydrogéologiques et karstologiques. À l'issue de ces recherches, des éléments tangibles ont pu être apportés pour consolider un argumentaire pouvant servir de boîte à outil pour l'exploitation, la gestion et la préservation de la ressource en eau de l'aquifère karstique de Dardennes.

L'aquifère karstique de Dardennes présente les potentialités pour une augmentation de la production, notamment par pompage. L'aquifère a une réelle capacité à se recharger lorsqu'il a été déprimé ce qui permet d'envisager la mise en application d'une gestion active. Les réserves sous le niveau de résurgence des sources sont considérables du fait de la géométrie du réservoir et de son évolution karstologique.

A l'heure actuelle, les études ont montré qu'une exploitation à débit moyen de l'ordre du débit de base moyen interannuel (300 l/s) serait viable dans le temps. Une exploitation à un débit annuel supérieur utiliserait nécessairement la capacité de recharge de l'aquifère par les pluies de forte intensité lorsque celui –ci est préalablement déprimé. Une part de l'eau de recharge des précipitations qui se déverse dans le Las actuellement sous forme de crues karstiques serait alors stockée et augmenterait ainsi le débit de base de l'aquifère. Ce fonctionnement est déjà observé du fait des variations du niveau du lac artificiel de Dardennes, mais l'effet du prélèvement d'un débit moyen supérieur à 300 l/s devra faire l'objet d'investigations et d'études complémentaires.

Enfin plusieurs scénarios de ciblage ont été proposés pour exploiter la ressource :

- par pompage direct dans le karst, que ce soit dans le conduit du Ragas ou par forage ;
- par forage pour exploiter des zones drainées en profondeur en position amont ou latérale de la zone de restitution ;
- par forage pour exploiter l'aquifère captif sous le chevauchement ou barré par celui-ci.

Le fonctionnement hydrogéologique du karst de Dardennes, mis en évidence par les observations in-situ et les modélisations, constitue ainsi un argument favorable à la mise en place d'une gestion active de la ressource en eau du karst de Dardennes, visant à associer le besoin en eau du cours d'eau (débit réservé), la distribution d'eau potable et l'écrêtage des crues d'automne.

Bibliographie

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. Geodinamica Acta, 17(6), 389-400, doi:10.3166/ga.17.389-400.

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 fluviatile 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.

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.

Borghi, A., Renard, P., Jenni, S., 2012. A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. Journal of Hydrology, 414, 516-529, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.11.032.

Borghi, A., Renard, P., Cornaton, F., 2016. Can one identify karst conduit networks geometry and properties from hydraulic and tracer test data? Advances in Water Resources, 90, 99-115, doi:10.1016/j.advwatres.2016.02.009.

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.

Camus, H., Jouves, J., 2018. Diagnostic karstologique du réservoir de Dardennes-Siou-Blanc, Cenote.

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, Universite de Provence - Aix Marseille I, 403 pp.

Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. Geodinamica 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., 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.

Courbon, P., Maurel, P., 2008. L'étude spéléologique du plateau de Siou Blanc (Var). Spélunca, 109, 21-29.

Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. Canadian Journal of Earth Sciences, 6(4), 743-757.

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 Cénomanien à coniacien moyen 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, paléogéographiquePhD, Universite 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.

Jouves, J., Viseur, S., Arfib, B., Baudement, C., Camus, H., Collon, P., Guglielmi, Y., 2017. Speleogenesis, geometry, and topology of caves: A quantitative study of 3D karst conduits. Geomorphology, 298, 86-106, doi:10.1016/j.geomorph.2017.09.019.

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.

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.

Land, L.S., 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No.28, 87-110, doi:10.2110/sepmsp.105.

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.

Leonide, P., Fournier, F., Reijmer, J.J.G., Vonhof, H., Borgomano, J., Dijk, J., Rosenthal, M., van Goethem, M., Cochard, J., Meulenaars, K., 2014. Diagenetic patterns and pore space distribution along a platform to outer-shelf transect (Urgonian limestone, Barremian-Aptian, SE France). Sedimentary Geology, 306, 1-23, doi:10.1016/j.sedgeo.2014.03.001.

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.

Mazzilli, N., Bertin, D., Jourde, H., Lecoq, N., Labat, D., Danquigny, C., Arfib, B., Dal Soglio, L., Baudement, C., 2017. KarstMod: a modelling platform for rainfall-discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. (accepted) Environmental Modelling and Software.

Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., Brunet, P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. Sedimentary Geology, 188-189, 219-233, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.006.

Moss, S., Tucker, M.E., 1995. Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow-burial diagenesis. Sedimentology, 42(6), 853-874.

Ondicolberry, J., 2015. Etude sédimentologique du Muschelkalk de la région Toulonnaise, Mémoire de Master 2, Aix-Marseille Université.

Pardo-Igúzquiza, E., Dowd, P.A., Xu, C., Durán-Valsero, J.J., 2012. Stochastic simulation of karst conduit networks. Advances in Water Resources, 35, 141-150, doi:10.1016/j.advwatres.2011.09.014.

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. Dosser de récolement géologique et géotechnique. Rapport. Laboratoire Régional des ponts et chaussées. Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement. Aix en Provence, France.

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., 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.

Rudkiewicz, J.L., 1988. Quantitative subisdence 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.

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.