

Document public

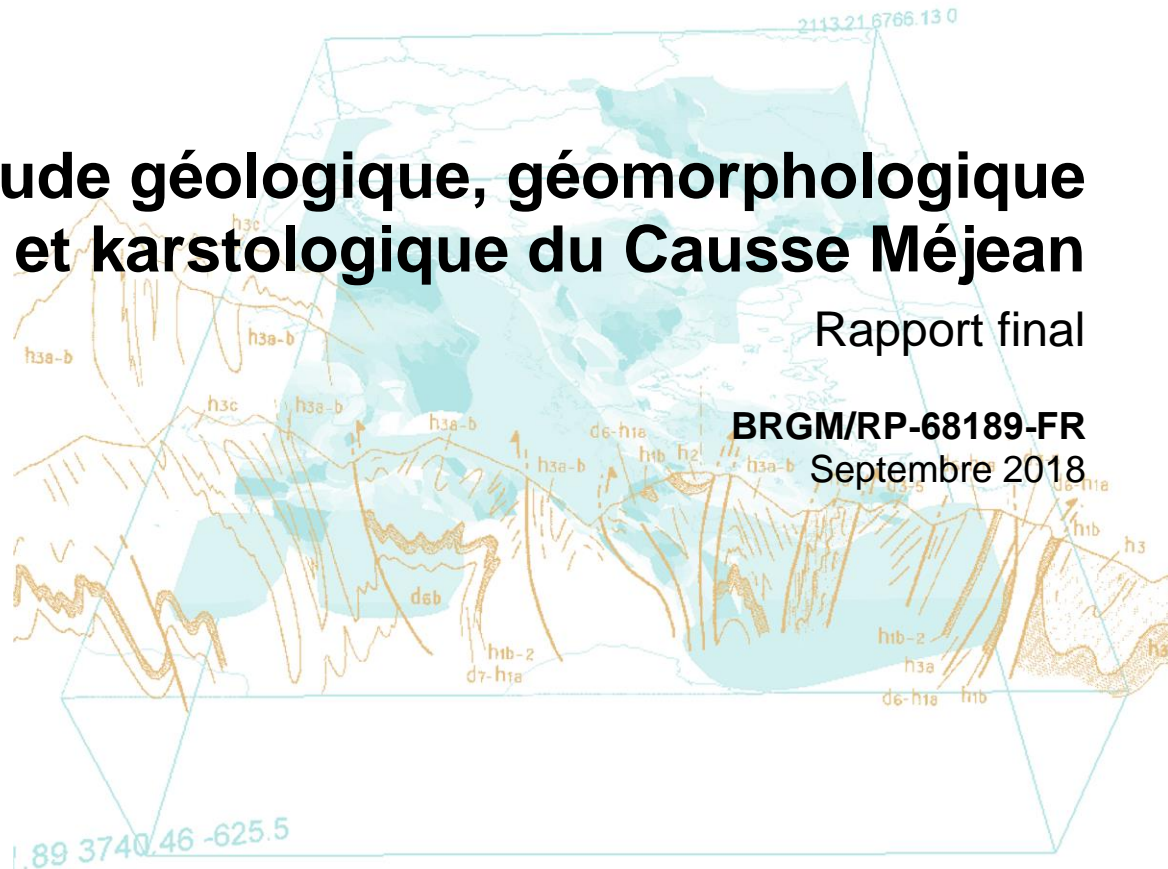


Étude géologique, géomorphologique et karstologique du Causse Méjean

Rapport final

BRGM/RP-68189-FR

Septembre 2018



Étude géologique , géomorphologique et karstologique du Causse Méjean

Rapport final

BRGM/RP-68189-FR

Septembre 2018

Étude réalisée dans le cadre des opérations
de Service public du BRGM AP15 LRO 005

E. Husson, E. Le Goff, H. Camus
avec la collaboration de D. André, C. Ariagno, A. Jacquet, Y. Manche

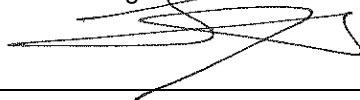
Vérificateur :

Nom : LACQUEMENT Frédéric

Fonction : expert géologue

Date : 07/11/2018

Signature :



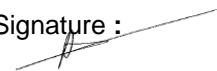
Approbateur :

Nom : Blum Ariane

Fonction : directrice régionale
occitanie

Date : 16/01/2019

Signature :



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

Contact : qualite@brgm.fr



Mots-clés : Karst, Géomorphologie, Karstogénèse, Causse Méjean, Vulnérabilité, Formations superficielles, Eau souterraine, Géologie, Tectonique.

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

E. Husson, E. Le Goff, H. Camus, avec la collaboration de D. André, C. Ariagno, A. Jacquet, Y. Manche (2018)
– Étude géologique, géomorphologique et karstologique du Causse Méjean. Rapport final, BRGM/RP-68189-FR, 187 p., 121 fig., 3 ann..

Synthèse

Le travail s'inscrit dans **l'étude hydrogéologique du Causse Méjean** (localisé pour l'essentiel dans le département de la Lozère), réalisée en partenariat entre le Parc National des Cévennes (PNC) et le BRGM et financée également par l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et la Région Occitanie.

Les objectifs du projet, définis sur la base des échanges avec le PNC et complétés par les éléments apportés par la pré-étude de L. Bechelen (2013), sont :

- d'améliorer les connaissances sur la genèse, la structure et le fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques du Causse Méjean ;
- d'acquérir les informations nécessaires pour assurer la protection de la ressource en eau à l'échelle du Causse Méjean, tant du point de vue quantité (quantification de la ressource) que qualité (impact des activités humaines) ;
- de comprendre le rôle du karst sur les écoulements de surface (perte/apports vis-à-vis de la Jonte et du Tarn) et de mieux quantifier les apports allochtones alimentant les karsts binaires (recharge du karst par des écoulements de surface issus du ruissellement en amont hydraulique) ;
- de valoriser les résultats sous la forme de publications scientifiques et à destination du territoire concerné (réunions publiques, exposition, article dans le journal du Parc, ...).

Cette étude s'inscrit dans une volonté plus large d'améliorer la connaissance hydrogéologique de la grande région.

Les études géologiques, géomorphologiques et karstologiques du Causse Méjean constituent les 1^{ers} volets de l'étude hydrogéologique du Causse Méjean. Elles ont été menées corrélativement et en étroites relations avec les hydrogéologues, avec un constant souci de répondre aux objectifs premiers du projet « Étude hydrogéologique du Causse Méjean ». Axées sur une meilleure compréhension de l'hydrogéologie du Causse Méjean, elles amènent des informations capitales pour la compréhension des systèmes karstiques et leur fonctionnement hydrodynamique.

L'étude géologique s'est focalisée sur la géométrie des réservoirs aquifères. Pour ce faire, deux échelles d'étude ont été investiguées. À l'échelle du Causse Méjean, on s'est attaché à réaliser des logs synthétiques le long du Tarn, du Tarnon et de la Jonte et à y positionner les principales sources afin de mettre en évidence les formations géologiques imperméables et semi-imperméables permettant de caractériser les différents réservoirs karstiques. Ce travail a été complété par l'observation et l'étude des failles qui modifient la géométrie du/des réservoirs. Il met en évidence une compartimentation des réservoirs associée au faisceau de Meyrueis et en particulier la faille reliant Meyrueis à Quézac qui abaisse d'environ 300 m le compartiment ouest. Elle est associée à la faille de la Parade de même cinématique dont le jeu n'a pu être estimé. Les failles normales est-ouest du Pas-de-Souci et de Hauterives abaissent tout le secteur compris entre le cirque de Pugnadoires et la Malène qui correspond à un graben. Des coupes synthétiques à l'échelle du Causse et à l'échelle des principales sources ont été proposées.

La cartographie du toit ou mur de certaines formations-clés et les profils réalisés le long du Tarn, de la Jonte et du Tarnon mettent en évidence des gradients topographiques et hydrauliques qui apportent un éclairage nouveau pour la compréhension des circulations souterraines, de la localisation des sources et des résultats issus des campagnes de traçage.

Pour l'aquifère inférieur de l'Hettangien, la cartographie du toit du socle imperméable et le profil du Tarnon soulignent des gradients topographiques du sud-ouest vers le nord-est, de Gatuzières à Florac. On note également un gradient nord-sud depuis le Fayet jusqu'à Florac.

La topographie du toit du Bathonien met en évidence des zones topographiquement basses. Elles sont focalisées pour le Tarn et la Jonte aux principales sources karstiques : Moulin-de-Castelbouc, Pelatan, Saint-Chély, les Ardennes, l'Ironselle, Sablière, Douze. Ces zones basses sont séparées par des zones plus hautes comme à Saint-Chély.

En outre, la topographie du toit du socle met en évidence l'enracinement des failles du Causse Méjean dans le socle des Cévennes.

À l'échelle des sources karstiques, malgré la présence de végétation et de travertin qui ne permettent pas l'observation complète des affleurements, le contexte d'émergence des sources a pu être précisé. A l'exception de la source de Ardennes, les sources sont localisées à proximité de failles qui peuvent agir comme des drains. La reconnaissance de terrain n'a pas permis d'établir avec certitude et de façon ubiquiste l'existence de niveaux lithologiques imperméables permettant l'émergence de sources à leur toit. Ces sources (Pelatan, Castelbouc, Saint-Chély, Ironselle) émergent dans le Dogger. La source des Ardennes émerge dans un niveau stratigraphique supérieur (Callovo-Oxfordien) qui s'explique par sa localisation entre deux failles normales (faille de Hauterives et failles de la Malène) qui abaissent ce compartiment.

L'étude géomorphologique et karstologique s'est concentrée sur l'analyse cartographique de la surface du Causse. Elle s'est intéressée à la détermination des formations superficielles et à la reconnaissance des différentes morphologies karstiques.

Concernant les formations superficielles, une véritable mise à jour s'est opérée, puisque le seul document de cartographie géologique existant sur le Causse Méjean demeure la carte géologique (au 1/50 000 - harmonisée ou non). Or cette carte géologique ne fait que peu de cas des formations superficielles, regroupées en « Terre des Causses » et datées du Quaternaire. Notre étude montre, qu'au contraire, ces formations superficielles sont les résidus d'anciennes couvertures qui ont recouvert successivement le Causse Méjean depuis le Crétacé inférieur avec parfois des épaisseurs conséquentes. On citera notamment l'épisode des bauxites, les grès marins du Crétacé supérieur, les remplissages karstiques marins du Paléocène, les épandages détritiques venant du Massif Central au cours de l'Éocène, et enfin, les premiers cortèges cévenols provenant de l'Aigoual au Miocène.

Du fait du dépôt de ces formations superficielles, de leur altération et de leur érosion, le modelé karstique du Causse Méjean s'est en grande partie acquis sous ces différentes couvertures et à différentes périodes tout au long de l'histoire post-dépôt (post-Jurassique). En surface du Causse, on retrouve encore la trace de ces évolutions sous couverture, laissant des géomorphologies typiques et caractéristiques comme des ruiniformes, des couloirs, des vallons perchés et déconnectés de leurs anciens amonts fluviaux, des paléokarsts, ...

Il en résulte une carte des « formes et formations » qui fait la synthèse des observations de terrain et de l'interprétation qui en est faite. À partir de cette carte, il nous est possible de reconstituer l'évolution géodynamique et karstique du Causse Méjean.

Cette reconstitution couplée à l'histoire géologique constitue le socle de connaissance nécessaire à la compréhension de la mise en place polyphasé du karst et à son fonctionnement actuel sur le Causse Méjean. Cette approche couplée géologie/géomorphologie/karstologie nous permet de mieux contraindre la géométrie des réservoirs, leurs propriétés et leur découpage, de mieux comprendre les résultats des traçages et de proposer une carte des modalités d'infiltration. Cette dernière sera utilisée en fin d'étude pour établir la vulnérabilité des sources principales du Causse Méjean.

Sommaire

1. Introduction	15
1.1. OBJECTIFS & MÉTHODES.....	16
1.1.1. Volet Géologie	16
1.1.2. Volet Géomorphologie et karstogenèse	16
1.2. DONNÉES	17
1.2.1. Volet géologie & tectonique	17
1.2.2. Volet Géomorphologie et karstogenèse	18
2. Volet « Géologie et Tectonique »	21
2.1. CONTEXTE RÉGIONAL	21
2.2. LES FORMATIONS GÉOLOGIQUES	23
2.2.1. Les formations antétriasiques : les schistes des Cévennes et les granites tardi-varisques	23
2.2.2. Les formations anté-crétacées	26
2.3. L'HISTOIRE « POST-JURASSIQUE » : L'ÉVOLUTION CRÉTACÉ ET CÉNOZOÏQUE DES GRANDS CAUSSES.....	37
2.3.1. Les dépôts du Crétacé et leur altération.....	39
2.3.2. Les épisodes marins du Paléocène sur les Grands Causses	42
2.3.3. La diversité des témoins de l'évolution attribués au Paléogène	42
2.3.4. L'âge du creusement des canyons et le creusement diachrone* des vallées périphériques	44
2.4. LA DÉFORMATION DU CAUSSE.....	47
2.4.1. Les failles.....	47
2.4.2. Les plis	56
2.4.3. Les brèches d'effondrement.....	57
3. Volet « Géomorphologie & Karstogenèse »	59
3.1. LES PROCESSUS DE KARSTIFICATION.....	59
3.1.1. Définitions.....	59
3.1.2. Le cas des Grands Causses	61
3.2. CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET DES MORPHOLOGIES KARSTIQUES DU CAUSSE MÉJEAN.....	67
3.2.1. Formations superficielles : description et répartition.....	68
3.2.2. Formes karstiques: description et répartition.....	84
3.3. SYNTHÈSE MORPHOKARSTIQUE DU CAUSSE MÉJEAN	104
3.3.1. Récapitulatif des déterminations morphosédimentaires	105
3.3.2. Grands traits de la mise en place des formes karstiques et des formations superficielles	106

4. Interprétation, applications et perspectives	109
4.1. RECONSTITUTION DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE ET KARSTIQUE DU CAUSSE MÉJEAN POST-JURASSIQUE	109
4.1.1. Reconstitution au Crétacé inférieur	109
4.1.2. Le Crétacé supérieur : entre ingressions et phases de continentalisation	109
4.1.3. Reconstitution au Paléocène	112
4.1.4. L'enregistrement de la compression pyrénéenne : début de l'érosion des couvertures	112
4.1.5. Histoire Oligo-Miocène : mise en place des <i>poljés de contact*</i> et des vallées	114
4.1.6. Le creusement des canyons : une histoire polyphasée du Miocène au Quaternaire	116
4.2. APPLICATION POUR L'HYDROGÉOLOGIE	118
4.2.1. Faciès lithologiques / Réservoirs hydrogéologiques	118
4.2.2. Contexte géologique des sources	126
4.2.3. Caractéristiques des principales sources	136
4.2.4. Géométrie des réservoirs	137
4.2.5. Cartographie de la topographie des formations aquifères ou imperméables ..	138
4.2.6. Phases de structurations karstiques du réservoir	145
4.2.7. Relations avec les traçages	149
4.2.8. Implications sur les modalités d'infiltration	151
4.3. RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES	153
4.3.1. Volet géologique	153
4.3.2. Volet géomorphologique	154
5. Conclusion.....	155
6. Bibliographie	157
7. Lexique.....	163

Liste des figures

Figure 1 :	Localisation des affleurements étudiés le long du Tarn, de la Jonte et du Tarnon et des forages pris en compte au cours de l'étude géologique (secteurs de Montbrun, Quézac, Lanuéjols-Trèves).....	17
Figure 2 :	Fond cartographique du MNT en ombrage sur lequel sont reportés les cours d'eau, les principales communes, les causses environnants, la position des WP (points d'observation Spécifique en bleu) et les principaux chemins et routes parcourus (en rouge).....	20
Figure 3 :	Carte géologique simplifiée régionale.....	21
Figure 4 :	Schéma structural du Causse Méjean. Cinq groupes structuraux se distinguent : la faille de la Parade (rouge), les failles majeures est-ouest (rose), le faisceau de Meyrueis (orange), le faisceau de Montmirat (vert), et des failles annexes du faisceau du Rozier (jaune). Les directions de mouvements ainsi que certaines structures importantes sont également représentées.	22
Figure 5 :	Localisation des forages (étoiles vertes) atteignant le socle sur la bordure du Causse Méjean à Quézac (forage Proto 1) et à Lanuejols (forage Lan04).	24
Figure 6 :	Schistes des Cévennes (a) parfois altérés en surface (a) et affectés par une schistosité pénétrative et une linéation de crénulation (b) : (a : Ispagnac et b : Gatuzières - (photo C. Araigno).	24
Figure 7 :	Schistes des Cévennes rubéfiés surmontés par les sédiments triasiques (Carrière de Crouillac, vallée du Tarnon) (photo C. Araigno).	25
Figure 9 :	(a) Trias dans la carrière au nord de Croupillac. Les séries triasiques sont ici plus conglomératiques avec une teinte rougeâtre. Des lentilles de granulométrie différentes y sont visibles, (b) Série gréseuse du Trias de couleur jaunâtre. Ces faciès plus tendres marquent une limite nette avec les séries dolomitiques plus dures de l'Hettangien au-dessus (photo C. Araigno).	27
Figure 10 :	Variation de la puissance des séries du Trias d'après Fleury (1968) et les sondages Py14 et Py10 (données BSS).	28
Figure 11 :	(b) Coupe du Trias de part et d'autre de la faille de Gatuzières (Macquar, 1973) abaissant le compartiment SSW et montrant la variation d'épaisseur du Trias (1 : Trias réduit ; 2 : Trias plus épais ; 3 : Filon quartzo-barytique de Gatuzières ; 4 : filon quartzueux stérile) et (c) coupe du Trias de part et d'autre de l'accident de Gatuzières (1 : schistes des Cévennes rubéfiés, 2 : Fragments de quartz ; 3 : conglomérat polygénique de base du Trias ; 4 : niveau argileux bleu sombre ; 5 : Grès feldspathiques fins ; 6 : dolomie).	29
Figure 12 :	(a) La base de l'Hettangien s'organise en bancs centimétriques à décimétriques. Les faciès alternent entre des niveaux plus tendres (plus gréseux/marneux) et des niveaux de calcaire wackstone. Les faciès dolomitiques arrivent ensuite rapidement. (b) Bancs de dolomie fine dans la partie supérieure de l'unité hettangienne avec bancs marneux décimétriques. Photo : Coline Ariagno.)	30
Figure 13 :	Épaisseur des formations Sinémurien-Lotharingien-Carixien d'après les données de forages en BSS (points violet) et les coupes réalisées par Fleury (1968) (points vert).....	31
Figure 14 :	(a) Marnes du Torcien, (b) Faciès typique de l'Aalénien avec une alternance de bancs de calcaire noduleux, décimétriques, et de bancs marneux, (c) Faciès durci de l'Aalénien situé dans la partie supérieure de la série (photo C. Araigno).	32
Figure 15 :	Épaisseur du Lias marneux et de l'Aalénien d'après les données de forages en BSS (points gris) et les données de Fleury (1968) (points verts)	32
Figure 16 :	Barre massive de calcaire à chailles du Bajocien inférieur (Vebron) (photo C. Araigno).	33

Figure 17 : (a) Unités du Bathonien inférieur. Niveaux de lignite (noir) intercalés dans des bancs de calcaire décimétriques à métriques ; (b) faciès calcaire wackestones (photo C. Araïgno).....	34
Figure 18 : succession des séries du Bathonien inférieur et supérieur dans les gorges du Tarn (Prades). La partie inférieure présente des séries très bien stratifiées de calcaire (en plaquettes) avec alternance entre des niveaux plus durs (barre massive) et des niveaux plus tendres (herbeux ou replats) (photo C. Araïgno).	34
Figure 19 : Affleurement dans les barres calcaires de l'Oxfordien supérieur (J6). D'ordre décimétrique, les bancs sont parfois séparés par des lits plus marneux (photo C. Araïgno).....	35
Figure 20 : Basalte des Vignes (photo L. Baillet).	36
Figure 21 : Affleurement de Séquanien avec calcaires en plaquette (a), route de la Malène et séries de calcaires blancs stratifiés du Séquanien sur le plateau du Causse Méjean (b) (photo C. Araïgno).	37
Figure 22 : A-Faciès calcaires en plaquette du Kimméridgien supérieur (route de la Malène, pts GPS 189). B- Échantillon relevé sur l’affleurement de la photo A. Calcaires GST avec oolithes, bivalves, bioclastes et oncolithes (photo C. Araïgno).....	37
Figure 24 : Écorché du mur de la bauxite (point rouge) en Languedoc sur les terrains téthysiens. Ce mur repose sur des terrains du Jurassique supérieur à l’est, sur le Jurassique moyen et du Jurassique inférieur plus à l’ouest (Husson, 2013).	39
Figure 25 : Carte de répartition des affleurements reconnus de terrain datés du Crétacé supérieur en 2001 (Bruxelles, 2001). NB : sur les Grands Causses l’extension de ces dépôts marins est reconnue du Sud Larzac jusque sur les causses de Séverac et de Sauveterre (Bruxelles, 2007). La surrection des Cévennes et sa dénudation s’est réalisée plusieurs millions d’années après la mise en place des dépôts et le socle cévenol n’était pas à l’affleurement à cette époque.	41
Figure 26 : Remplissage intra-karstique de laminites* à microfaune et nanoflore d’âge paléocène, Causse de Campestre, (à gauche, Peybernès et al., 2003) et extension de la mer interne paléocène du sillon pyrénéen sous forme de bras de mer dans le bassin des Grands Causses (à droite, Combes et al., 2007).	42
Figure 27 : Éléments de datation du creusement du canyon du Tarn (modifié d’après Ambert, 1991).	45
Figure 28 : Blocs diagrammes illustrant la déconnexion des percées hydrographiques du Causse de Blandas par le recul par érosion régressive de la vallée périphérique de l’Arre (Séranne et al., 2002 et Camus, 2003, modifié).	47
Figure 29 : Localisation et extension du faisceau des failles de Meyrueis (en jaune.)	48
Figure 30 : Localisation des sondages (points rouges) de la Penaroya et coupe interprétative montrant (fêche jaune) le jeu en faille normale de l’ordre 300 m.	49
Figure 31 : Localisation des failles en rouge au sud du Causse Méjean dans le secteur de Meyrueis. Cercle violet : localisation de l’affleurement de dolomies hettangiennes dans le lit de la Jonte (Figure 33).....	50
Figure 32 : Vue panoramique interprétée depuis le Puech Pouchut (localisation sur figure 31) sur les failles du faisceau de Meyrueis (photo C. Araïgno).	50
Figure 33 : Affleurement des dolomies hettangiennes affecté par des failles et des fractures. Voir localisation sur la figure 31 (photo C. Araïgno).	51
Figure 34 : Observation d’une des failles du faisceau de Montmirat (photo C. Araïgno).....	52
Figure 35 : Localisation de la faille de Moline-Quézac et des sondages Proto 1 et Proto 2.....	53
Figure 36 : Affleurement des brèches (à gauche du trait discontinu rouge) au niveau de la faille de la Parade. A droite, les calcaires du Bathonien sont affectées de fractures subparallèle à la faille principale(trait discontinu noirs) (photo C. Araïgno).....	54

Figure 37 :	Faille normale du faisceau du Rozier localisé par le point rouge mettant en contact les dolomies du Bajocien supérieur avec les calcaires du Bathonien inférieur. À droite, zone bréchique correspondant au couloir de la faille (photo C. Araïgno).....	54
Figure 38 :	Secteur intensément fracturé, altéré et bréchifié à l'ouest de la Malène (point rouge sur la carte). Des plans de fractures tardifs présentent des stries à faible pitch indiquant des mouvements tardifs à cinématique décrochante senestre (photo C. Araïgno).....	55
Figure 39 :	Faille normale de Hauterive mettant en contact les calcaires du Bathonien et du Kimméridgien (photo C. Araïgno).....	56
Figure 40 :	Pli dans les calcaires du Bathonien inférieur au-dessus du village des Vignes. Montbrun (photo C. Araïgno).	56
Figure 41 :	Mégabrèches d'effondrement de Montbrun (photo C. Araïgno).	57
Figure 42 :	À gauche : bloc diagramme montrant les différents types de fantôme (Bruxelles, 2001) et coupe dans un fantôme de roche en voie de décolmatage pour former un pseudo-endokarst* (Quinif, 2010, d'après Vergari, 1998). La roche saine (1) est parcourue de nombreuses discontinuités (fractures, joints de strates) qui sont exploitées préférentiellement par l'altération. Dans les parties fantômées, on distingue les altérations en masse (2), en poches ou en couloir (3) et les pseudo-endokarsts* (4 et coupes à droite) qui sont caractérisés par la présence d'un toit calcaire sain. À droite : photo et schéma d'un fantôme de roche tassé sur lui-même provoquant la déformation des lits de chailles contenus dans la stratigraphie originelle.	60
Figure 43 :	Vue aérienne de la corniche bajocienne sur la bordure méridionale du Causse de l'Hospitalet. Les plages claires correspondent à la roche saine, le reste est constituée d'altérites in situ ou remaniées dans des poches karstiques.	62
Figure 44 :	Schéma d'un pseudo-endokarst* (Bruxelles, 2001). Tant qu'il n'y a pas assez d'énergie potentielle (courant), les circulations ne peuvent évacuer l'altérite (A). L'apparition d'un gradient hydraulique permet la mise en place d'une circulation et l'évidement des conduits par érosion régressive (B). Progressivement, un labyrinthe de galeries se dessine en fonction de la structure de du pseudo-endokarst (C). Les parties éloignées des principales circulations restent colmatées par le fantôme.	63
Figure 45 :	À gauche : développement de l'altération en sub-surface, crypto-lapiaz et crypto-doline. À droite : développement de l'altération en profondeur le long des discontinuités lithostratigraphiques, souvent sous forme de couloirs et de pseudo-endokarsts* (Quinif, 2010).	64
Figure 46 :	Couloir d'altération (tranchée de verdure verticale), télescopé par un front de crypto-altération (mégapiaz ruiniforme en voie d'exhumation sur la bordure sud du Causse de l'Hospitalet), cliché H. Camus.	64
Figure 47 :	Mégapiaz* ruiniformes de Nîmes-le-Vieux (cliché de gauche). La crypto-altération s'étend sur de grandes surfaces, en s'abaissant, ce front d'altération télescope les structures d'altération en couloirs visibles sur les versants de canyons (cliché de droite).	65
Figure 48 :	Rajols* ou rajals (cliché de gauche) et canaux* (cliché de droite).	66
Figure 49 :	Carte des formations superficielles sur le Causse Méjean telles qu'elles sont représentées sur les cartes géologiques au 1/50 000 reporté sur MNT.....	68
Figure 50 :	Synthèse des formations superficielles avec les altérites et la couverture sédimentaire. Cercles rouge avec point noir : bauxite ; cercle jaune : minéralisations de calcite ; étoiles roses : croûtes de calcite ; points bleus : dragées de quartz et éléments de cuirasse ; losanges roses : laminites* ; Cercles noir : basalte. (cf Annexes 1)	69
Figure 51 :	Chailles altérée (à gauche) associées avec des galets et gravillons alluvionnaires et des éléments de cuirasse dans la couverture du paléo-poljé* de contact du Ségala*, au sud-est du Causse (à droite).....	70

Figure 52 :	Grésou* clair (à gauche) exploité dans une sablière sous le mur des altérites du vallon fluviokarstique* du Mas du Val et grésou* rouge (à droite) dans une zone de lapiaz encore enfouis sous ses altérites dans le secteur de l'Aven Armand.	71
Figure 53 :	Carte de répartition du grésou* dolomitique clair ou localement rubéfié (fond de dépressions, reliques de front d'altération oxydé) constitutif dominant d'une couverture de crypto-altération.	71
Figure 54 :	À gauche : Photo de pisolites incrustées dans le substratum carbonaté jurassique. À droite : localisation des indices de bauxite sur le causse Méjean. Au nord-est, indices supposés d'aramonite* dans des paléokarsts à laminites*. Au sud du Buffre ; identification d'une bande est-ouest où la surface infra-Crétacé supérieur est préservée.	72
Figure 55 :	Paléokarst à laminites* de Montbrun, à droite : Paléokarst de la D16, au-dessus de Florac.	73
Figure 56 :	Grès à ciment calcaire retrouvés dans une doline* à l'est de La Parade, à la limite sud de l'extension de la couverture de grès du Crétacé supérieur, (cliché de gauche). Grès à ciment ferrugineux (cliché de droite).	73
Figure 57 :	Carte de répartition des indices d'altérations issues des dépôts du Crétacé.	74
Figure 58 :	Encroûtements carbonatés imprégnant le substratum jurassique sous forme de cloison de calcite autour de fantômes de dolomie (à gauche) et sous forme de calcite plus ou moins amorphe (à droite).	75
Figure 59 :	À gauche : blocs à enduits ferrugineux, à droite : éléments de cuirasse et nodules ferrugineux à pâte fine.	76
Figure 60 :	Cartes des paléokarsts à laminites* oxydées et déformées et corrélation avec des couloirs de brèches. Les paléokarsts à spéléothèmes* sont signalés par les ronds jaunes, leur répartition n'est pas corrélée avec les paléokarsts à laminites* en raison de leur genèse par émergence.	77
Figure 61 :	Brèches d'altération et de tassement-effondrement contenues dans un couloir (à gauche) et brèches dans des poches karstiques de crypto-altération (à droite).	78
Figure 62 :	Brèches de crypto-altération sur la bordure de corrosion* de Valbelle (à gauche) et zone de soutirage dans un couloir de brèches à l'ouest de Fretma.	78
Figure 64 :	Laminites* oxydées et déformées dans le paléokarst de la route D63 entre la Parade et le Maynial (à gauche) et paléokarst à laminites* et calcite de blocage de la route D986 descendant à Sainte-Énimie (à droite).	79
Figure 65 :	Alluvions constitué des dragées de quartz et d'éléments de cuirasse dans la couverture du paléo-poljé* de contact du Ségala*.	81
Figure 66 :	Carte des formations fluviatiles allochtones.	82
Figure 67 :	Localisation des édifices volcaniques : épanchement et anomalie magnétique des Vignes ; maars d'Eglazines, de Soulages, des Fonts, de la Combe et de Cauvel ; dyke de Puech Alluech ; mégadoline* de Nabrigas et site de Castelbouc.	83
Figure 68 :	Débit en plaquettes dans les calcaires du Kimméridgien près de Nivolières (à gauche) et dépôts de gélifracts calcaires lités dans la carrière d'extraction creusée dans l'épaisse formation périglaciaire qui comble la dépression inférieure de la Fajole (à droite).	84
Figure 69 :	Carte de synthèse des formes karstiques du Causse Méjean.	85
Figure 70 :	Carte hypsométrique du Causse Méjean et tracé de la coupe de la Figure 71.	87
Figure 71 :	Étage des paléo-surfaces du Causse Méjean.	87
Figure 72 :	Surface à 1100 m troquant le bord de la dépression du Grand Devès, au sud de Nivolières.	88

Figure 73 :	Vallon fluviokarstique*du Mas-du-Val vu vers le sud-est. Ce vallon est incisé en contrebas de la surface à 1 100 m parsemée de crypo-doline à remplissage de kaolinite et de sables issus de l'altération des grès du Crétacé.	90
Figure 74 :	Réseau de vallons karstiques des dépressions endoréiques entre les secteurs de Hures et de la Barelle, dans la partie sud du causse.	92
Figure 75 :	Réseau en baïonnette des vallons secs de la Bastide. Ce réseau évide des dépressions héritées du karst polygonal. Le point aval des vallons à fond plat se trouve à 750 m, soit environ 300 m au-dessus de la rivière actuelle. Le canyon de raccordement incisé en aval correspond à une évolution secondaire contrôlée par l'incision du canyon alors que le fonctionnement vallons fluviokarstiques est contraint en amont pendage de l'imperméable de l'Oxfordien.	93
Figure 76 :	Localisation du paléo-poljés de contact* du Ségala* et de Nîmes-le-Vieux.	95
Figure 77 :	Profil topographique schématique nord-sud reprenant la position litho-structurale du poljé de contact * du Ségala* sur la bordure sud du causse. Croquis sans échelle. ...	95
Figure 78 :	Profil topographique schématique nord-sud représentant les bordures de corrosion* et emboîtement des planchers des paléo-poljés* du site de Nîmes-le-Vieux. Les niveaux correspondent à des stades d'emboîtement locaux du paléo-poljé de contact * de Nîmes-le-Vieux.....	96
Figure 79 :	En haut : zoom de la carte hypsométrique (Figure 70), localisation des poljés décrit dans le chapitre et position du tracé de la coupe. En bas : profil topographique de la coupe représentant le dispositif de type dinarique des paléo-poljés* du Causse Méjean.	97
Figure 80 :	Paléo-poljé* du Cros-Garnon. Vue vers le nord du plancher supérieur ; le poljé* actif, c'est-à-dire inondable, correspond à la partie nord de la zone cultivée.	98
Figure 81 :	À l'extrémité nord-est du causse, un des vallons fluviokarstiques* du secteur du Tromple diffuse vers le poljé* de Mativet. Les alluvions cévenoles soulignent cette ancienne percée hydrographique. Localisation des paléo-perces des Baumes au pied de la bordure de corrosion* S3 du poljé* de Mativet.	100
Figure 82 :	Indices d'altération des crypto-dolines* hérités des surfaces sous couvertures du Crétacé.....	101
Figure 83 :	Indentations en doigts de gant dans la bordure de corrosion* du Ségala* (à gauche) et ruiniforme calcaire des dolines* du trottoir du paléo-poljé* inférieur de la Fajole (à droite).	103
Figure 84 :	Vue du Causse Méjean depuis le Causse Noir : le replat (ou l'épaule) situé entre les sommets et la falaise du canyon correspond à une paléo-vallée antérieure à l'incision de la Jonte, contrairement au replat dans la vallée du Tarnon qui correspond à l'expression de l'érosion des terrains marneux du Lias.....	104
Figure 85 :	Carte de synthèse des formations superficielles et des formes karstiques sur fond lithologique et structurale - document agrandi voir en annexe 5.	105
Figure 86 :	Reconstitution paléogéographique schématique du Causse Méjean au cours du Crétacé inférieur.....	110
Figure 87 :	Reconstitution paléogéographique schématique du Causse Méjean au cours du Crétacé supérieur et Paléocène.	111
Figure 88 :	Reconstitution paléogéographique schématique du Causse Méjean de l'Éocène au Miocène inférieur.....	113
Figure 89 :	Reconstitution paléogéographique schématique du Causse Méjean du Miocène à l'actuel.	115
Figure 90 :	Profils altitudinaux du tarn et de la Jonte.	117
Figure 91 :	Logs géologiques synthétiques et localisation de la position des sources dans la partie est du causse au sud de Florac et dans le secteur des sources des Douzes de Fourques.	120

Figure 92 : Log synthétique hydrogéologique au sud de Florac.	121
Figure 93 : Localisation des logs synthétiques réalisés à proximité de Montbrun-Quézac, de la Malène et de la source de l'Ironselle.	122
Figure 94 : Logs synthétiques réalisés le long du Tarn dans les secteurs de l'Ironselle, de la Malène et de Montbrun-Quézac.	123
Figure 95 : Logs hydrogéologiques synthétiques réalisés à proximité de la source de l'Ironselle, (gorges du Tarn), aux arcades de Bergers (gorges de la Jonte) et au sud de Florac (Tarnon).	124
Figure 96 : Log stratigraphique synthétique et log hydrogéologique avec positionnement des sources dans le secteur « Arcades des Bergers » et Douze (gorges de la Jonte).	125
Figure 97 : Localisation des sources (cercles verts) ayant fait l'objet d'une reconnaissance de terrain. La position de l'exurgence dans le log stratigraphique, pour chaque source est indiquée par une couleur différente marquant l'âge des terrains.	126
Figure 98 : (a) Cascade de la source du Moulin de Pelatan. L'eau ruisselle sur les formations de travertin et (b) sortie d'eau annexe, proche de la grotte et de la source captée. Des faciès de calcaire mudstone ont été retrouvés à la base du conduit. Photos : Coline Ariagno.	127
Figure 99 : Log sédimentologique autour de la source de Pelatan.	128
Figure 100 : Localisation de la source du Moulin de Pelatan (a) sur la carte géologique (b) et coupe géologique nord-nord-ouest – sud-sud-est (c).	129
Figure 101 : Localisation des sources de Castelbouc (a) sur la carte géologique (b) Coupe géologique est-nord-est – ouest-sud-ouest (c).	130
Figure 102 : Log sédimentologique de la source de Saint-Chély-du-Tarn.	131
Figure 103 : (a) Localisation de la source de Saint-Chély (a) sur la carte géologique (b) et coupe géologique ouest-nord-ouest – est-sud-est. La zone hachurée en rouge correspond à une zone bréchique sur la carte géologique.	132
Figure 104 : Sources des Ardennes dans le Tarn (photo C. Ariagno).	133
Figure 105 : (a) Localisation de la source des Ardennes (a) sur la carte géologique (b) et coupe géologique ouest-nord-ouest – est-sud-est.	133
Figure 106 : (a) Entrée de la grotte de l'Ironselle. La première cavité est formée par les travertins. Au-dessus, une imposante galerie s'est creusée dans les dolomies du Bajocien supérieur (b) intérieur de la grotte avec alluvions étagées, (c) exutoire de l'Ironselle dans le lit du Tarn (photos photo C. Ariagno).	134
Figure 107 : Log sédimentologique de la source de l'Ironselle.	135
Figure 108 : (a) Localisation de la source de l'Ironselle (a) sur la carte géologique (b) et coupe géologique est-ouest.	136
Figure 109 : Carte litho-structurale et segmentation du réservoir.	137
Figure 110 : Coupe schématique ouest-sud-ouest / est-nord-est au travers du Causse Méjean.	138
Figure 111 : Les traits continus rouges représentent les surfaces altimétriques des formations prises en compte pour évaluer la topographie à l'est (à gauche) et à l'ouest (à droite) du causse.	139
Figure 112 : Topographie du toit du socle interpolée avec localisation des sources du Pêcher et de Clauzel référencées par Rouquet ainsi que la source de Vebron non référencée.	140
Figure 113 : À droite report des altitude NGF en mètre du mur du Domérien et à gauche interpolation de ces altitudes.	141
Figure 114 : Profils géologiques (a) réalisés depuis Meyrueis jusqu'à Montbrun.	141
Figure 115 : report des altitude NGF en mètre du mur du Toarcien et carte d'interpolation de ces altitudes.	142

Figure 116 : Carte de l'altitude du toit du Bathonien interpolée. Elle met en évidence des zones topographiquement hautes et basses et un gradient topographiquement (flèche rouge) du sud-est vers le nord-ouest.	143
Figure 117 : Carte d'interpolation des altitudes du toit du Bathonien. Entre la Malène et Saint-Chély où le Bathonien n'est pas affleurant, l'altitude a été estimée à partir du toit de l'Oxfordien.	144
Figure 118 : Mise en place des chemins de drainage successifs : 1 : Drainage poljés de contact* surface S3 ; 2 : Drainage du dispositif dinarique de poljés* en escalier ; 3 : Drainage conquérant des secteurs couverts et à vallons fluviokarstiques* en voie de démantèlement, 4 : Drainage capturant le bassin d'alimentation des paléo-poljés* du dispositif dinarique ; 5 : Drainage des replats dolomitiques de la S3 ; 6 : Drainage du réservoir hettangien de la bordure sud-est ; 7 : Drainage pertes-résurgence de la vallée de la Jonte ; 8 : Zone de drainage potentielle en direction de la source du Pêcher.	148
Figure 119 : Relations entre les chemins de drainage et les zones d'infiltration concentrées (recharge). Typologie des zones de concentration des eaux en surface à l'origine de la structuration des chemins de drainage successifs. Formes rouges : poljés* ; Cercles bleus : dépressions endoréiques ; Forme verte : bassin versant de la Bastide ; Cercles bleus en pointillés : infiltration diffuse dans les canaules* ; Cercle violet : zone de paléo-pertes à l'origine du chemin de drainage vers le site du Pêcher ; de 1 à 6 : voir légende figure précédente ; 7 : Zone potentielle de paléo-perte alimentant le réeservoir hettangien sortant à la source du Pêcher ; 8 : Zone potentielle d'alimentation en direction de la source du Pêcher ; 9 : Raccordement du vallon perché de la Bastide à l'épaule de la Jonte à 750 m ; 10 : Drainage en surface des zones endoréiques ; 11 : Infiltration concentrée locale (pertes) ; 12 : Infiltration fortement concentrée (pertes de poljés*).	149
Figure 120 : États de surface indicateurs de concentration des eaux de surface et traçages (flèches bleues).	150
Figure 121 : Carte des modalités d'infiltration.	152

Liste des annexes

Annexe 1 Carte IGN du Causse Méjean.	165
Annexe 2 Carte géologique harmonisée (département de la Lozère) et sa légende.	169
Annexe 3 Carte géomorphologique - Formations superficielles.	173
Annexe 4 Carte géomorphologique - Géomorphologies karstiques.	177
Annexe 5 Carte géomorphologique des formes et formations.	181
Annexe 6 Carte des relations entre les chemins de drainage et les zones d'infiltration concentrées (recharge).	185

1. Introduction

Le travail s'inscrit dans l'étude hydrogéologique du Causse Méjean (localisé pour l'essentiel dans le département de la Lozère), réalisée en partenariat entre le Parc National des Cévennes (PNC) et le BRGM et financée également par l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et la Région Occitanie. Les objectifs du projet, définis sur la base des échanges avec le PNC et complétés par les éléments apportés par la pré-étude de L. Bechelen (2013), sont :

- d'améliorer les connaissances sur la genèse, la structure et le fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques du Causse Méjean ;
- d'acquérir les informations nécessaires pour assurer la protection de la ressource en eau à l'échelle du Causse Méjean, tant du point de vue quantité (quantification de la ressource) que qualité (impact des activités humaines) ;
- de comprendre le rôle du karst sur les écoulements de surface (perte/apports vis-à-vis de la Jonte et du Tarn) et de mieux quantifier les apports allochtones alimentant les karsts binaires (recharge du karst par des écoulements de surface issus du ruissellement en amont hydraulique) ;
- de valoriser les résultats sous la forme de publications scientifiques et à destination du territoire concerné (réunions publiques, exposition, article dans le journal du Parc...).

Cette étude s'inscrit dans une volonté plus large d'améliorer la connaissance hydrogéologique de la grande région.

Pour atteindre ces objectifs, l'étude a été organisée en 7 tâches :

- géologie et tectonique ;
- géomorphologie et karstogenèse ;
- hydrométrie et hydrodynamique ;
- hydrochimie et traçage naturel ;
- traçage artificiel
- analyse de la vulnérabilité et de la pression polluante ;
- coordination/synthèse/communication.

Ce rapport rend compte des deux premières tâches du projet, découpées en un volet « Géologie & tectonique » et un volet « Géomorphologie et karstogenèse ». Elles ont été réalisées par Elisabeth Le Goff (géologue à la direction régionale du BRGM) assistée de Coline Ariagno (stagiaire de l'ENSEGID) pour le volet géologique, et par Hubert Camus (bureau d'études PROTÉE) et Églantine Husson (géologue à la Direction des Géoressources du BRGM) pour la partie géomorphologique.

Ce rapport fait la synthèse des résultats obtenus au cours de ces études préliminaires et fait le choix de « mixer » les apports de ces deux tâches afin de faciliter la lecture et la compréhension du lecteur. Les rapports spécifiques issus de ces deux parties (rapport de stage de C. Ariagno et rapport PROTÉE d'H. Camus) ont été placés en annexes pour permettre d'aller plus loin dans les détails de l'étude.

1.1. OBJECTIFS & MÉTHODES

1.1.1. Volet Géologie

Les objectifs de ce volet sont de déterminer la géométrie des unités géologiques du Causse Méjean et sa compartimentation structurale. Cette étude vise à définir les unités hydrogéologiques expliquant la répartition des principales sources karstiques à caractériser la géométrie des réservoirs aquifères.

La méthode suivie a consisté à acquérir des données nouvelles au cours de deux missions de terrain réalisées en 2017 et de mettre à profit l'ensemble des données préexistantes (publications, rapports, cartes géologiques, ...) afin de :

- préciser les caractéristiques sédimentologiques des formations géologiques et leur potentiel hydrogéologique ;
- préciser le contexte géologique et structural du Causse ;
- préciser le contexte géologique local des principales sources karstiques ;
- proposer des logs stratigraphiques et de les corrélés avec les logs hydrogéologiques à l'échelle des principales sources karstiques et à l'échelle du Causse ;
- de réaliser des coupes géologiques simplifiées à l'échelle des principales sources karstiques et à l'échelle du Causse.

À chaque étape de ce travail, une réflexion conjointe avec les hydrogéologues a été menée afin de répondre aux objectifs généraux de l'étude.

1.1.2. Volet Géomorphologie et karstogenèse

Ce volet a pour objectif la reconnaissance et à la définition des formations superficielles et des formes karstiques permettant de déterminer les grandes phases de karstification et la reconstitution de la structuration du réservoir karstique.

La démarche proposée pour aborder ces objectifs est celle du diagnostic karstologique, avec comme outil méthodologique : la cartographie des formations superficielles et des formes karstiques à la surface du causse. Cet état de surface du causse est corrélé à une analyse dynamique à l'échelle du plateau et des vallées, notamment pour évaluer les modifications et les ruptures géomorphologiques majeures comme l'incision des vallées par exemple, ainsi que l'impact de ces ruptures sur la mise en place, la préservation et l'érosion des couvertures et sur les modalités d'infiltration.

Cette démarche est de nature à répondre aux quatre objectifs formulés dans le cahier des charges :

- analyser les conditions d'infiltration à la surface du Causse (pertes actives, vallons fluvio-karstiques, le rôle des formations superficielles), afin notamment de guider la réalisation de traçages artificiels ;
- reconstituer les grandes étapes de l'évolution des niveaux de base, le rôle des couvertures sédimentaires et des formations superficielles sur les étapes de la karstification ;
- en déduire à l'échelle du Causse Méjean l'étagement des réseaux karstiques et la probabilité d'observer des mécanismes de diffuence entre la vallée du Tarn et de la Jonte ;
- synthétiser l'ensemble des observations sous la forme de cartes et d'une note technique (rapport PROTÉE, en annexe).

Les phénomènes karstiques et géologiques relevés sur le terrain ont été cartographiés sur papier et associés à une base de données géoréférencées sous forme de points gps puis intégrés dans un système d'information géographique dédié à l'étude. Ces cartographies ont été traitées sous ArcGis et Qgis et les autres documents graphiques (coupes, plans, diagrammes ...) ont été réalisés sous Adobe Illustrator.

1.2. DONNÉES

1.2.1. Volet géologie & tectonique

Les données de terrain

Deux missions de terrain d'une durée de 5 jours chacune ont été réalisées en juin et en août 2017 et ont donné lieu à la collecte de 169 points d'affleurements. Les affleurements étudiés sont principalement situés sur le pourtour du Causse le long du Tarn, de la Jonte et du Tarnon (Figure 1). À chaque affleurement ont été pris en compte les caractéristiques sédimentologiques et structurales. À l'exception de la source du Pêcher et des sources de la Sablière (amont et aval), les principales sources karstiques ont été visitées.

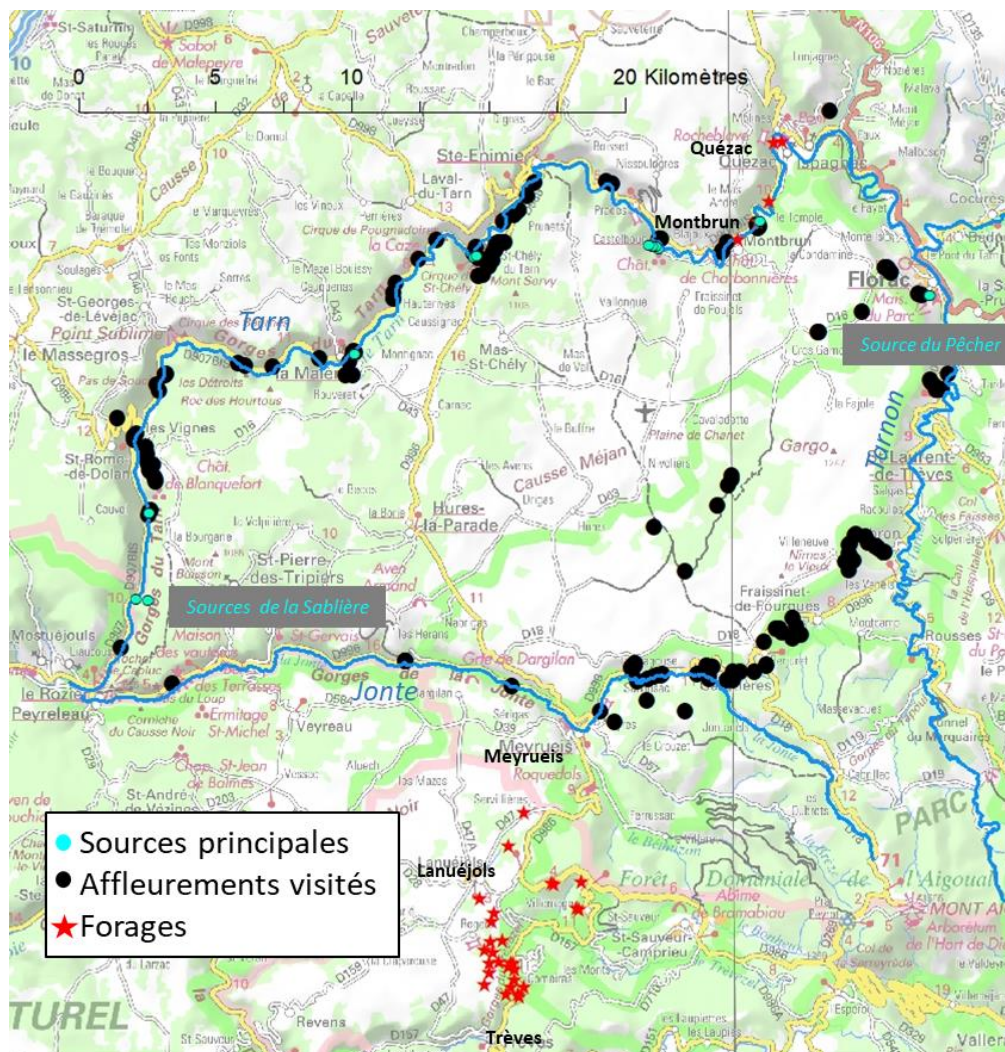


Figure 1 : Localisation des affleurements étudiés le long du Tarn, de la Jonte et du Tarnon et des forages pris en compte au cours de l'étude géologique (secteurs de Montbrun, Quézac, Lanuéjols-Trèves).

Les données de forages

Aucune donnée de forage profond n'a été recensée sur le Causse Méjean. En revanche dans les gorges du Tarn (secteur de Montbrun et de Quézac) et au sud de Meyrueis, l'extraction des données de forages à partir de la BSS¹ a permis de contraindre la géométrie des formations géologiques. Ces données sont issues de forages réalisés dans les années 1970 pour caractériser les gisements à plomb-zinc à proximité de Trèves et de Lanuéjols et de Quézac-Montbrun et issus des forages pour caractériser les eaux thermo-minérales à proximité de Quézac.

Les données bibliographiques

Elles proviennent de sources variées : publications scientifiques, thèses universitaires, rapports issus de la prospection minière et issus de la recherche en eau, rapports issus de programmes de prospection minières. Ces données sont citées au fil du texte.

Les supports cartographiques

Les supports cartographiques utilisés sont les cartes géologiques à 1/50 000 et les notices explicatives de Florac (Gèze *et al.*, 1980a et b), de Meyrueis (Brouder *et al.*, 1977 ; Gèze *et al.*, 1977), de Saint-Bauzély (Mennessier et Collomb, 1986a et b), de Séverac-le-Château (Defaut *et al.*, 1990 ; Alabouvette *et al.*, 1990b), de Génolhac (Guérangé-Lozes et Pellet, 1990 ; Alabouvette *et al.*, 1990a) et de Saint-André-de-Valborgne (Faure *et al.*, 2009 ; Brouder *et al.*, 2009) ainsi que les cartes géologiques à 1/50 000 harmonisées des départements de la Lozère et de l'Aveyron.

Les fonds topographiques sont ceux de l'IGN à 25 000 et 100 000.

1.2.2. Volet Géomorphologie et karstogenèse

Les supports cartographiques

Pour procéder à ce diagnostic préliminaire, nous avons disposé de fonds cartographiques correspondant à la topographie du terrain de surface, à la carte géologique à la même échelle et aux photos aériennes (couples stéréoscopiques). Les fonds topographiques utilisés sont :

- un fond topographique à une échelle cohérente avec l'extension du site : 1/100 000, 1/50 000 (avec la carte géologique correspondante) ;
- des fonds topographiques en dalles de minutes de terrain à grande échelle : 1/10 000, 1/5 000 (avec la carte géologique correspondante).

Les données de terrain

Les données acquises sont des données cartographiques de terrain. Trois semaines de terrain ont été effectuées afin d'établir une cartographie préliminaire des formes karstiques et des formations superficielles. Ce temps relativement restreint par rapport à la surface à couvrir (environ 340 km²) ne peut fournir une cartographie fine et exhaustive. Ce travail constitue donc une première synthèse issue d'informations parcellaires, recueillies sur le terrain. Cette étude a néanmoins permis d'identifier les formes majeures et de distinguer les principaux ensembles de formations superficielles. La figure 2 présente l'ensemble des points ayant fait l'objet d'une observation détaillée (appelés WP).

¹ www.infoterre.brgm.fr

À l'issu de ce travail de terrain et de cartographie, une légende cohérente à l'ensemble des minutes levées sur le Causse Méjean a été élaborée. Cette « minute » à l'échelle du Causse couplée aux traitements SIG appliqués au MNT constitue le socle de nos interprétations à l'origine des cartes morpho-karstologiques et de la carte d'infiltration.

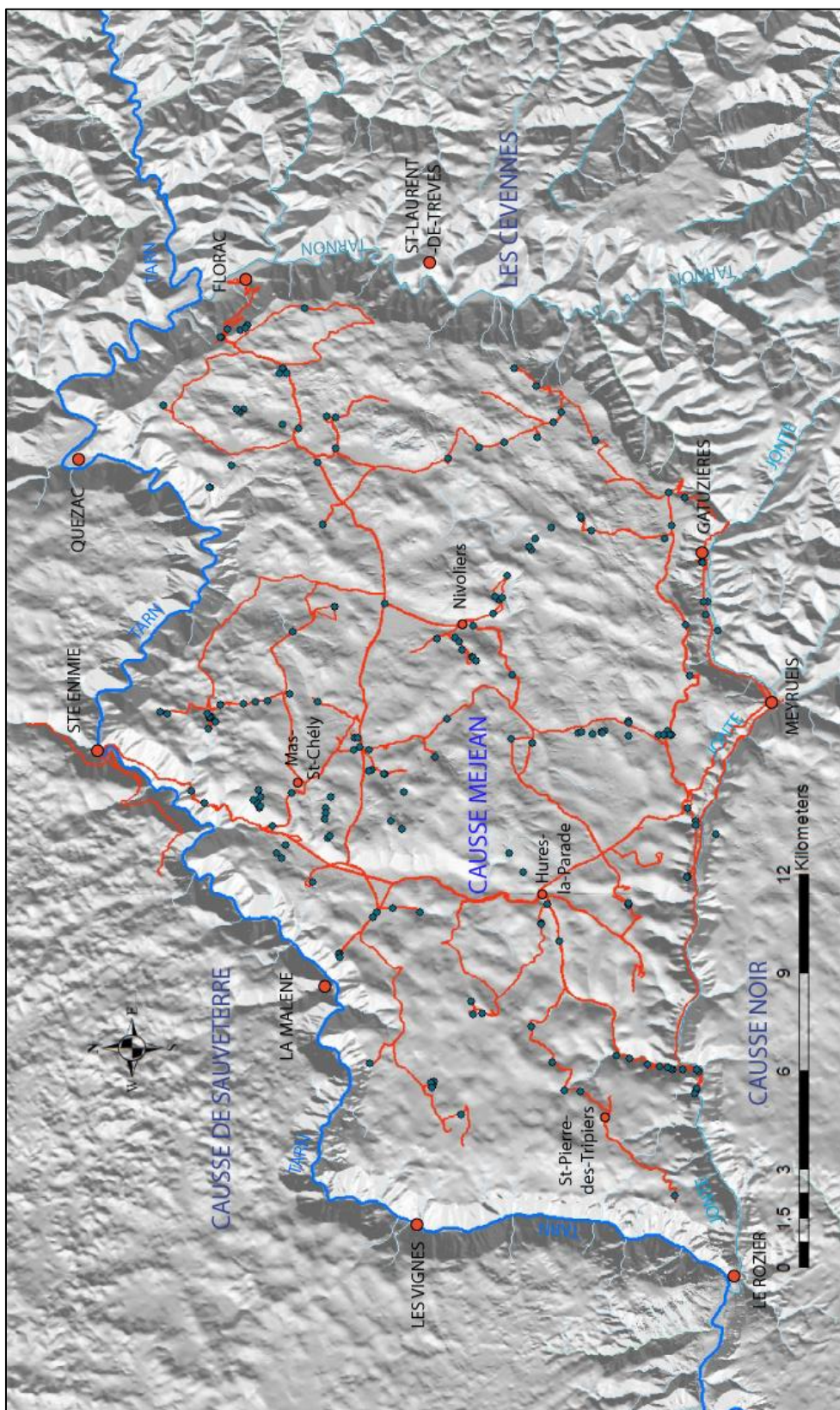


Figure 2 : Fond cartographique du MNT en ombrage sur lequel sont reportés les cours d'eau, les principales communes, les causses environnants, la position des WP (points d'observation spécifique en bleu) et les principaux chemins et routes parcourus (en rouge).

2. Volet « Géologie et Tectonique »

2.1. CONTEXTE RÉGIONAL

Situé au sud du Massif Central et en bordure des Cévennes, dans le département de la Lozère (48), en limite du département de l'Aveyron (12), le Causse Méjean fait partie des Grands Causses (Causse du Larzac, Causse noir, Causse Méjean, Causse Sauveterre, Causse de Séverac, Causse rouge, Causse Comtal) (Figure 3). Le paysage régional est largement dominé par le substrat rocheux avec à l'est, les Cévennes schisteuses, couronnées des dômes granitiques des plus hauts sommets, au nord les massifs cristallins de la Margeride et le volcanisme de l'Aubrac, à l'ouest les gneiss des Monts du Lézéou, et les causses calcaires avec ses morphologies karstiques particulières (avens, grottes, *dolines**, ...).

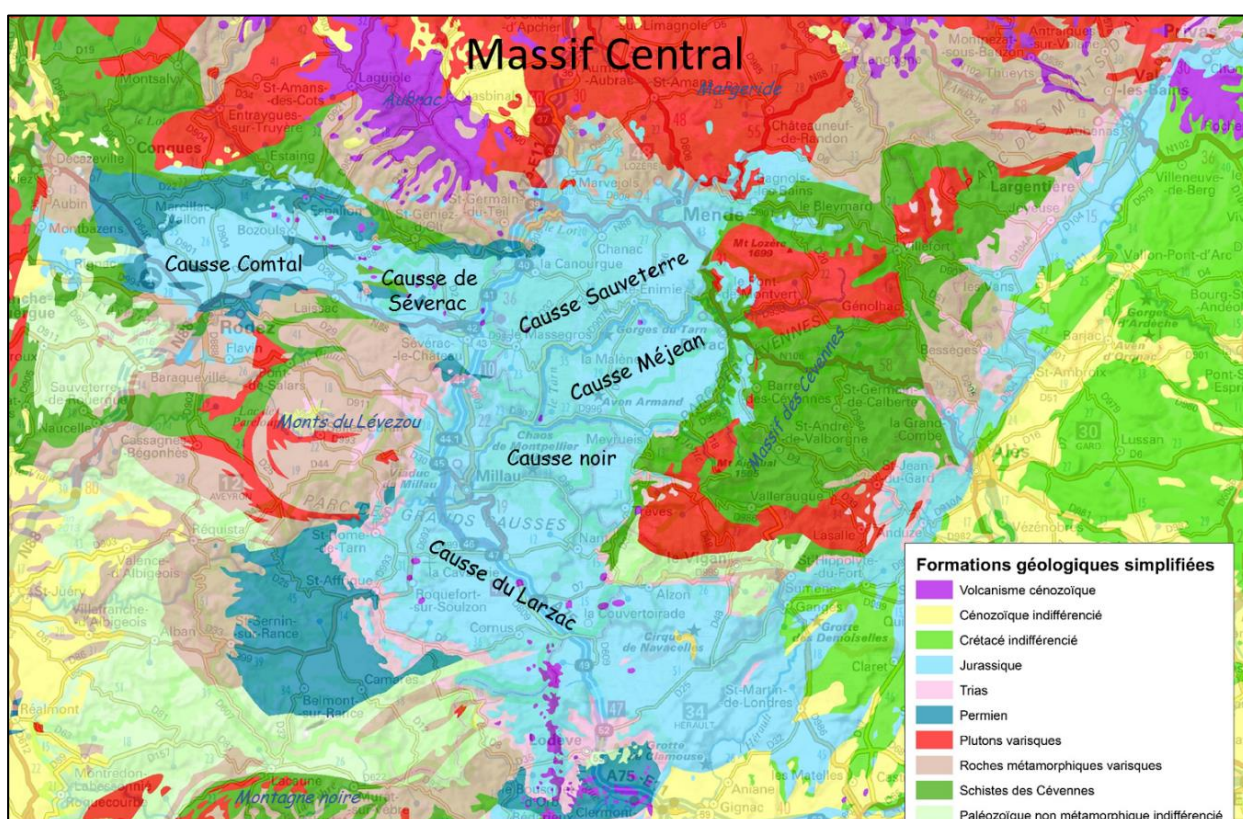


Figure 3 : Carte géologique simplifiée régionale.

Les causses désignent les hauts-plateaux calcaires de cette région (800 m d'altitude environ), entaillés par différents canyons et présentant une morphologie karstique. L'un des principaux canyons, le canyon du Tarn, sépare le Causse de Sauveterre au nord et le Causse Méjean au sud. Les Grands Causses (ou causses majeurs) et en particulier le Causse Méjean sont constitués par des séries datées du Jurassique à peu près complète (Lias, Dogger, Malm) constitué par des dépôts sédimentaire marin. La série du Jurassique est, hormis le Toarcien et le Domérien (Lias marneux), dominée par les séries calcaires et dolomitiques qui organisent la morphologie des reliefs et l'hydrologie de la région (Gèze *et al.*, 1980). Dans le Causse Méjean, il est à noter la présence de roches basaltiques dans différentes localités (Cadoule, Les Vignes, Sauveterre, Saint-Énimie, Alluech, ...). Si les basaltes des Vignes, anciens pillow-lavas, sont attribués au Jurassique moyen (Baubron *et al.*, 1978), les autres (filons et neks) sont associés au volcanisme mio-pliocène régional.

Le Massif des Cévennes est quant à lui, constitué par un ensemble de schistes du Paléozoïque inférieur traversés par des filons de lamprophyres (roche magmatique riche en micas et amphiboles) et intrudés par des plutons granitiques tardi-orogéniques représentés par les massifs de l'Aigoual au sud et par le Mont Lozère au nord (Gèze *et al.*, 1980).

Les failles rencontrées sur le Causse Méjean sont orientées selon deux directions principales directions : globalement nord-sud et est-ouest. Les failles de direction nord-sud dominent largement en nombre et en longueur. Les failles sont réparties de manière hétérogène avec trois groupes dominants: nord-nord-ouest – sud-sud-est (faisceau de Montmirat), nord-nord-est – sud-sud-ouest (faisceau de Meyrueis et Sainte-Énimie) et est-ouest (faille des Vignes). On trouve également quelques accidents orientés nord-sud (faille de la Parade) et les failles annexes du faisceau de Rozier (Figure 4).

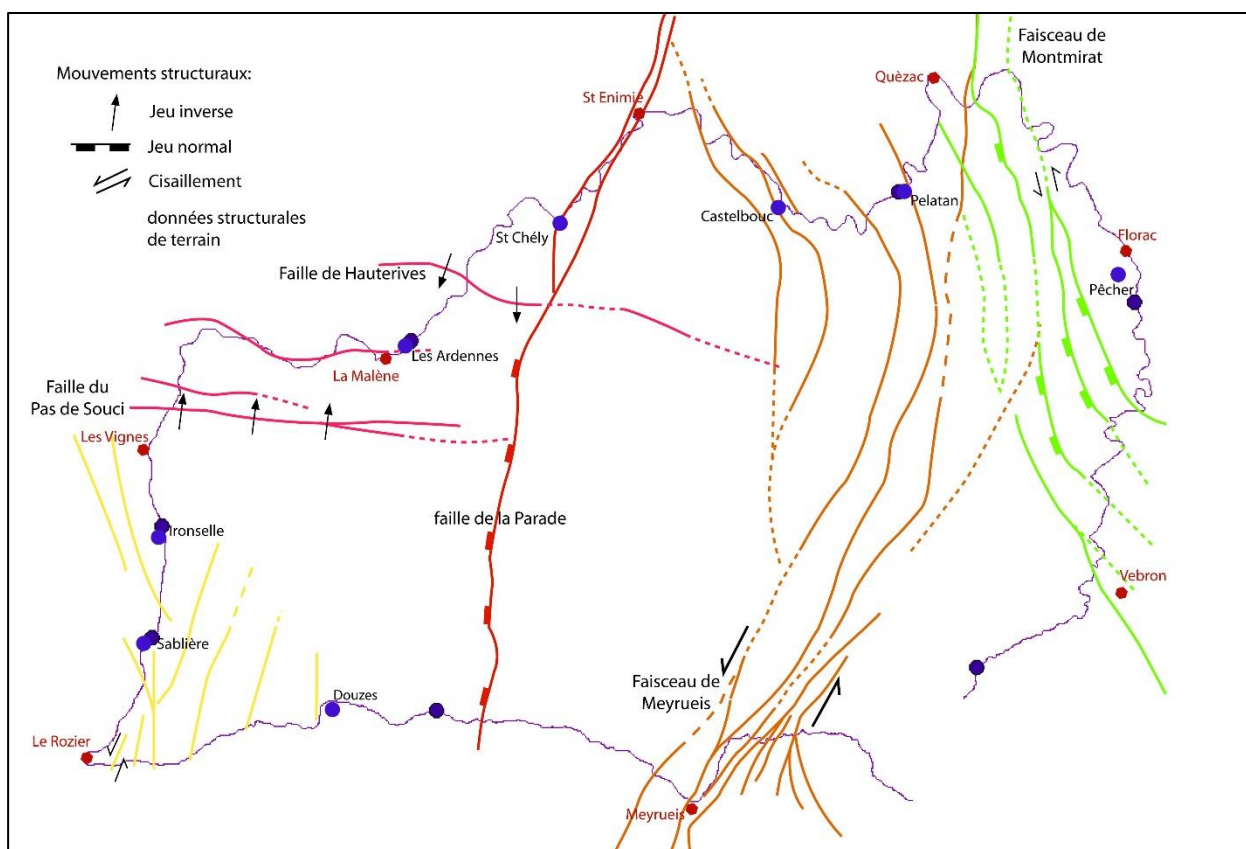


Figure 4 : Schéma structural du Causse Méjean. Cinq groupes structuraux se distinguent : la faille de la Parade (rouge), les failles majeures est-ouest (rose), le faisceau de Meyrueis (orange), le faisceau de Montmirat (vert), et des failles annexes du faisceau du Rozier (jaune). Les directions de mouvements ainsi que certaines structures importantes sont également représentées.

D'après Gèze *et al.* (1980), ces failles sont principalement verticales ou légèrement inclinées vers l'ouest, elles présentent des rejets le plus souvent normaux. Ce jeu en failles normales provoque l'enfoncement des séries sédimentaires de l'est (bordure cévenole) vers l'ouest (zone centrale des Causses). Au niveau de la ville de Meyrueis, ces failles montrent également des indices clairs de rejeu en failles décrochantes senestres (De Charpal et Trémolières, 1974 ; Gèze *et al.*, 1980). L'ampleur des mouvements décrochantes a pu être mesurée pour deux failles de coulissage différent, il est de l'ordre de 500 à 1 000 m (De Charpal et Trémolières, 1974).

2.2. LES FORMATIONS GÉOLOGIQUES

Deux grandes entités géologiques affleurent sur les bordures du Causse Méjean : à la base constituant le socle varisque, les schistes des Cévennes surmontées par une puissante série sédimentaire datée du Mésozoïque. Sur le Causse Méjean, les formations présentes sur les cartes géologiques à 1/50 000 s'étalent du Jurassique supérieur au Quaternaire (formations résiduelles dites « Terre du Causse », les éboulis, colluvions alluvions, tufs calcaires). Les formations géologiques couvrant les périodes du Crétacé au Quaternaire, n'ont quasiment pas été cartographiées et représentées sur les cartes géologiques à 1/50 000. Ces formations font l'objet de la partie III de ce présent rapport.

2.2.1. Les formations antétriasiques : les schistes des Cévennes et les granites tardi-varisques

Les schistes des Cévennes affleurent sur les bordures sud et est du Causse Méjean. Ils sont également connus par forage à l'extrémité nord-est du Causse à Quézac et dans le secteur de Lanuéjols (Figure 5). En bordure du Causse Méjean, ils sont représentés par deux unités. L'unité basale constituée de micaschistes à intercalations de quarzites est présente dans le secteur de Frayssinet-de-Fourque. Elle est surmontée par des micaschistes noirs présents au Sud-est de Meyruies et depuis Frayssinet de Fourque jusqu'à Florac. Ces sédiments détritiques terrigènes déposés à l'Ordovicien inférieur et moyen (Faure *et al.*, 2009) font partie d'un ensemble dit paraautochtone* connu sur la périphérie des Grands Causses (Rouergue, Lot, Cévennes) jusqu'à atteindre le Velay (Ledru *et al.*, 2005, Faure *et al.*, 2005, 2009). Au cours de l'orogénèse varisque (Dévonien au Carbonifère moyen), ils sont affectés par plusieurs épisodes de déformation et un métamorphisme de faible intensité se caractérisant en particulier par une schistosité très pénétrative et la présence de nombreux plis (Figure 6). Au Carbonifère supérieur, les micaschistes des Cévennes sont intrudés par des granites (Monts Lozère et Aigoual) entre 325-300 Ma (voir Faure *et al.*, 2010 pour synthèse). Au Carbonifère supérieur et au Permien, le démantèlement de la chaîne varisque se marque par une intense fracturation conduisant à la formation de bassins sédimentaires (Graissessac, Decazeville, Lodève, Saint-Affrique). Ces bassins ne sont pas connus à proximité du Causse Méjean mais la structuration associée (failles d'orientation nord-est – sud-ouest et ouest-nord-ouest – est-sud-est) qui affecte l'ensemble de la région va préfigurer la géométrie du bassin caussenard et en particulier la bordure occidentale des Cévennes.

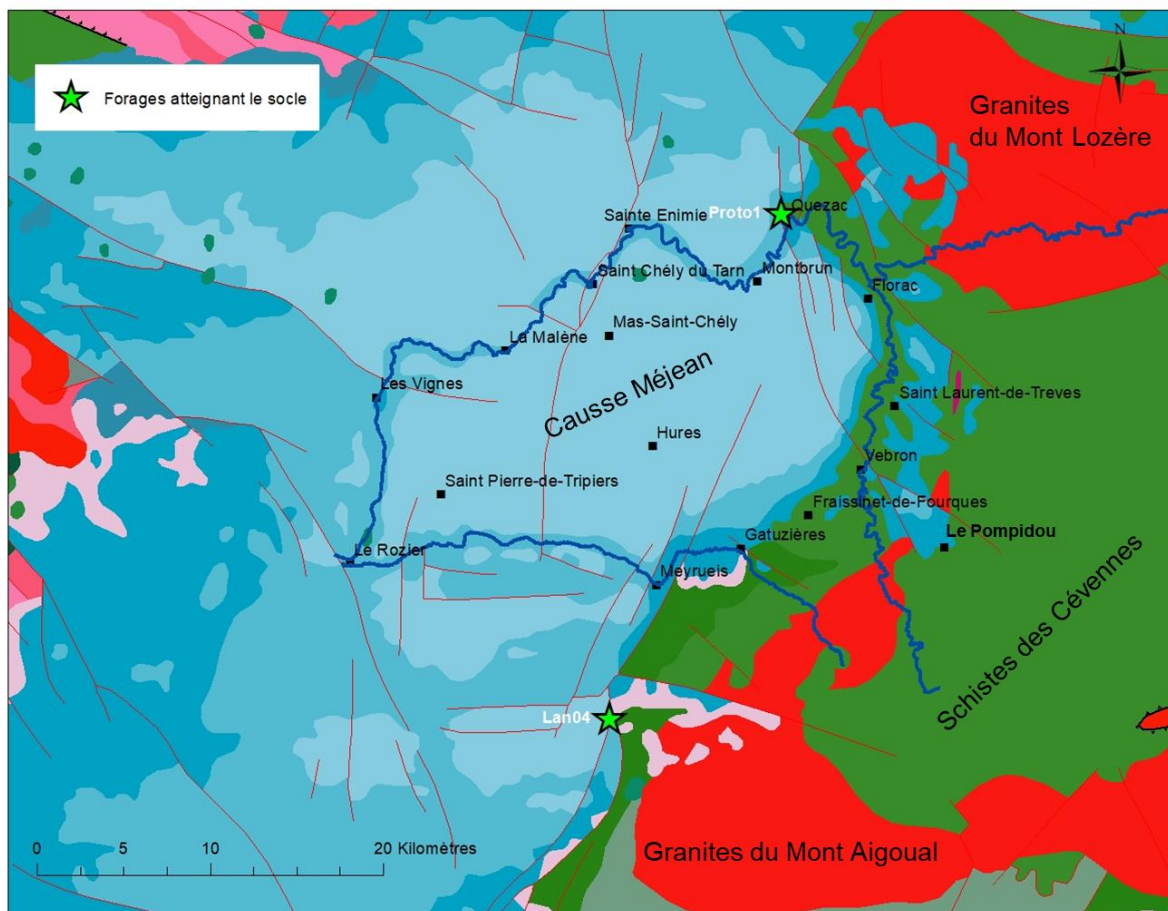


Figure 5 : Localisation des forages (étoiles vertes) atteignant le socle sur la bordure du Causse Méjean à Quézac (forage Proto 1) et à Lanuejols (forage Lan04).



Figure 6 : Schistes des Cévennes (a) parfois altérés en surface (a) et affectés par une schistosité pénétrative et une linéation de crénulation (b) : (a : Ispagnac et b : Gatuzières - (photo C. Araïgno).

L'altération du socle

À la fin de l'orogénèse varisque (Carbonifère et Permien), le socle (schistes des Cévennes et granites) est affecté par une intense altération qui va rubéfier les schistes et développer une couche d'argile en grande partie décapée par l'érosion. L'érosion va niveler l'ensemble des reliefs. Cet aplanissement appelé « paléosurface fondamentale » est bien visible plus à l'est au Pompidou mais on l'observe également depuis Saint-Laurent-de-Trèves (Figure 5 pour localisation) et présente un relief moutonné sur lequel vont se déposer les sédiments triasiques (Figure 7).

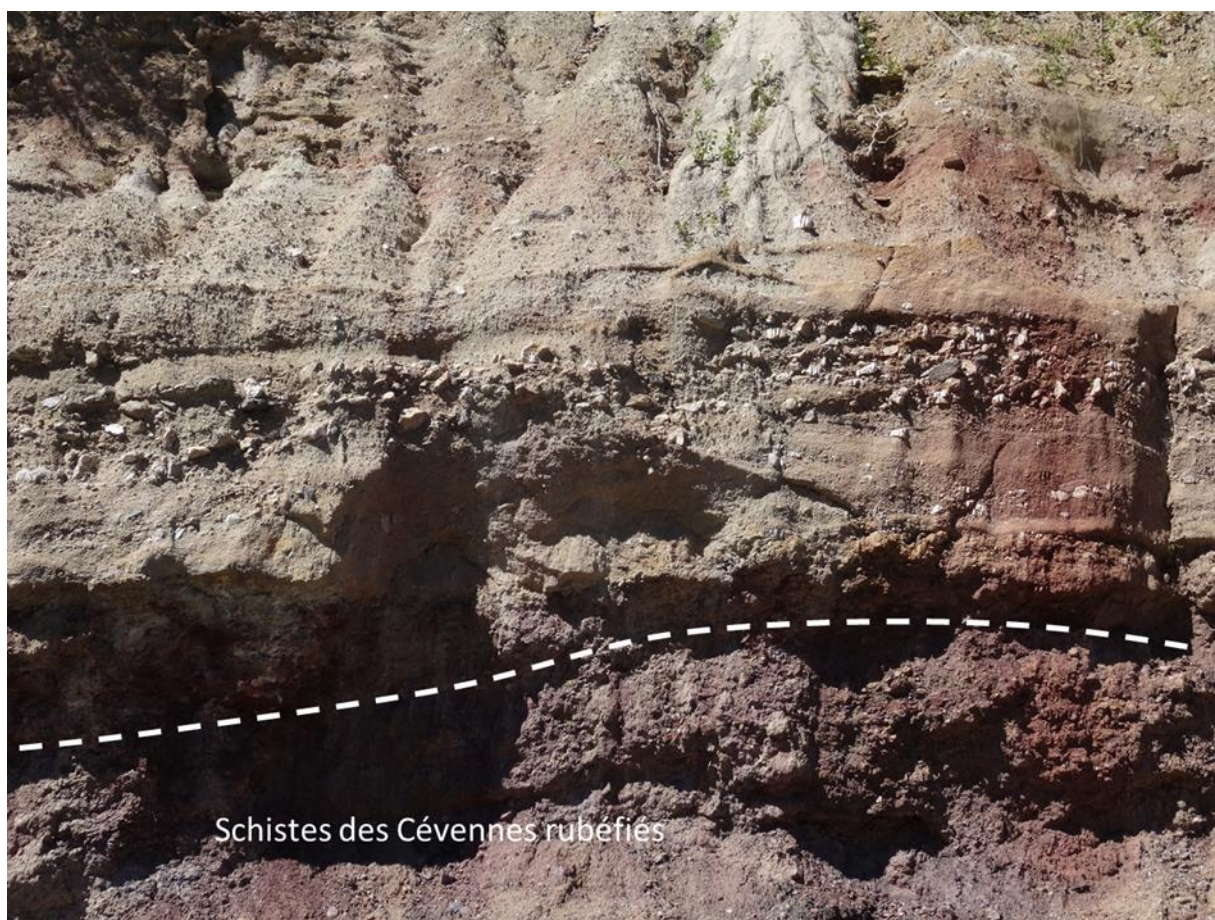


Figure 7 : Schistes des Cévennes rubéfiés surmontés par les sédiments triasiques (Carrière de Crouillac, vallée du Tarnon) (photo C. Araigno).

Topographie du socle

Au cours de la transgression* liasique, la topographie du socle va jouer un rôle important sur l'étendue et l'épaisseur des dépôts. Le report de l'altitude en mètres NGF du toit du socle et l'interpolation des points NGF permettent de visualiser cette « paléotopographie » sous et en bordure du causse (

Figure 8 : Altitude actuelle en mètre NGF du toit du socle avec localisation des points de mesure (à gauche) et carte interpolée de ces altitudes (à droite). Les lignes en pointillé rouge soulignent des zones déprimées. Les traits noirs continus ou en pointillés sont les failles observées ou supposées (Cartes géologiques de Florac et de Meyrueis).). Le long des vallées (Jonte, Tarnon et Haut-Tarn) où le socle affleure, sont distinguées des zones topographiquement basses (Quézac, Florac, Meyrueis) et des zones topographiquement plus hautes (secteurs d'Ispagnac et de Gatuzières). Cette carte présente par ailleurs des linéaments topographiquement déprimés que l'on peut assimiler à des paléovallées de

direction ouest-nord-ouest – est-sud-est à nord-ouest – sud-est. À l'exception du secteur au nord-est de Florac, ces « vallées » correspondent à des failles qui s'enracinent dans le socle des Cévennes plus à l'est, ce qui suggère comme le soulignait Macquar (1973), que les failles affectant le causse s'enracinent dans des structures du socle.

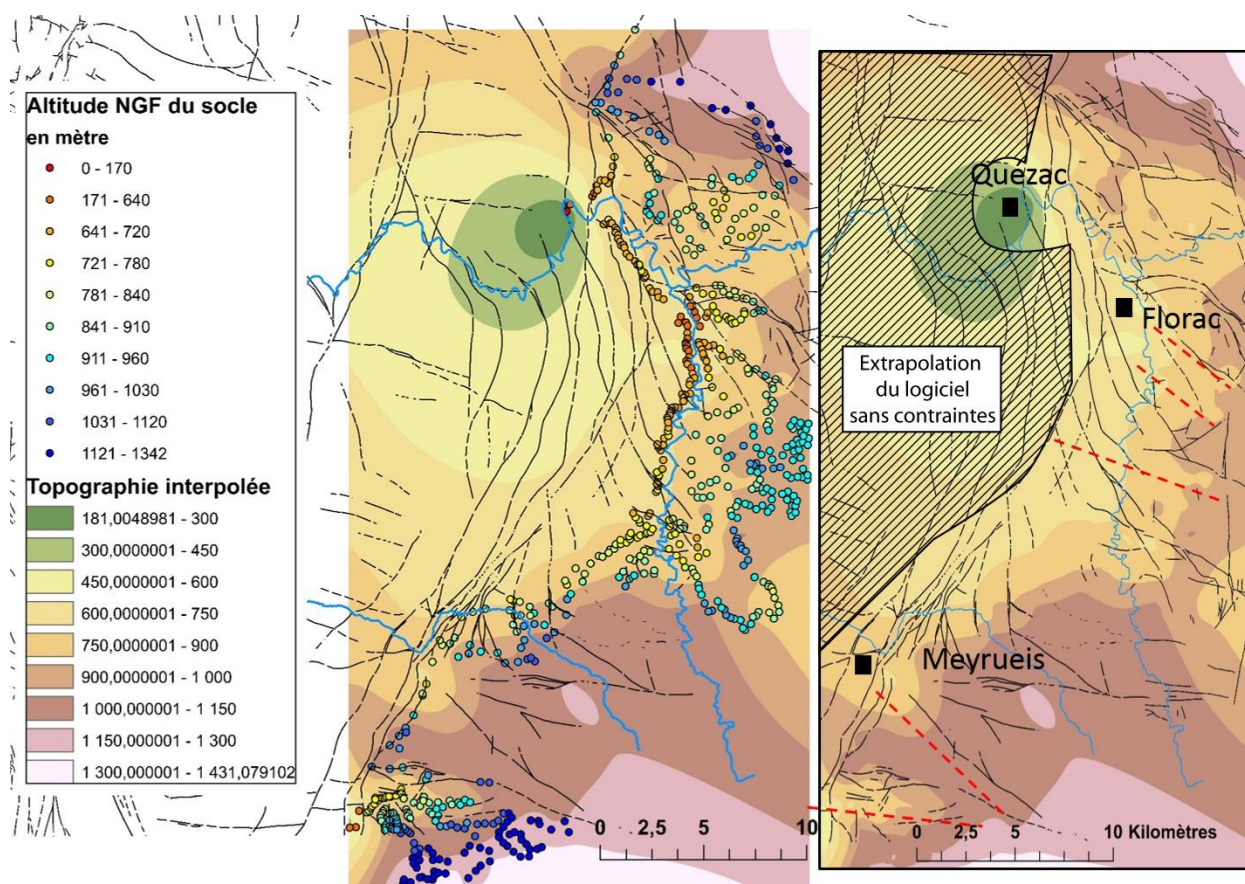


Figure 8 : Altitude actuelle en mètre NGF du toit du socle avec localisation des points de mesure (à gauche) et carte interpolée de ces altitudes (à droite). Les lignes en pointillé rouge soulignent des zones déprimées. Les traits noirs continus ou en pointillés sont les failles observées ou supposées (Cartes géologiques de Florac et de Meyrueis).

2.2.2. Les formations anté-crétacées

Sur la bordure occidentale des Cévennes, les premiers dépôts post-varisques sont des grès et sables arkosiques attribués au Trias et à l'Hettangien basal présentant un caractère continental à fluviatile (Gèze *et al.*, 1980). Présents sur la bordure orientale du causse, ils sont absents au nord-est (secteur Ispagnac). À partir de l'Hettangien, les dépôts à caractère marin vont se généraliser sur les Cévennes et la région caussenarde. La transgression mésozoïque téthysienne issue du bassin du sud-est intervient progressivement selon une direction subméridienne empruntant le sillon caussenard entre régions faiblement émergées : Cévennes à l'est et Monts Lézou à l'ouest. Pendant toute la durée du Jurassique, la sédimentation dans l'actuel Causse Méjean va dépendre de la proximité des reliefs cévenols et du fonctionnement de failles bordières actives au Dogger qui affaissent le compartiment ouest du bassin caussenard et permettent une sédimentation épaisse. Les caractéristiques lithologiques de ces dépôts (formations récifales, discontinuités et passées ligniteuses) indiquent que la sédimentation s'est déroulée sous une faible tranche d'eau, ne dépassant pas quelques dizaines de mètres (Gèze *et al.*, 1980). Le Dogger est caractérisé par un volcanisme

basaltique affleurant dans les gorges du Tarn (les Vignes). Vraisemblablement associé à un épisode distensif avec les failles bordières, il atteint plus de 50 km² d'extension.

a) *Le Trias*

Les séries triasiques, au contact du socle, ne sont visibles que dans le sud-est du causse Méjean entre Meyrueis et Saint-Laurent-de-Trèves (voir figure 5 pour localisation). Elles ne sont pas connues plus au Nord vers Ispagnac où le socle est recouvert par l'Hettangien gréseux basal. Entre Meyrueis et Gatuzières, elles sont représentées par des grès quartzofeldspathiques blancs (Figure 8). Dans la carrière de Croupillac (bordure est du Causse), des faciès plus conglomératiques, organisés en lentilles, sont visibles à l'affleurement. Ils sont associés à des argiles rouges et verdâtres stratifiées et laminées. La série triasique repose sur le socle représenté par les schistes, souvent rubéfiés, des Cévennes.



Figure 8 : (a) Trias dans la carrière au nord de Croupillac. Les séries triasiques sont ici plus conglomératiques avec une teinte rougeâtre. Des lentilles de granulométrie différentes y sont visibles, (b) Série gréseuse du Trias de couleur jaunâtre. Ces faciès plus tendres marquent une limite nette avec les séries dolomitiques plus dures de l'Hettangien au-dessus (photo C. Aaigno).

La variation de puissance de la série triasique est importante : de 0 à 15 m sur la bordure est du causse, à 50 m au Pompidou, et jusqu'à 80 m dans le Causse de Camprieu (Fleury, 1968) (Figure 9).

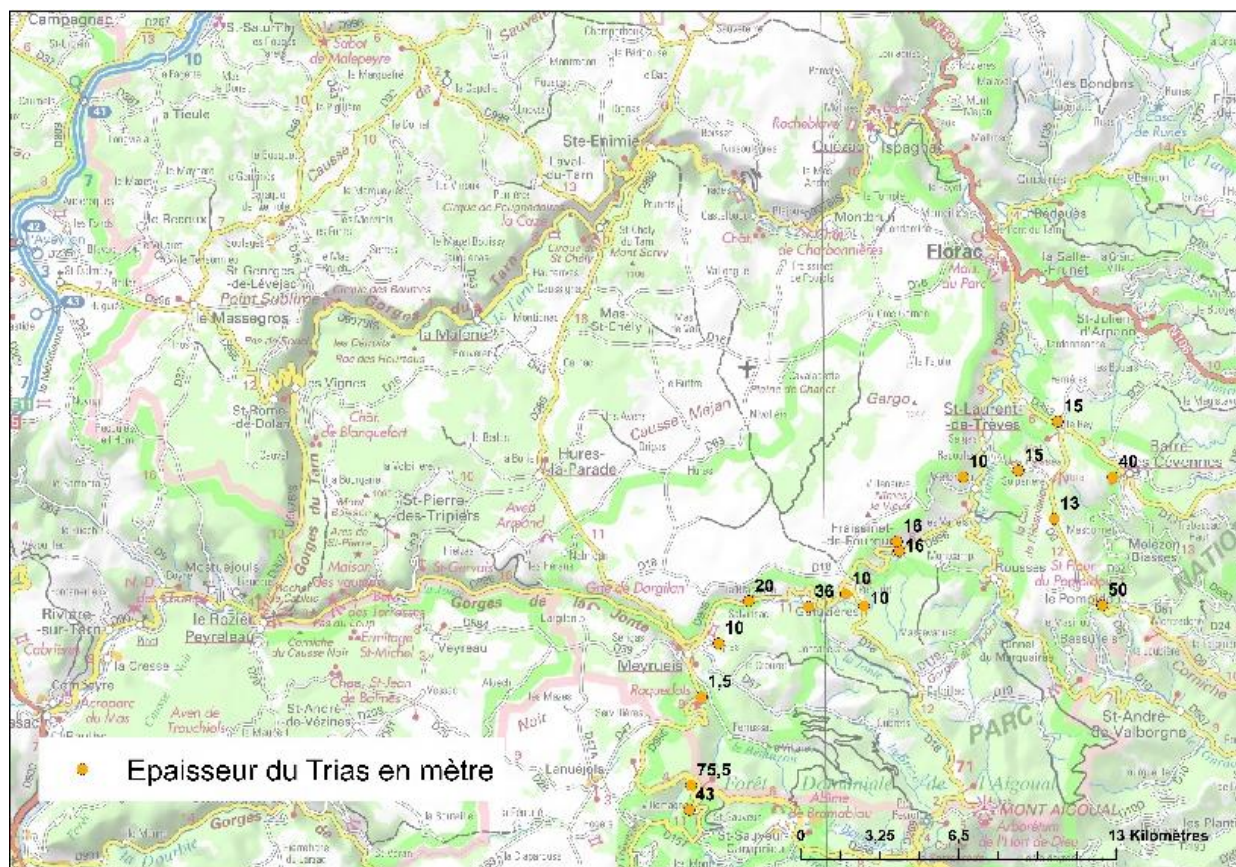


Figure 9 : Variation de la puissance des séries du Trias d'après Fleury (1968) et les sondages Py14 et Py10 (données BSS).

À Gatuzières, Macquar (1973) indique de part et d'autre de la faille normale d'orientation ouest-nord-ouest - est-sud-est, une variation d'épaisseur du Trias en particulier le conglomérat de base qu'il attribue à une variation topographique du socle antérieur à son dépôt (Figure 10). Cette variation d'épaisseur des séries triasiques du nord-nord-est vers le sud-sud-ouest correspond vraisemblablement à un approfondissement du bassin avec fonctionnement de failles synsédimentaires.

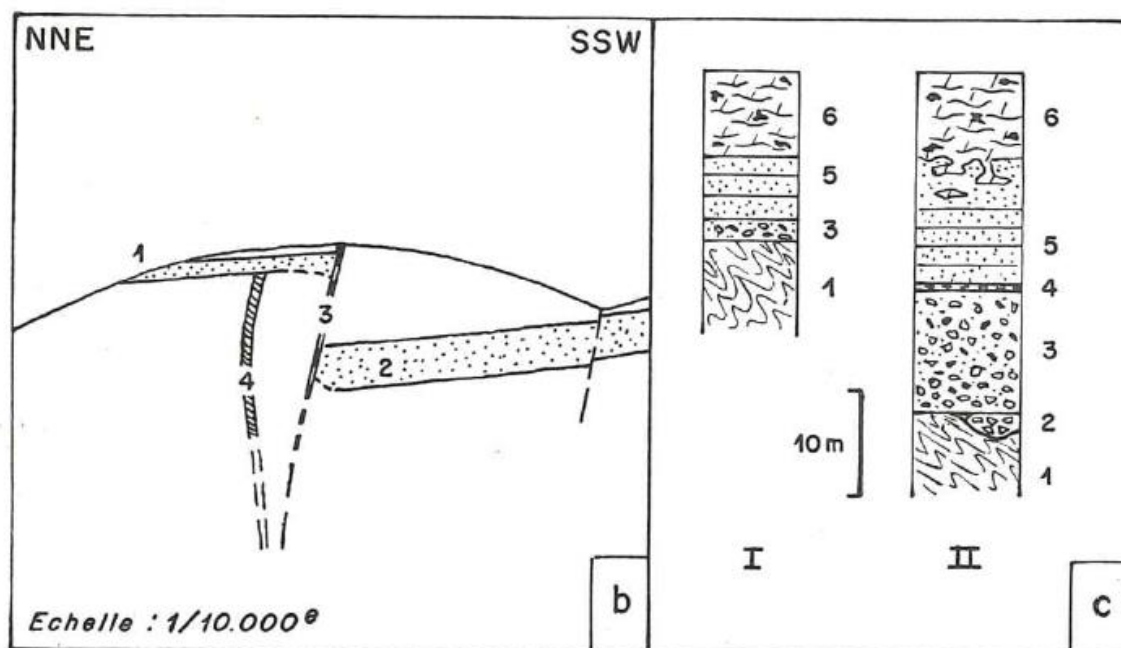


Figure 10 : (b) Coupe du Trias de part et d'autre de la faille de Gatuzières (Macquar, 1973) abaissant le compartiment SSW et montrant la variation d'épaisseur du Trias (1 : Trias réduit ; 2 : Trias plus épais ; 3 : Filon quartzo-barytique de Gatuzières ; 4 : filon quartzeux stérile) et (c) coupe du Trias de part et d'autre de l'accident de Gatuzières (1 : schistes des Cévennes rubéfiés, 2 : Fragments de quartz ; 3 : conglomérat polygénique de base du Trias ; 4 : niveau argileux bleu sombre ; 5 : Grès feldspathiques fins ; 6 : dolomie).

b) Le Lias calcaire

Le Lias calcaire s'étend de l'Hettangien jusqu'au Carixien.

L'Hettangien affleure sur la bordure est du causse depuis Meyrueis au Sud jusqu'à Quézac au Nord ; il a également été atteint en sondage plus au sud du Causse, dans le secteur de Lanuéjols. Il comprend un ensemble calcaréo-dolomitique de 80 à 100 m de puissance selon les cartes géologiques. Au niveau de Quézac, le forage Proto1 permet d'estimer une épaisseur très réduite (6 m). Fleury (1968) distingue un ensemble inférieur (Hettangien inférieur) constitué de calcaires et dolomies en bancs ondulés surmontés par des dolomies spathiques dans lesquels s'intercalent des niveaux de dolomies plus fines (Figure 11). Dans les notices des cartes de Meyrueis et de Florac, l'Hettangien est subdivisé en 3 avec l'Hettangien inférieur constitué d'un ensemble calcaréo-dolomitique, l'Hettangien supérieur constitué de dolomies cristallines et l'Hettangien supérieur où alternent marnes et dolomies finement litées. L'Hettangien correspond à des dépôts de plateforme sous faible profondeur d'eau (faciès péritidaux) à lagunaires (Le Strat *et al.*, note inédite).

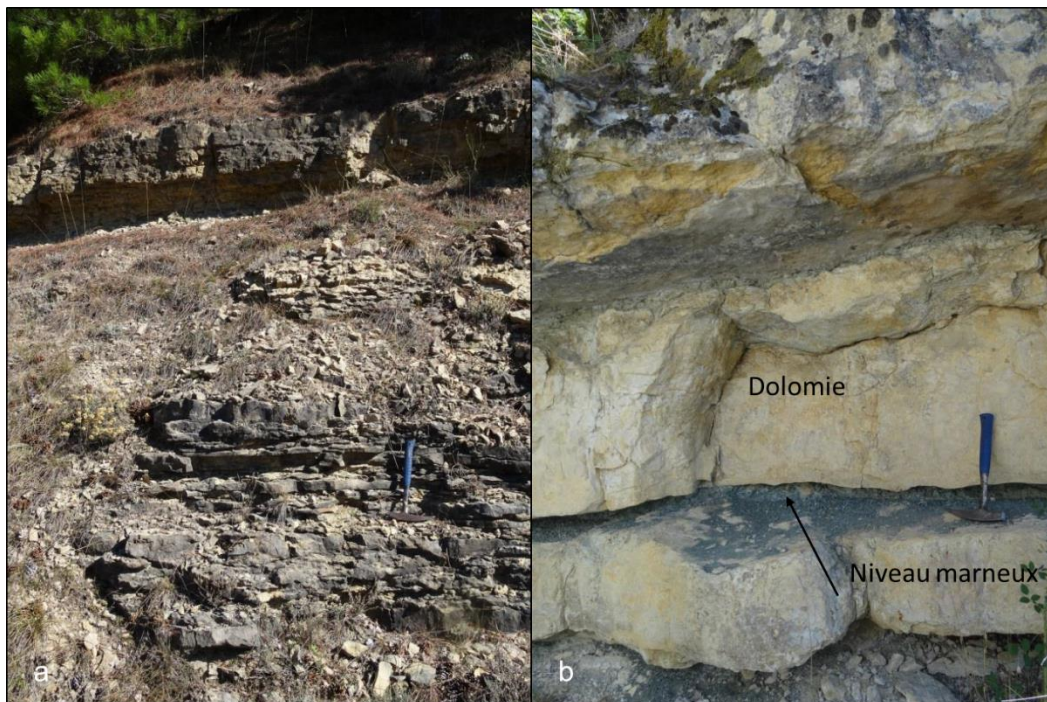


Figure 11 : (a) La base de l'Hettangien s'organise en bancs centimétriques à décimétriques. Les faciès alternent entre des niveaux plus tendres (plus gréseux/marneux) et des niveaux de calcaire wackstone. Les faciès dolomitiques arrivent ensuite rapidement. (b) Bancs de dolomie fine dans la partie supérieure de l'unité hettangienne avec bancs marneux décimétriques. Photo : Coline Ariagno.).

Le Sinémurien s.s., le Lotharingien et le Carixien regroupent une série avec des calcaires parfois gréseux à gravelles ou dolomitiques au nord-est du Causse Méjean. Ces formations correspondent à des milieux plus ouverts, transgressifs (Le Strat et al., inédit). Si dans le secteur de Florac-Quézac, cet ensemble apparaît réduit (5 à 20 m), les données issues des forages SMMP réalisés dans les années 1970 (secteur Lanuéjols : 70-90 m), NF2 (75 m), et secteur sud causse (65 à 110 m), l'épaisseur est considérablement plus élevée (Figure 12).

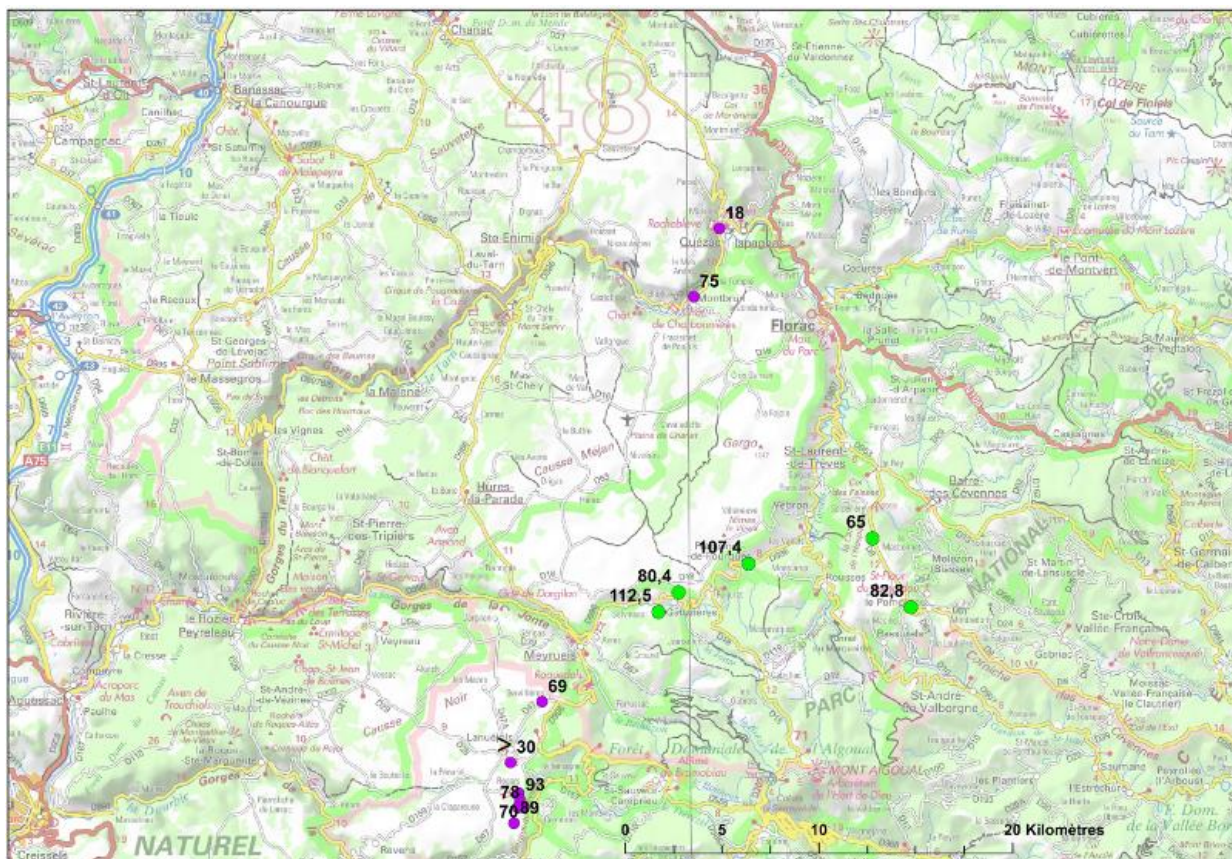


Figure 12 : Épaisseur des formations Sinémurien-Lotharingien-Carixien d'après les données de forages en BSS (points violet) et les coupes réalisées par Fleury (1968) (points vert).

c) Le Lias marneux (Domérien-Toarcién) et l'Aalénien

Le Lias marneux regroupe deux étages : le Domérien, le Toarcién et mais il est étendu ici à l'Aalénien (étage basal du Dogger). Ces séries marneuses ne sont visibles qu'à l'est du faisceau de faille de Meyrueis. Typique d'un environnement de dépôts profonds, ces faciès marneux tendent à s'épaissir vers le centre du bassin (Le Strat, 1981).

D'épaisseur très faible, le **Domérien** est assimilé à des alternances marno-calcaires. Il présente des variations d'épaisseur : 60-70 m à Quézac, 12-15 m dans le secteur de Gatuzières et 15-27 m dans le secteur de Lanuéjols. Le **Toarcién** constitue le cœur de l'unité avec des faciès de marnes noires à gris-bleu. Cette série est marquée par de forte variation de puissance, autour de 137 m d'épaisseur à Montbrun, 64 m à Quézac, 40 m vers Florac, 15 m à Gatuzières, 90- 100 m à Lanuéjols. À l'ouest du causse, elle atteindrait plus de 150 m. Hormis une rupture dans la pente, la limite avec l'**Aalénien** reste floue, les marnes du Toarcién (Figure 13a) passent progressivement à une alternance de bancs calcaires noduleux, décimétriques, et de marnes grisâtres). L'Aalénien (40 à 120 m) comprend des calcaires noduleux et des bancs marneux. La partie basale de la formation renferme encore de nombreux bancs marneux tandis que la partie sommitale devient de plus en plus massive avec des calcaires noduleux (Figure 13b et Figure 13c).



Figure 13 : (a) Marnes du Torzien, (b) Faciès typique de l'Aalénien avec une alternance de bancs de calcaire nodulaire, décimétriques, et de bancs marneux, (c) Faciès durci de l'Aalénien situé dans la partie supérieure de la série (photo C. Araïno).

Le Lias marneux et dans une moindre mesure l'Aalénien constituent une barrière hydrogéologique qui sépare l'aquifère de l'Hettangien de l'aquifère du Jurassique supérieur (Dogger et Malm). À noter cependant que des variations de faciès ont pu être observés (Fleury, 1968) : l'unité marneuse deviendrait plus calcaire vers l'est. Par ailleurs, le lias marneux s'épaissit considérablement d'est en ouest (Figure 15).

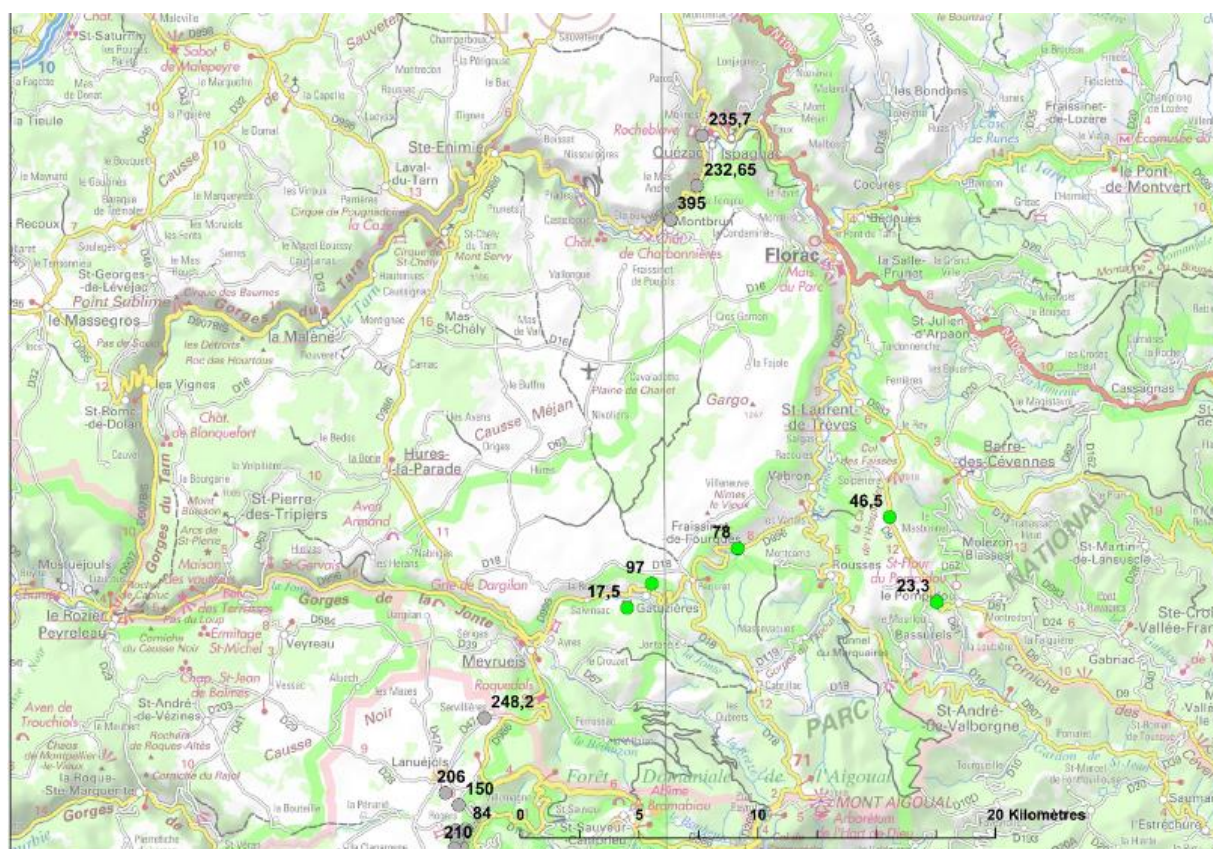


Figure 14 : Épaisseur du Lias marneux et de l'Aalénien d'après les données de forages en BSS (points gris) et les données de Fleury (1968) (points verts)

d) Le Bajocien

Le Bajocien est constitué par des calcaires et dolomies et forme la corniche des Causses. Le Bajocien inférieur (20-50 m) localement dolomitisé, est constitué de calcaires blancs-gris avec présence de chailles (Figure 15). Au nord du Vebron, aucune distinction n'a été faite avec la partie supérieure constituée de dolomie cristalline rose à grise. Ces formations sont présentes de manière continue à l'est du causse. Au nord, elles affleurent au bord du Tarn sur certaines portions en fonction des décalages créés par les failles. Le Bajocien supérieur (40- 100 m) correspond à des gros bancs massifs de dolomies roses.



Figure 15 : Barre massive de calcaire à chailles du Bajocien inférieur (Vebron) (photo C. Araïgno).

e) Le Bathonien

Le **Bathonien inférieur** montre une évolution de ces faciès au sein même de sa formation. Dans la partie inférieure, il est représenté par des calcaires blancs en gros bancs, souvent oolithiques, qui alternent avec des bancs de lignite décimétriques visibles au Vignes et dans les gorges de la Jonte (Figure 16). Appelées jadis « Stipites », les lignites proviennent de l'accumulation de débris végétaux. Ce faciès se rencontre donc dans un environnement continental (palustre) à *supratidal** en connexion avec le milieu marin (Charcosset, 1996). Ces niveaux de lignite sont encadrés par des alternances de calcaires wackstones (WST) et grainstones (GST) à oolithiques, parfois massifs. Vers le haut de la série, les calcaires en plaquettes apparaissent avec parfois un faciès dolomitisé en bancs plus compacts. Principalement WST à packstone (PST), quelques bancs de calcaires sont riches en oolithes, bivalves et échinodermes (GST).

Ces variations de faciès traduisent des changements d'environnement de dépôts. Laguno-lacustre dans la partie inférieure, l'environnement devient plus marin dans la partie supérieure. Comme les autres formations, sa puissance augmente fortement vers l'ouest (environ 200 m).

À l'inverse, à l'est, les calcaires sont très réduits et ne forment plus qu'une formation indifférenciée avec les dolomies du Bathonien supérieur.

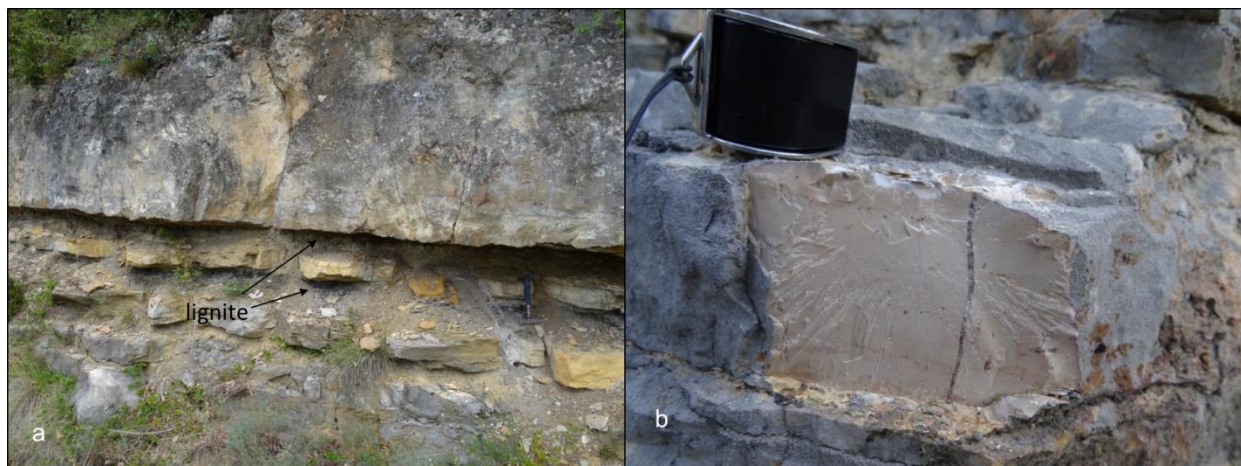


Figure 16 : (a) Unités du Bathonien inférieur. Niveaux de lignite (noir) intercalés dans des bancs de calcaire décimétriques à métriques ; (b) faciès calcaire wackestones (photo C. Araïgno).

Très facilement identifiable dans le paysage, le **Bathonien supérieur** (50 à 150 m) se compose de dolomie grise en barres très massives et sans stratification. Elles forment les reliefs ruiniformes et caverneux les plus pittoresques des gorges du Tarn et de la Jonte et ceux de Nîmes-le-vieux au sud-est sur le plateau du Méjean (Figure17).



Figure 17 : succession des séries du Bathonien inférieur et supérieur dans les gorges du Tarn (Prades). La partie inférieure présente des séries très bien stratifiées de calcaire (en plaquettes) avec alternance entre des niveaux plus durs (barre massive) et des niveaux plus tendres (herbeux ou replats) (photo C. Araïgno).

f) Le Callovien-Oxfordien

Cette unité regroupe les formations du Callovien/Oxfordien inférieur (J3-5) et celle de l'Oxfordien supérieur (J6). Le premier étage marque un « replat » dans le paysage du fait de ces faciès plus tendre, marno-calcaires en plaquettes. À l'ouest, les bancs calcaires deviennent entièrement dolomités. Son épaisseur varie entre 10 et 50 m.

Les calcaires blancs-gris de l'Oxfordien supérieur sont plus massifs, avec parfois quelques niveaux plus marno-calcaires (Figure 19). Cet étage devient également dolomitique dans l'Ouest de la feuille.



Figure 18 : Affleurement dans les barres calcaires de l'Oxfordien supérieur (J6). D'ordre décimétrique, les bancs sont parfois séparés par des lits plus marneux (photo C. Araïgno).

g) Les basaltes des Vignes

Les basaltes des Vignes qui affleurent de part et d'autre des gorges du Tarn (Figure 19) constituent un exemple unique à l'échelle régionale, voire de toute l'Europe de l'Ouest, d'épanchement de laves basaltiques à brèches et laves en coussins interstratifiées dans des séries littorales du Callovo-Oxfordien, 161,2 +/- 1,8 Ma (Baubron, 1973 ; Dautria *et al.*, 2010).



Figure 19 : Basalte des Vignes (photo L. Baillet).

À l’affleurement, ils sont très altérés. D’après la notice de la feuille de Florac de la carte géologique, les affleurements d’une soixantaine de mètres d’épaisseur sont corrélés à la partie sud d’une structure d’anomalie magnétique reconnue par des mesures aéromagnétiques (INAG-BRGM, Massif Central 1975), séparée en deux parties fortement décalées par la faille est-ouest du Pas-de-Souci, avec :

- au nord de cette faille et à l’ouest de la Malène, une structure qui s’étend sous la cote du Tarn jusque sous le Causse de Sauveterre ;
- au sud, la structure des Vignes qui correspond au prolongement des affleurements basaltiques, suivant le pendage de la série sédimentaire entre 600 m à l’ouest et 300 m à l’est.

h) Le Kimméridgien et Portlandien

Correspondant au Séquanien (J7), l’unité se compose de calcaires blancs, plutôt massifs, parfois en plaquettes avec quelques minces bancs marneux (Figure 20). Comme les formations sous-jacentes, cette dernière se dolomitise entièrement dans l’ouest du causse.

Le Kimméridgien supérieur, présents sur la majorité de la surface du causse, montre, des faciès calcaires en gros bancs ou en plaquettes. Du côté de la Malène un faciès de calcaire GST dolomitisé (oolithes, bivalves, oncolithes, gastéropodes, ...) est visible. (Figure 21).

Environ 100 m d’épaisseur, cette formation se dolomitise complètement vers l’ouest du causse.

La partie supérieure est constituée de dolomies grises, non stratifiée, elle forme les massives falaises « arrondies » en aval d’Hauterives le long du Tarn.



Figure 20 : Affleurement de Séquanien avec calcaires en plaquette (a), route de la Malène et séries de calcaires blancs stratifiés du Séquanien sur le plateau du Causse Méjean (b) (photo C. Araïgno).

Le Portlandien n'est présent que sur les plus hauts reliefs. Il est constitué de calcaires blancs ou rosés. Ce qui subsiste de cette formation présente une formation maximale d'environ 120 m.



Figure 21 : A-Faciès calcaires en plaquette du Kimméridgien supérieur (route de la Malène, pts GPS 189). B- Échantillon relevé sur l'affleurement de la photo A. Calcaires GST avec oolithes, bivalves, bioclastes et oncolithes (photo C. Araïgno).

2.3. L'HISTOIRE « POST-JURASSIQUE » : L'ÉVOLUTION CRÉTACÉ ET CÉNOZOÏQUE DES GRANDS CAUSSES

L'histoire continentale des Grands Causses est caractérisée par son ancienneté et par l'impact de conditions climatiques très différentes de l'actuel, qu'il s'agisse de conditions paléoclimatiques tropicales ou périglaciaires (Marres, 1935 ; Coulet, 1962 ; Demangeon, 1967 ; Enjalbert, 1967 ; Cadillon, 1970 ; Ambert, 1991 ; Ambert & Ambert, 1995).

Cette évolution est principalement caractérisée par le creusement de profonds canyons et par d'importantes couvertures insolubles à la surface des causses dont l'ancienneté remonte au Crétacé. Les observations sur ces couvertures remettent en cause la définition de « terres rouges des causses » (Cals *et al.*, 1980 ; Cadillon, 1970), notamment quant à leur définition d'argiles de décalcification ou « *terra rossa* », sous-entendu décalcification du substratum carbonaté jurassique.

Une grande partie des éléments présentés ici correspondent aux résultats issus des différentes études similaires à celle du Causse Méjean et réalisées sur les Grands Causses : Sauveterre, Larzac (Campestre, Blandas, Hospitalet), Causse Rouge, ... (Figure 23). Une partie de ces études ont été réalisées par L. Bruxelles (Bruxelles, 2007) et H. Camus (Bruxelles et Camus, 2013), qui sont à l'origine de nombreux travaux antérieurs souvent effectués en commun sur cette région (Bruxelles, 2001 ; Camus, 2003 ; Bruxelles et Camus, 2010).

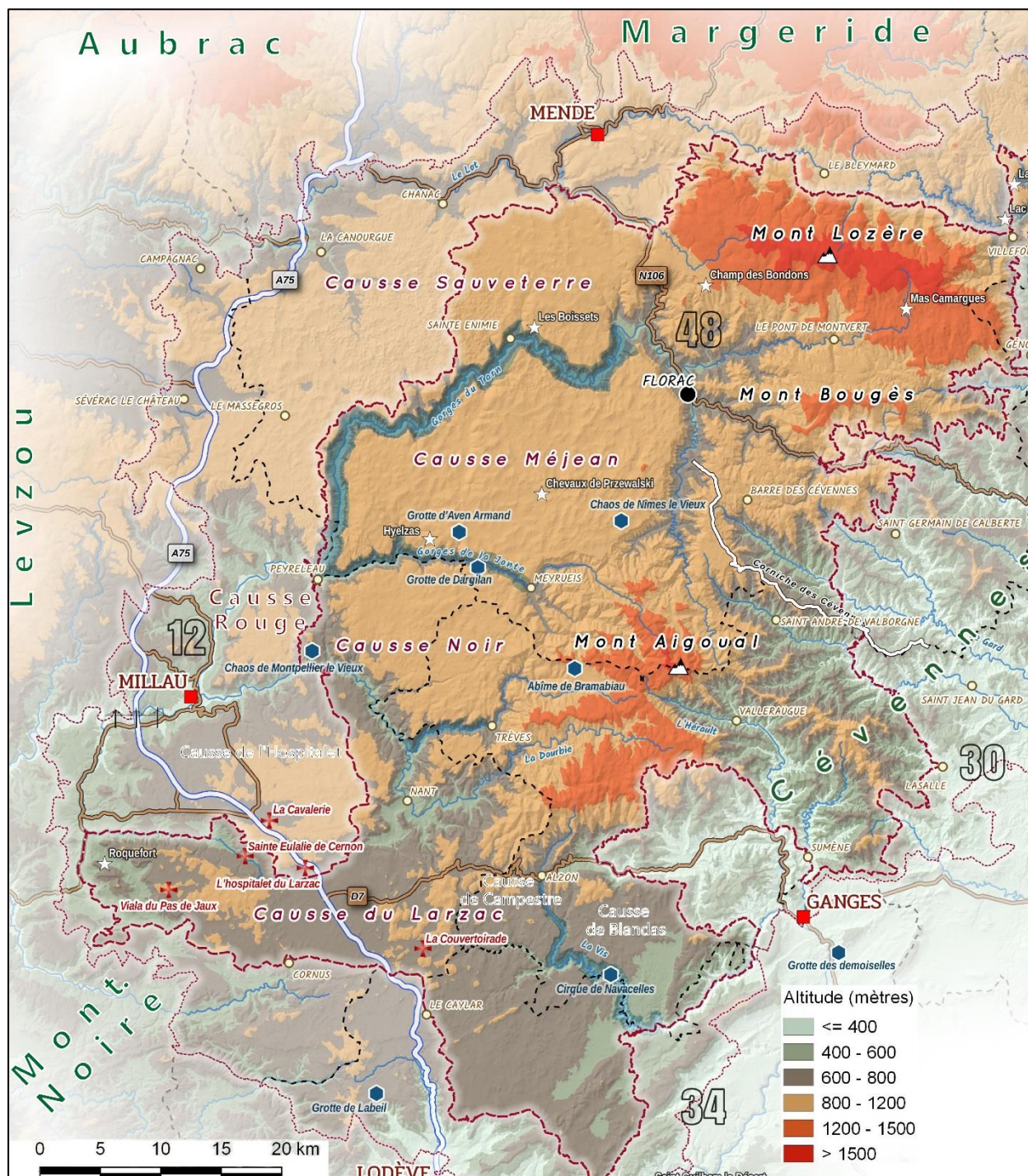


Figure 23 : Localisation des différents causses sur la carte des Grands Causses, modifié d'après EICC 2017.

2.3.1. Les dépôts du Crétacé et leur altération

Identifiés de longue date sur le causse de Campestre (Bernier, 1967 ; Allabouvette et al, 1984), les dépôts du Crétacé sont désormais à considérer comme un élément majeur et bien daté de l'évolution morphologique caussenarde (Camus, 2003 ; Bruxelles *et al.*, 1999 ; Bruxelles, 2001 ; Bruxelles, 2007 ; Bruxelles & Camus, 2010 ; Bruxelles & Camus, 2013). Les nombreux affleurements cartographiés sur les causses du Larzac, de Sauveterre et de Séverac ont déjà permis de donner une idée de la morphologie d'ensemble des Grands Causses au Crétacé supérieur. La présence de bauxites recule l'histoire continentale des Grands Causses à la charnière du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur (Bruxelles, 2001 ; Bruxelles, 2007 ; Bruxelles et Camus, 2013).

a) Les formations bauxitiques : nature et extension

Des indices de bauxites ont été découverts entre 1995 et 2001 sous forme d'affleurements discontinus, mais d'extension significative, et sous forme de blocs épars sur le Causse de Campestre, sur la partie orientale du Causse de l'Hospitalet (Bruxelles, 2001). Lors de l'étude hydrogéologique de la partie ouest du Causse de Sauveterre, il a été démontré que l'extension de ces bauxites concernait l'ensemble des Grands Causses (Bruxelles, 2007).

Ces bauxites sont issues d'une longue période d'altération latéritique et signent l'ancienneté d'une évolution continentale de type karstique à l'échelle du bassin des Grands Causses. La répartition de ces indices souligne une surface qui tronque en discordance des couches du Jurassique de plus en plus anciennes du sud-est au nord-ouest, du Portlandien sur le Larzac méridional, au Bathonien sur le Larzac central et sur le Causse de Séverac. Cette surface est aussi décelable au sud des Grands Causses, en Languedoc (Figure 22), où la bauxite repose en discordance sur des terrains plus de plus en plus vieux vers l'ouest et le nord-ouest (Husson, 2013).

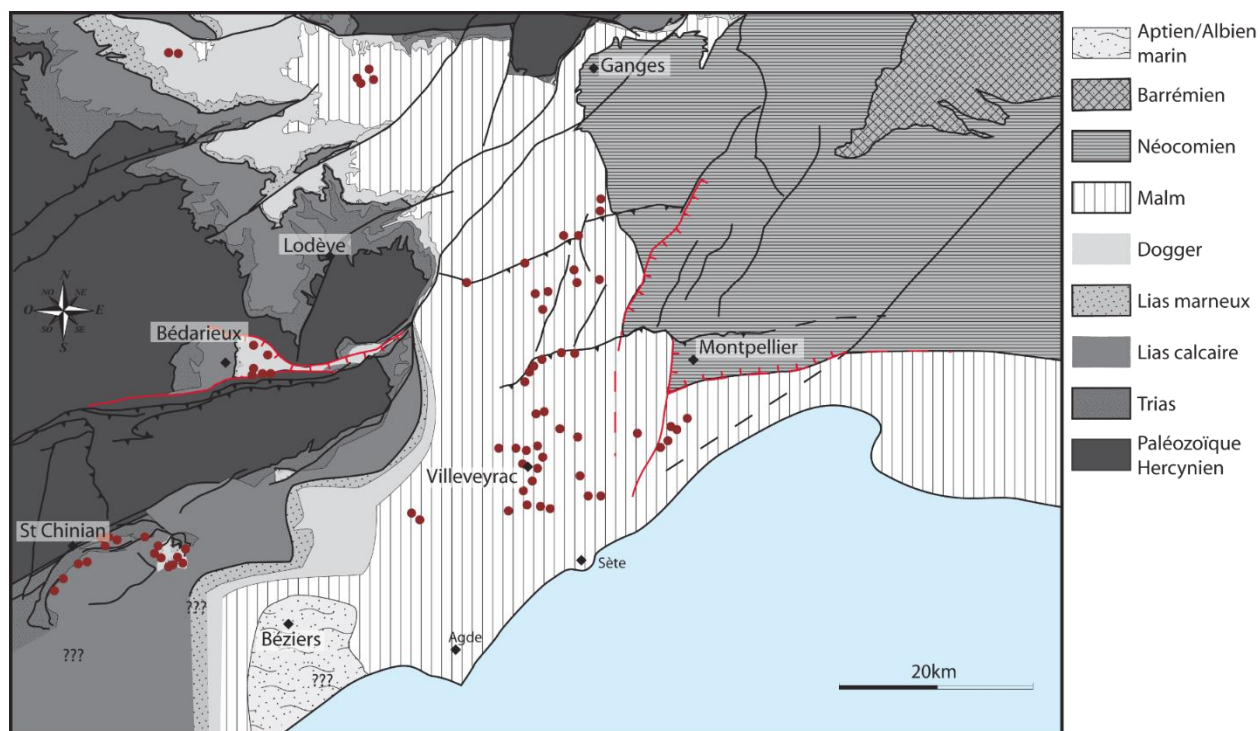


Figure 22 : Écorché du mur de la bauxite (point rouge) en Languedoc sur les terrains téthysiens. Ce mur repose sur des terrains du Jurassique supérieur à l'est, sur le Jurassique moyen et du Jurassique inférieur plus à l'ouest (Husson, 2013).

Dans les Grands Causses, la répartition et l'absence de pisolithes cassées dans ces bauxites signe d'une évolution *in situ*, et suggèrent une origine autochtone ou parautochtone de ces bauxites (Bonte, 1958, Combes 1972 ; 1990). Elles se seraient formées lors de l'altération d'une couverture sédimentaire pouvant correspondre aux dépôts marneux du Néocomien dont la présence est reconnue à l'échelle du bassin des Grands Causses et dont la dénudation est contemporaine de l'épisode géodynamique de l'Isthme Durancien (Barbarand *et al.*, 2001 ; Séranne *et al.*, 2002). L'âge de cette bauxite primaire doit être compris entre le Barrémien et l'Aptien. À la suite, lors de l'Aptien et l'Albien, ces bauxites primaires sont érodées, transportées pour être sédimentées sur les plateformes carbonatées plus au sud, en Languedoc et Provence, où elles connaissent une seconde phase d'altération (Combes 1972 ; 1990, Guendon & Parron, 1985).

b) L'ingression marine du Crétacé supérieur

Le terme *ingression* désigne l'invasion d'un paysage continental par la mer selon une surface de transgression très irrégulière correspondant au moulage de la paléo-topographie ennoyée. Ce phénomène caractérise de nombreux paysages karstiques en position littorale comme les *canali* de la côte dalmate ou les nombreux exemples de karsts ennoyés de l'archipel de Palau, de la Baie de Triton ou de la Baie d'Halong.

Des sites majeurs correspondant à ces paléogéographies ont été décrits sur le Causse de Campestre où les dépôts transgressifs reposent en discordance sur les paléotopographies calcaires et localement sur des accumulations de bauxites piégées dans des dépressions (Bruxelles, 2001). Ils nous permettent de mieux comprendre les observations réalisées sur le Causse Méjean où des formations semblables ont été reconnues.

Ces *ingressions* sont matérialisées par des grès marins (Bernier, 1967) qui moulent des morphologies différenciées comme le Serre d'Aubanel à l'est du Causse de Campestre (Bruxelles, 2001). Du pied au sommet de cette colline, on observe sur plus de 50 m de dénivelé, le contact avec le substratum carbonaté souligné par des brèches à blocs calcaires et à ciment gréseux qui correspondent à des brèches littorales marquant la transgression.

Le pendage du substratum jurassique étant très faible dans tout ce secteur, et en l'absence de re-jeux tectoniques différentiels, ces indices permettent d'évaluer une épaisseur minimale de l'ordre d'une centaine de mètres de dépôts associé à cette *ingression*.

Cette observation est en accord avec le maximum transgressif daté du Coniacien sur la courbe de Vail (Haq *et al.*, 1988). Selon les travaux de L. Bruxelles, 2001, l'examen des foraminifères (*Sornayina foissacensis*) confirment cet âge. La présence d'une forme endémique de la région gardoise permet de rattacher ces dépôts à ceux du bassin du sud-est (Figure 23), c'est-à-dire à l'extension du bassin du sud-est au Coniacien.

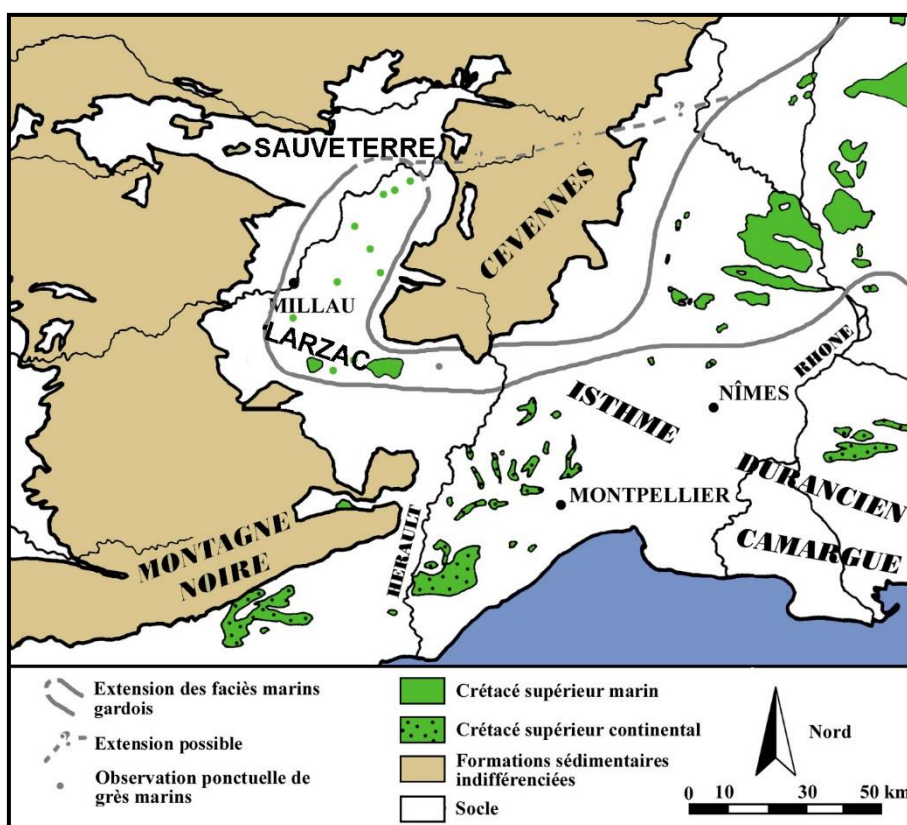


Figure 23 : Carte de répartition des affleurements reconnus de terrain datés du Crétacé supérieur en 2001 (Bruxelles, 2001). NB : sur les Grands Causses l'extension de ces dépôts marins est reconnue du Sud Larzac jusque sur les causses de Séverac et de Sauveterre (Bruxelles, 2007). La surrection des Cévennes et sa dénudation s'est réalisée plusieurs millions d'années après la mise en place des dépôts et le socle cévenol n'était pas à l'affleurement à cette époque.

Ces grès se présentent sous deux formes principales :

- des grès à ciment carbonaté en affleurement en place ou en blocs remaniés ;
- des grès altérés à ciment ferrugineux et très localement siliceux, le plus souvent en blocs remaniés.

Les faciès de ces grès sont très différents de ceux des grès arkosiques du Trias et leur âge est avéré par la flore et la faune marine du Coniacien. En raison de la discontinuité des affleurements, un âge turonien n'est pas à exclure.

c) Le Crétacé terminal

L'épisode marin du Crétacé supérieur s'achève par une phase continentale. Les oncolithes qui coiffent le Crétacé marin dans la *doline** du Luc (Bruxelles, 2001) et les marnes à pollens du Santonien supérieur à Campanien décrites dans la poche de la Virenque sur la bordure ouest du Causse de Campestre (Alabouvette *et al.*, 1984) apportent la preuve de l'existence d'une série continentale postérieure à la transgression crétacée.

Dans le Languedoc, ce sont des dépôts continentaux à galets de quartz qui clôturent la série du Crétacé (Demangeon, 1959 ; Bogdanoff *et al.*, 1984). À ce stade, les auteurs privilégient une zone de relief au sud et à l'ouest, ainsi qu'au nord avec des apports quartzeux de la Margeride (Cals *et al.*, 1980).

Ces apports silicoclastiques lointains coiffent les sommets les plus élevés des Grands Causses, notamment sur le Causse de Campestre où les remplissages de Crétacé continental ont été identifiés et ils ont perduré tout au long de la charnière Crétacé-Tertiaire.

2.3.2. Les épisodes marins du Paléocène sur les Grands Causses

Les travaux récents sur les Grands Causses et en Languedoc ont mis en évidence plusieurs épisodes marins datés du Paléocène (Peybernès *et al.*, 2003, Combes *et al.*, 2007 ; Husson, 2013). Il s'agit là aussi d'ingressions marines dans un relief karstique très différencié (à droite, Figure 24).

Les principaux indices correspondent à des remplissages de type « intra karstique » ou « intra-bréchiq ue » provoqué par l'ennoiement du karst par la mer et non à une sédimentation induite par l'hydrodynamique d'un réseau karstique de type gravifique. Ces remplissages karstiques sont caractérisés par leur contenu paléontologique et par leur faciès de *laminites** (Figure 24) correspondant à des dépôts de grès très fin indurés et parfois à des dépôts argilo-silteux contenant une nanoflore datée du Dano-Sélandien (Husson *et al.*, 2012).

L'occurrence de ces dépôts souligne des paléogéographies permettant de reconstituer des profils amont aval entre les Grands Causses (amont) et le Bas-Languedoc (aval). Dans les hautes garrigues et dans les causses la répartition de ces indices semble circonscrite dans des paléo-vallées (à gauche, Figure 24) qui ont connu un à trois épisodes d'ingression marine (Combes *et al.*, 2007 ; Husson, 2013).

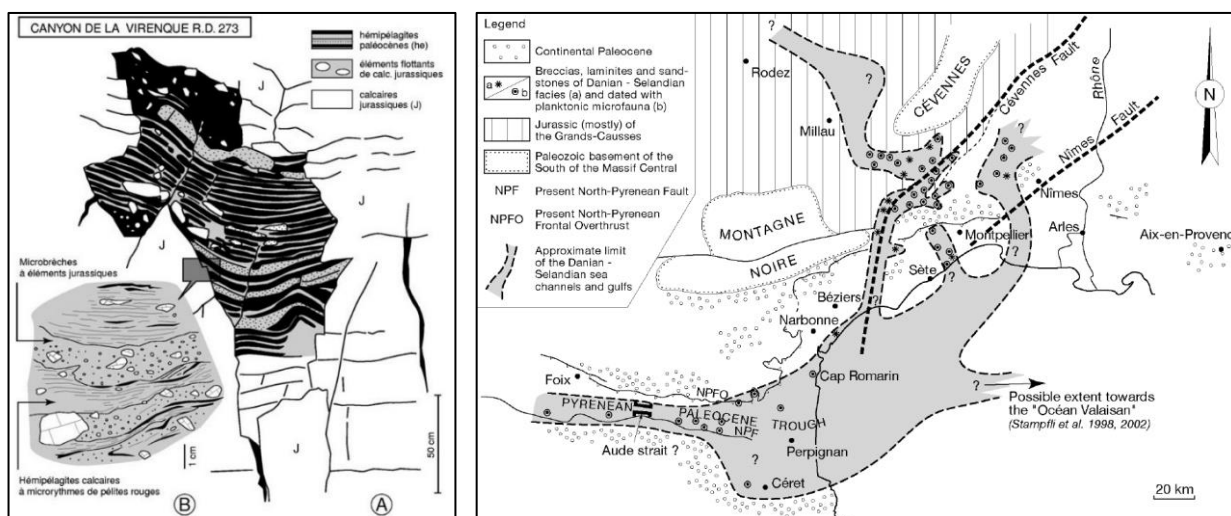


Figure 24 : Remplissage intra-karstique de laminites* à microfaune et nanoflore d'âge paléocène, Causse de Campestre, (à gauche, Peybernès et al., 2003) et extension de la mer interne paléocène du sillon pyrénéen sous forme de bras de mer dans le bassin des Grands Causses (à droite, Combes et al., 2007).

2.3.3. La diversité des témoins de l'évolution attribués au Paléogène

À l'échelle de la plaque européenne, le Paléogène est marqué par une phase d'altération majeure (Wynns et Guillocheau, 1999). Dans les bassins sédimentaires où affleurent des calcaires siliceux et/ou gréseux, cette phase d'altération se traduit par la formation d'argiles ou de sables à chailles (Bruxelles, 2001 ; Bruxelles et Camus, 2010, 2013 et 2014). Sur le socle, cette altération de type latéritique conduit au modelage d'une grande partie des paléosurfaces du socle centralien (Wyns, 2015) soumise ensuite à l'érosion. Le produit de cette érosion s'est accumulé sous forme de formations silicoclastiques dans les bassins

périphériques, dont le bassin des Grands Causses, en contrebas de la Margeride et du Levézou (Figure 3).

a) Les dragées de quartz, faciès local du « Sidérolitique »

Sur les Grands Causses, les apports détritiques lointains sont matérialisés par des dragées de quartz ovoïdes à cortex rubéfié. Sur les Grands Causses septentrionaux et jusque sur le Causse de Blandas, ces apports proviennent en grande partie de la Margeride (Demangeon, 1959 ; Cals *et al.*, 1980). À cette époque, le socle cévenol n'était pas encore à l'affleurement.

La formation initiale de ces dragées est une formation silicoclastique, pour laquelle aucun argument paléontologique n'a jamais permis de préciser l'âge, mais qui peut être attribuée à un intervalle entre le Crétacé terminal (Bruxelles *et al.*, 1999) et les premières époques du Tertiaire (Camus, 1999, 2001 et 2003).

Les dragées de quartz sont issues de l'altération de cette ancienne couverture sédimentaire silicoclastique aujourd'hui presque entièrement évacuée, ou au mieux, conservée de façon discontinue depuis les sommets jusqu'au fond des dépressions, voire dans l'*endokarst**, ce qui signe de multiples remaniements.

Ces caractéristiques associées avec la présence concomitante d'enduits et de nodules ferrugineux permettent de les utiliser comme un faciès morphosédimentaire, en l'occurrence le « sidérolitique » des auteurs (Demangeon, 1959; Cadillon, 1970 ; Cals *et al.*, 1980). Ce « sidérolitique » se distingue des dépôts de galets de quartz d'exsudat livrés par l'érosion du socle cévenol et abondant dans les formations fluviatiles allochtones plus récentes des causses et des vallées.

b) Les formes et formations fluviatiles tertiaires

Les épandages détritiques des plateaux sont classiquement attribués depuis Martel à des paléo-écoulements fluviatiles antérieurs au creusement des canyons. Cette notion, localement vérifiable, a été abusivement systématisée, depuis les travaux de Cadillon (1970), à toutes les formations détritiques caussenardes. Le stock silicoclastique résiduel à la surface des causses peut avoir une origine ancienne associée à l'altération du « sidérolitique » (Rouire, 1970 ; Cadillon, 1970 ; Cals *et al.*, 1980). Bruxelles (2001), Camus (1999 ; 2003) ont pu démontrer la possibilité de différencier les dépôts selon leur origine marine ou continentale.

Les dépôts fluviatiles deltaïques à forte proportion de galets de quartz de la basse vallée de l'Hérault sont corrélés à ces épandages détritiques de plateaux. Dès le passage oligo-aquitain, des apports exogènes sont piégés dans le bassin de l'Hérault. Ils deviennent abondants avec l'invasion marine du bassin lors de l'ouverture de la Méditerranée occidentale au Burdigalien (Séranne *et al.*, 2002). Les séries détritiques sont constituées de galets bien roulés (quartz, lydienes, chailles et calcaires jurassiques). Cet apport exogène matérialise le début des transits concentrés de matériel allochtone à travers le Larzac, en provenance du socle cévenol (Camus, 2003 ; Séranne *et al.*, 2002). Cela traduit la mise en place d'une pente régionale inclinée vers le Sud, provoquée par la subsidence thermique du bassin méditerranéen et la remontée du massif Central en relation avec l'activité volcanique (Séranne, 1999).

Sur les Causses, les témoins fluviatiles du début de l'incision des gorges qui pourraient être corrélés à cet enregistrement néogène ne fournissent pas, contrairement au volcanisme, de datations précises. On ne peut alors que relever en de nombreux points, l'existence de témoins de très hautes alluvions des gorges caussenardes qui enregistrent les stades plus ou moins réguliers de l'évolution de leur creusement (Ambert *et al.*, 1978 ; Camus, 1999) et qu'il serait nécessaire de dater afin de mieux caler l'inscison des réseaux.

2.3.4. L'âge du creusement des canyons et le creusement diachrone* des vallées périphériques

La mise en place du réseau hydrographique indique une rupture géodynamique majeure dans l'évolution des surfaces des causses. Deux stades de la structuration de ce réseau sont à distinguer :

- l'incision des canyons qui tranchent l'entablement calcaire et dolomitique des causses au cœur des massifs ;
- le creusement des vallées périphériques qui déchausse les massifs karstiques au contact du socle ou des termes marneux portés à l'affleurement.

Les informations paléogéographiques concernant la mise en place de ce réseau hydrographique sont fournies par les formes et formations fluviatiles, par des témoins hérités du fonctionnement karstique, comme les travertins, ou volcaniques qui scellent les points bas et les bordures des Grands Causses.

a) Les enregistrements d'un creusement miocène au cœur des Grands Causses

Au niveau des gorges du Tarn, le volcanisme permet de mettre en évidence un début d'incision des vallées des Grands Causses dès le Miocène (Ambert, 1991). Ces observations sont en accord avec les enregistrements sédimentaires néogènes du Bas-Languedoc (Ambert, 1991 ; Séranne *et al.*, 2002).

Le volcan d'Azinières (Figure 25, A) situé sur le Causse Rouge, est daté du Miocène supérieur (5,75 Ma, Gillot, 1974 ; Dautria *et al.*, 2010). Il recouvre le revers structural de l'avant-causse préalablement dégagé d'une partie des dépôts jurassiques dont la butte témoin du Puech d'Andon, à l'est, rappelle l'extension.

La topographie pré-volcanique de l'avant-causse scellée à Azinières domine, au sud, le lit du Tarn de près de 400 mètres et la surface des Grands Causses incisée par le canyon du Tarn se trouve 400 m au-dessus. Il apparaît que, lors de la mise en place de ce volcan d'âge messinien, le Tarn était déjà en contrebas de la corniche de ce causse. Le volcanisme d'Azinières indique donc que dès le Miocène récent (Tortonien ?) le creusement des gorges était effectif.

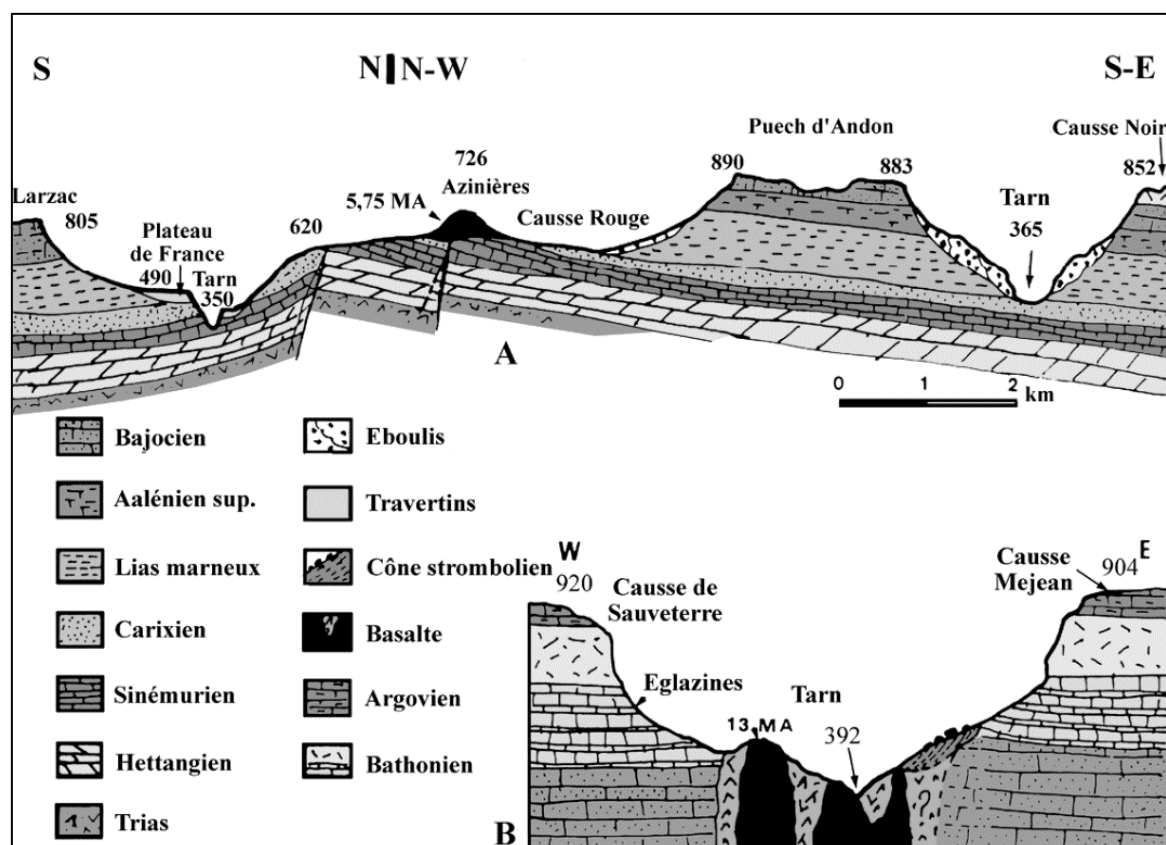


Figure 25 : Éléments de datation du creusement du canyon du Tarn (modifié d'après Ambert, 1991).

Au plus près du causse Méjean, l'édifice basaltique d'Églazines a été daté de $13 \pm 0,4$ Ma (Gillot, 1974), puis de $14,0 \pm 0,3$ Ma (Dautria et al, 2010). Il est composé d'une structure souterraine (*diatrème**, dykes, brèches) révélée postérieurement par l'érosion, sous-jacente à des éjectas volcaniques incontestablement aériens (pépérites phréatiques, éjectas stromboliens, brèche d'écroulement). Ces éjectas s'appuient contre l'encaissant jurassique avec de fortes pentes, à la limite du talus d'équilibre (Figure 25, B). Ce sont les dykes qui traversent les brèches de *pipe* qui ont été datés.

L'état exact du creusement des gorges, antérieur au volcanisme, reste cependant difficile à préciser du fait des mécanismes de mise en place des éléments volcaniques et de l'histoire géologique qui ont suivi.

b) Vallées périphériques, combes et reculées karstiques

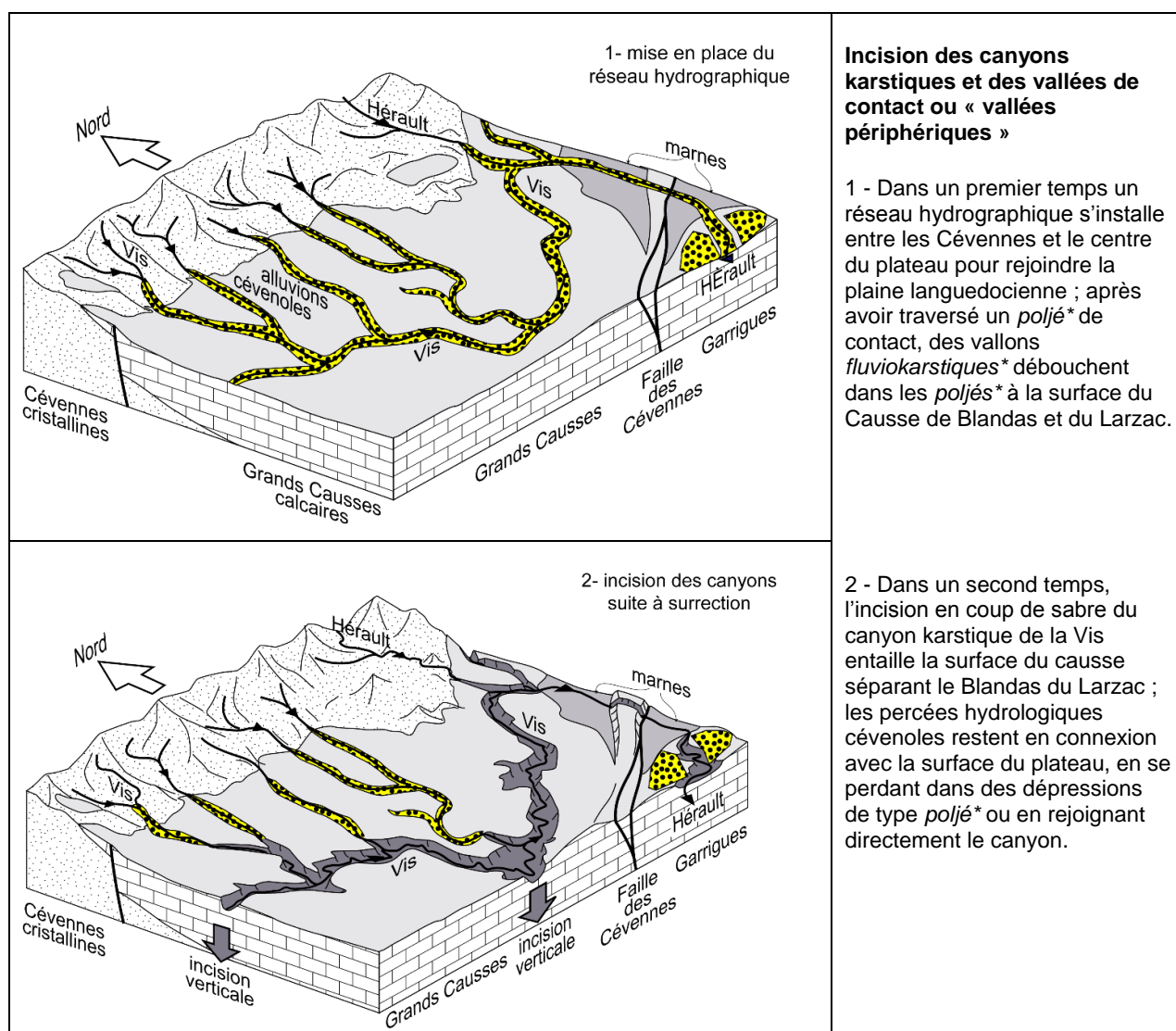
Les affluents du canyon karstique du Tarn drainent des bassins versants en périphérie des causses. Pour les bassins versant du Tarnon, du Cernon ou de la Sorgues, les situations structurales de ces vallées sont diverses, mais présentent toutes des caractères qui ne sont pas associés à des phénomènes de karstification.

La mise en place et le développement de ces bassins versants découlent d'une dynamique d'érosion régressive au dépend des roches non karstifiables en périphérie des massifs karstiques. Cette dynamique implique une incision préalable des canyons karstiques pour permettre l'évacuation fluviatile des insolubles. D'un point de vue dynamique, l'extension de ce néo-réseau de « vallées périphériques », en bordure des massifs karstiques, démarre à partir des axes de drainage préalablement constitués par les fonds de canyon karstiques (Camus, 1999, 2003 et 2010), hérités du Néogène.

Cette dynamique de recul des vallées périphériques est ainsi à l'origine des nombreux cas de capture de bassins versants. L'exemple de la vallée de l'Arre à l'origine de la déconnexion du Causse de Blandas de ses anciens amonts cévenols (Figure 26) ou de la haute Dourbie qui capture une partie de la tête du réseau hydrographique de la Virenque près de Sauclières en sont des exemples didactiques.

Cette vague érosive initiée en grande partie par la remontée du niveau de base et son maintien à un haut niveau pendant 1,5 Ma au Pliocène s'opère en deux temps :

- 1) dysfonctionnement, voire blocage, du drainage karstique qui s'accompagne du développement de *poljés** dans les bassins d'alimentation karstiques. Ce blocage permet la mise en place d'un réseau hydrographique qui exploite préférentiellement les zones imperméables (Figure 26, phase 2) ;
- 2) entretien et expansion du réseau de vallées périphériques par recul des versants et formation de cuestas sous l'effet des oscillations climato-eustatiques du Plio-Quaternaire. De cette dynamique régressive résulte une nouvelle physiographie du réseau hydrographique. L'exploitation des terrains meubles aboutit ainsi au déchaussement des structures calcaires et dolomitiques et à l'isolement des plateaux, ici particulièrement au contact du socle cévenol comme la vallée du Tarnon et de la haute Jonte ou encore la haute Dourbie (Figure 26, phase 3).



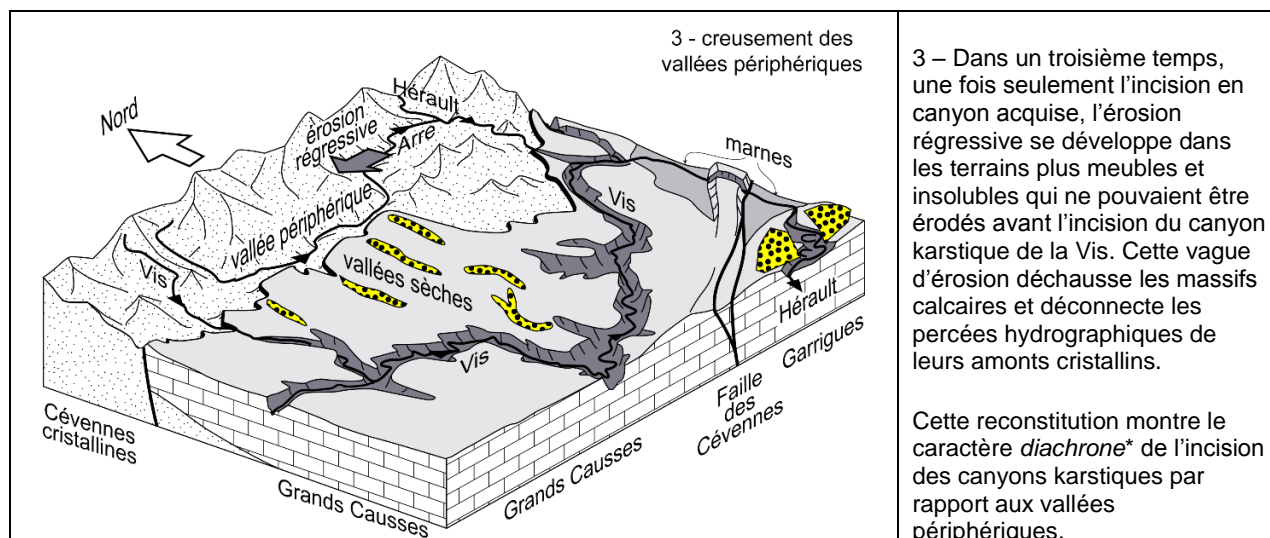


Figure 26 : Blocs diagrammes illustrant la déconnexion des percées hydrographiques du Causse de Blandas par le recul par érosion régressive de la vallée périphérique de l'Arre (Séranne et al., 2002 et Camus, 2003, modifié).

2.4. LA DÉFORMATION DU CAUSSE

2.4.1. Les failles

Les déformations au sein du Causse Méjean se manifestent par deux types de structures d'échelle cartographique: les failles et les plis. À l'échelle de l'affleurement, les structures et microstructures observées sont les plans de failles avec ou sans microstructures (stries, crochons, ...), les fractures, les plis. Cette déformation est cassante et est associée à trois épisodes :

- dès le Trias puis surtout à la fin du Lias calcaire (Sinémurien), une première phase d'extension de direction est-ouest, s'accompagnant de failles normales et de blocs basculés, découpe le Causse ;
- entre le Bathonien inférieur et le Bathonien supérieur, s'opère un nouvel épisode extensif de direction est-ouest avec failles normales et le basculement de blocs ;
- au Crétacé supérieur et surtout à l'Éocène, la compression pyrénéenne, de direction Sud-Nord, permet le rejeu des failles préexistantes avec une forte composante en décrochement, la formation de plis d'axe est-ouest (Macquar, 1973 ; De Charpal et Trémolières, 1974).

De nombreuses failles structurent le Causse Méjean (Figure 4). Dans la partie orientale du Causse, les failles sont classiquement distinguées en deux ensembles, le faisceau de Meyrueis au sud et le faisceau de Montmirat au nord. Elles constituent vraisemblablement un même ensemble en bordure orientale du massif cévenol et dont la direction évolue depuis bord-nord-ouest – sud-sud-est (à Montbrun), nord-sud (Quézac), à nord-nord-est – sud-sud-ouest (Meyrueis). Dans la partie centrale et occidentale du Causse, les failles importantes sont la faille subméridienne de la Parade qui découpe le Causse en deux et la faille des Malines de direction est-ouest, les failles subméridiennes du Rozier.

a) Le faisceau de Meyrueis

Les travaux les plus détaillés concernant ce faisceau de failles sont ceux de Macquar (1973) dans le secteur de Meyrueis. Selon cet auteur, ces failles qui constituent la bordure des

massifs cévenols résulteraient du rejeu de structures varisques réactivées. Elles sont actives essentiellement à deux périodes :

- au Jurassique inférieur (Sinémurien-Carixien) et moyen (Bajocien supérieur – Bathonien inférieur), ces failles délimitent des blocs basculés et correspondent à des failles normales avec abaissement des compartiments ouest ;
- au cours de l'orogénèse pyrénéenne (Crétacé supérieur et Éocène), elles sont reprises par des mouvements décrochants senestres (Figure 27).

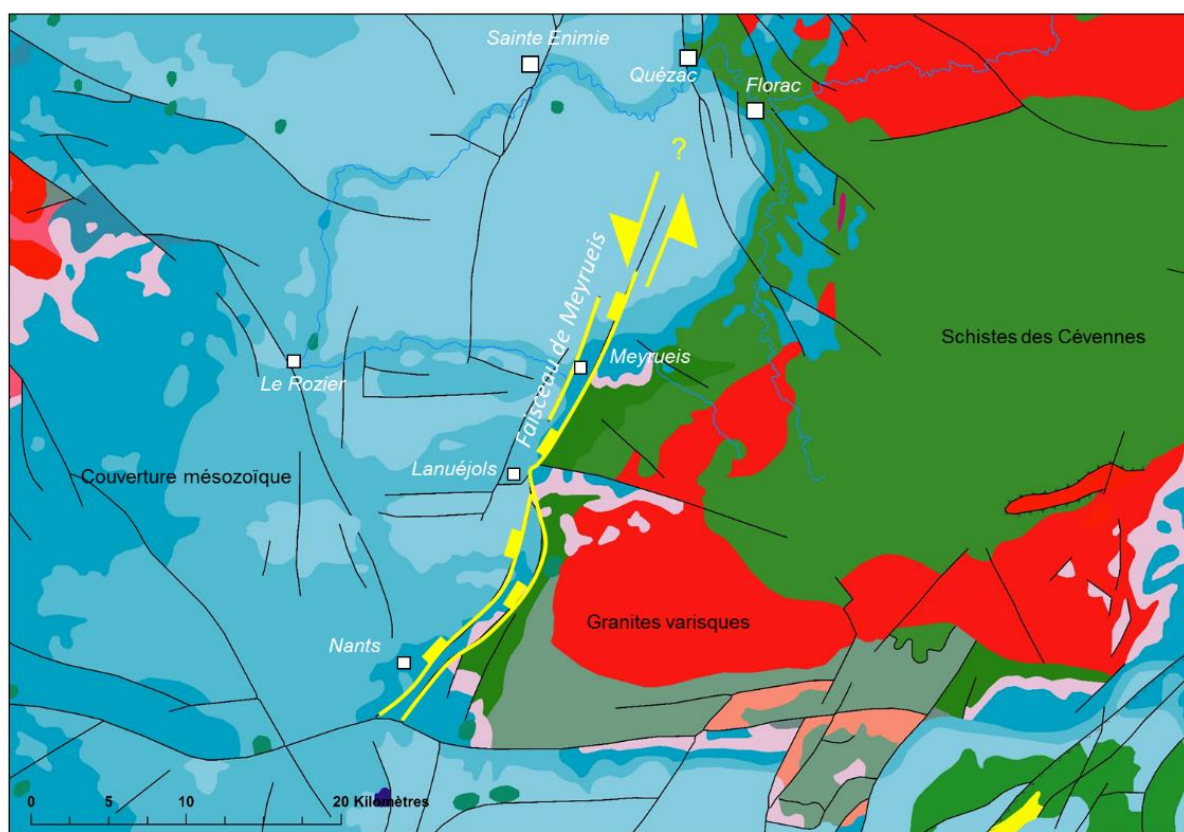


Figure 27 : Localisation et extension du faisceau des failles de Meyrueis (en jaune.)

Parmi ce réseau de failles, les failles de socle faisant disparaître de l'affleurement le socle varisque et l'Hettangien dans le compartiment ouest, apparaissent les plus structurantes. Elles sont reconnues sur plus de 40 km de Nants à Meyrueis. Gèze (1985) estime le rejeu de ces failles normales à 1000 m entre Nant et Trèves. A Lanuéjols, le report de l'altitude NGF du toit du socle d'après les cartes géologiques et les données de sondages réalisés par S.M.M.P. suggèrent qu'il est de l'ordre de 300 m (Figure 28).

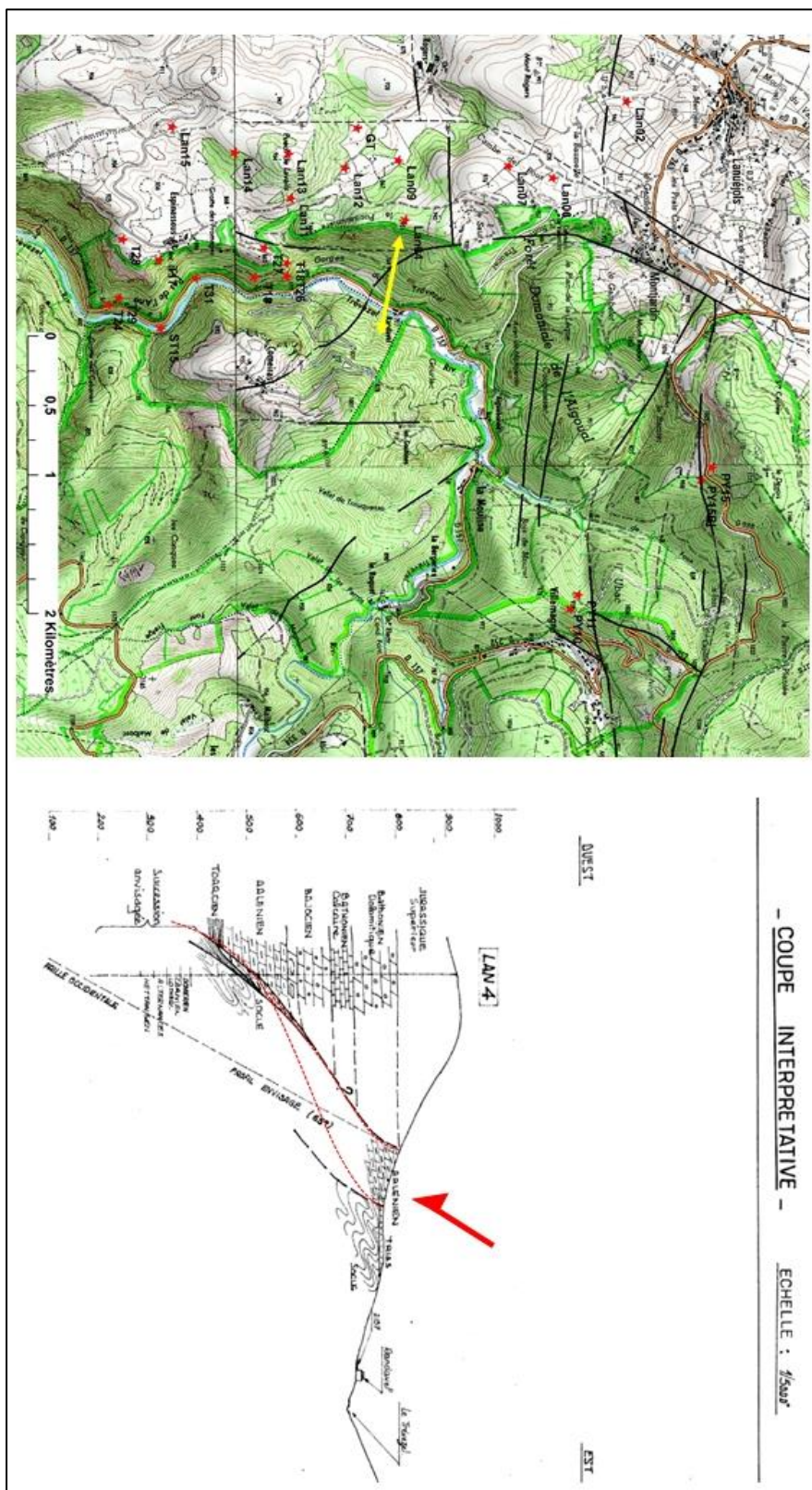


Figure 28 : Localisation des sondages (points rouges) de la Penaroya et coupe interprétative montrant (fêche jaune) le jeu en faille normale de l'ordre 300 m.

Au nord-est de Meyrueis, les failles se divisent en de nombreux tronçons jusqu'à atteindre la bordure sud du Causse Méjean (Figure 29). On peut les observer depuis le Puech Pouchut (Figure 30). Elles affectent le Jurassique inférieur et moyen en provoquant des décalages apparents plurimétriques dans les formations du Jurassique supérieur, les décalages sont de plus faible amplitude. Bien cartographiée au niveau de la vallée dans les terrains du Jurassiques inférieur et moyen, elles sont plus difficilement cartographiables sur le causse. Cela suggère un fonctionnement essentiellement antérieur au jurassique supérieur qui a légèrement été repris tardivement. Aucune observation d'affleurement démontrant le caractère normal de ces failles n'a été observé sur le terrain mais il est attesté par les sondages dans le secteur de Lanuéjols (Figure 28).

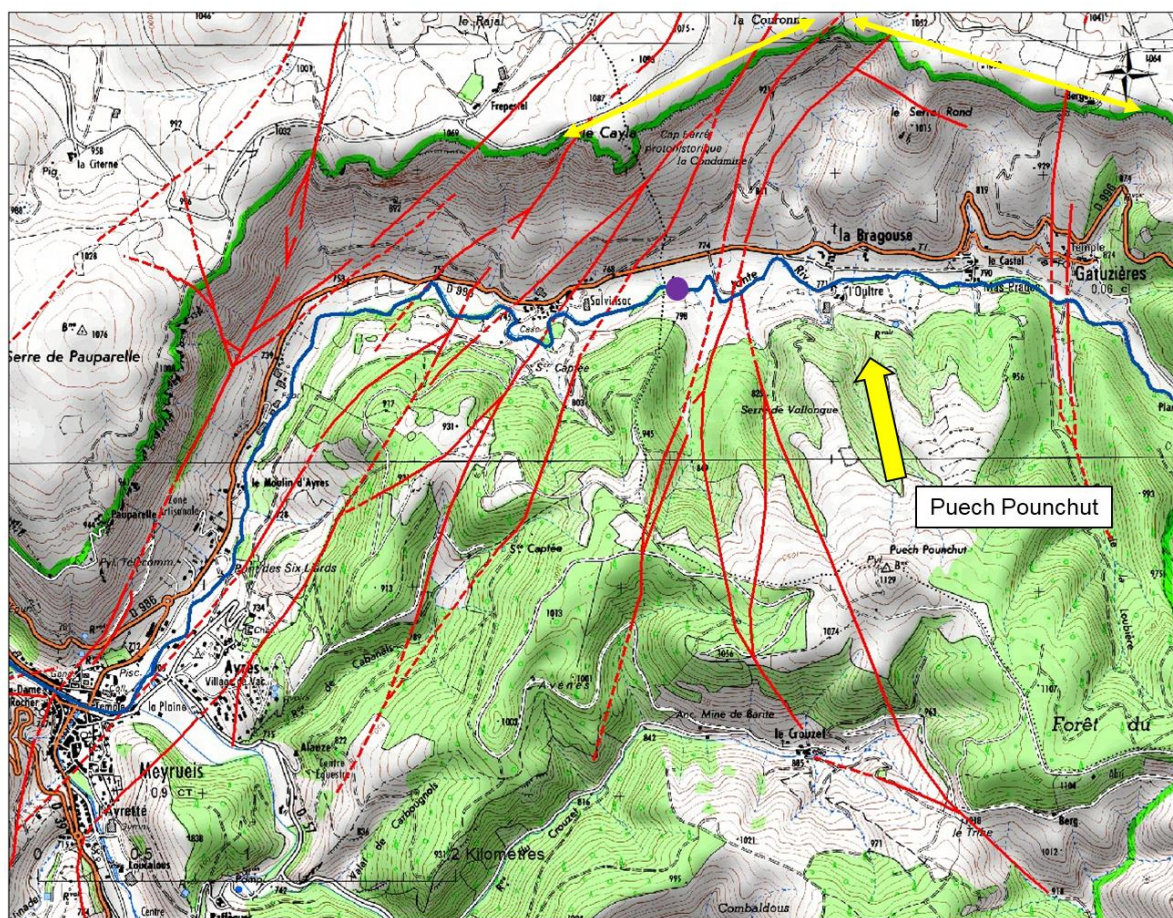


Figure 29 : Localisation des failles en rouge au sud du Causse Méjean dans le secteur de Meyrueis. Cercle violet : localisation de l'affleurement de dolomies hettangiennes dans le lit de la Jonte (Figure 33).

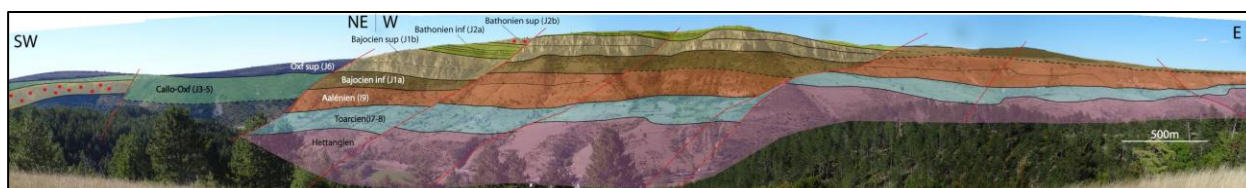


Figure 30 : Vue panoramique interprétée depuis le Puech Pouchut (localisation sur figure 31) sur les failles du faisceau de Meyrueis (photo C. Araïgno).

Une coupe dans le lit de la Jonte entre Meyrueis et Gatuzières permet d'observer des failles à l'échelle de l'affleurement (Figure 31). Les formations hettangiennes sont affectées par de nombreuses fractures aujourd'hui ouvertes correspondant à des plans de failles. Certains plans présentent des stries horizontales, ce qui suggèrent que ces failles initialement normales ont sans doute rejoué en décrochement plus tardivement.

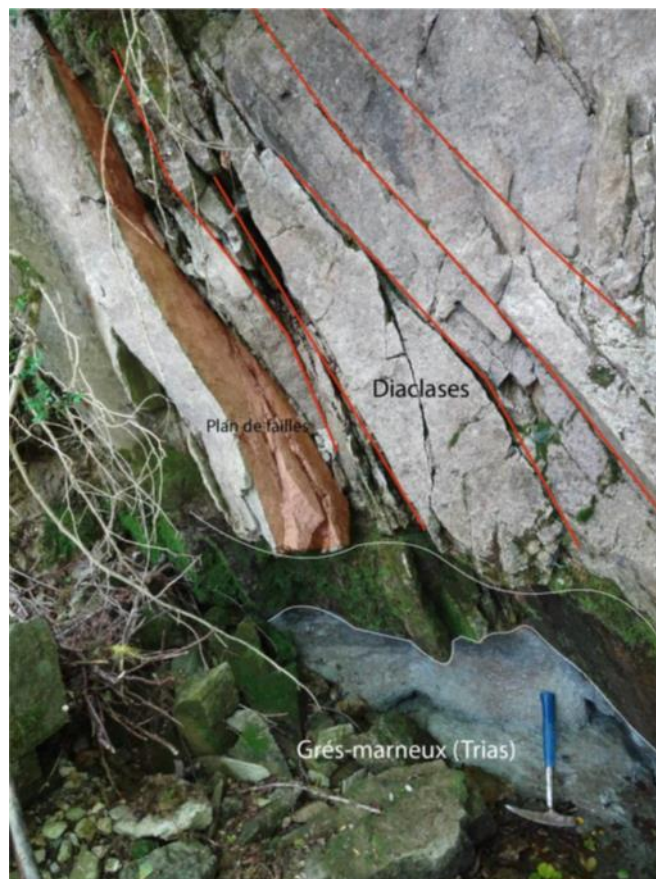


Figure 31 : Affleurement des dolomies hettangiennes affecté par des failles et des fractures. Voir localisation sur la figure 31 (photo C. Araïgno).

b) Le faisceau de Montmirat

Le faisceau de failles de Montmirat est présent sur la bordure nord-est du Causse, et orienté selon la direction nord-sud à nord-nord-ouest – sud-sud-est. Ces failles sont considérées comme ayant joué dans un premier temps en faille normale avec abaissement des compartiments situés à l'ouest puis en décrochements senestres (De Charpal & Trémolières, 1974).

Le long de la départementale 16, menant de Florac au plateau du Causse, plusieurs affleurements laissent apparaître une des failles du faisceau de Montmirat. Elle met en contact le Bajocien J1 et l'Oxfordien. Sur la carte géologique, cette faille d'orientation NS apparaît soit comme une faille dextre soit comme une faille normale avec abaissement du compartiment ouest (Figure 32). A l'affleurement, le contact n'est pas souligné par un plan de faille avec microstructures permettant de déterminer la cinématique de la faille mais par un couloir d'altération, de bréchification sans doute lié à la nature des matériaux affectés.

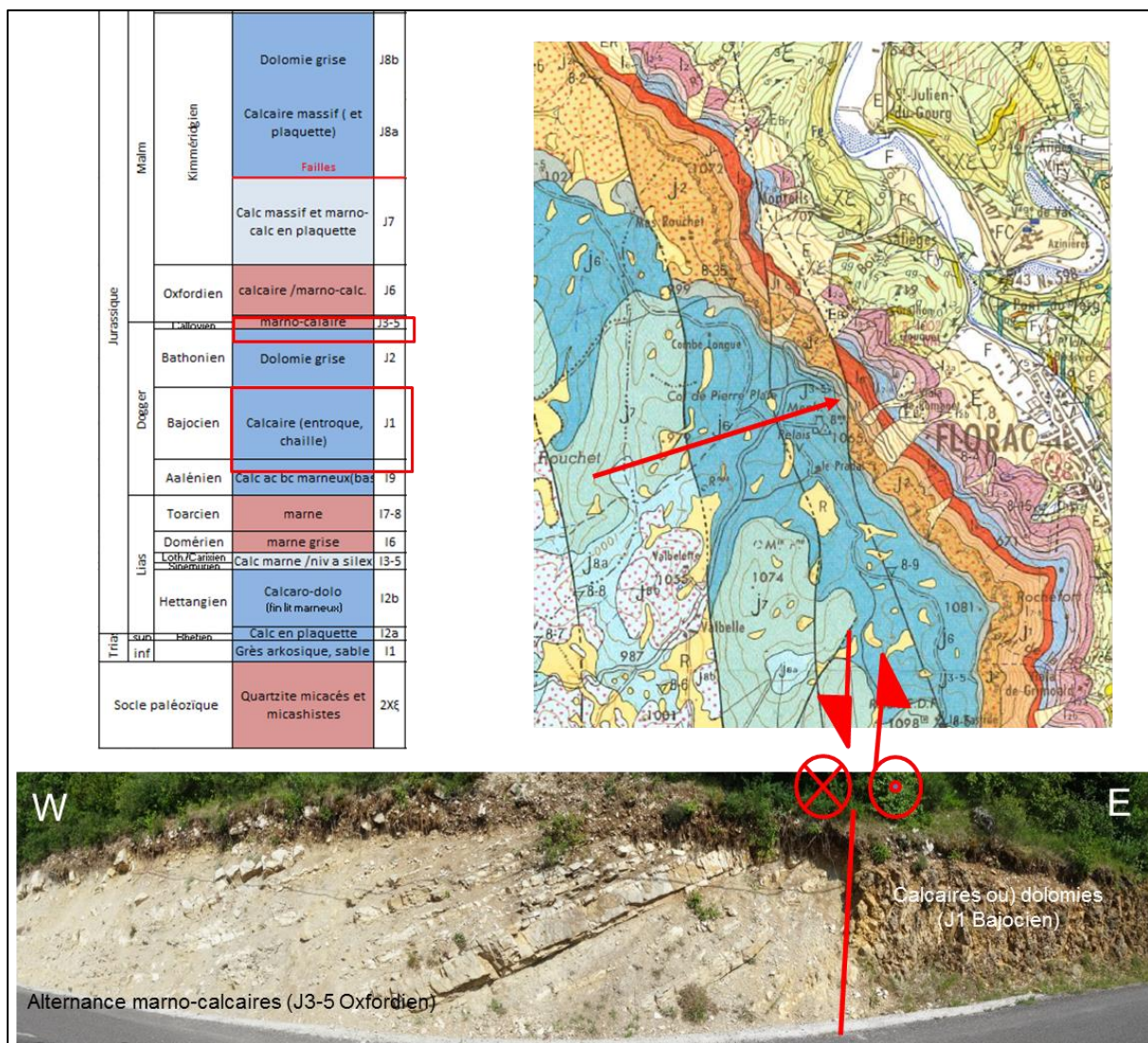


Figure 32 : Observation d'une des failles du faisceau de Montmirat (photo C. Araigno).

À Quézac, une faille de même direction passant par Moline puis Quézac avant de rejoindre le Causse est indiquée sur la carte géologique. Elle n'a pas été observée à l'affleurement. Cependant, l'altitude NGF de deux sondages (Proto 1 et Proto 2, données BSS) montre un différentiel de l'ordre de 267 m de part et d'autre de la faille. Cette faille correspond à une faille normale avec abaissement du compartiment ouest (Figure 33).

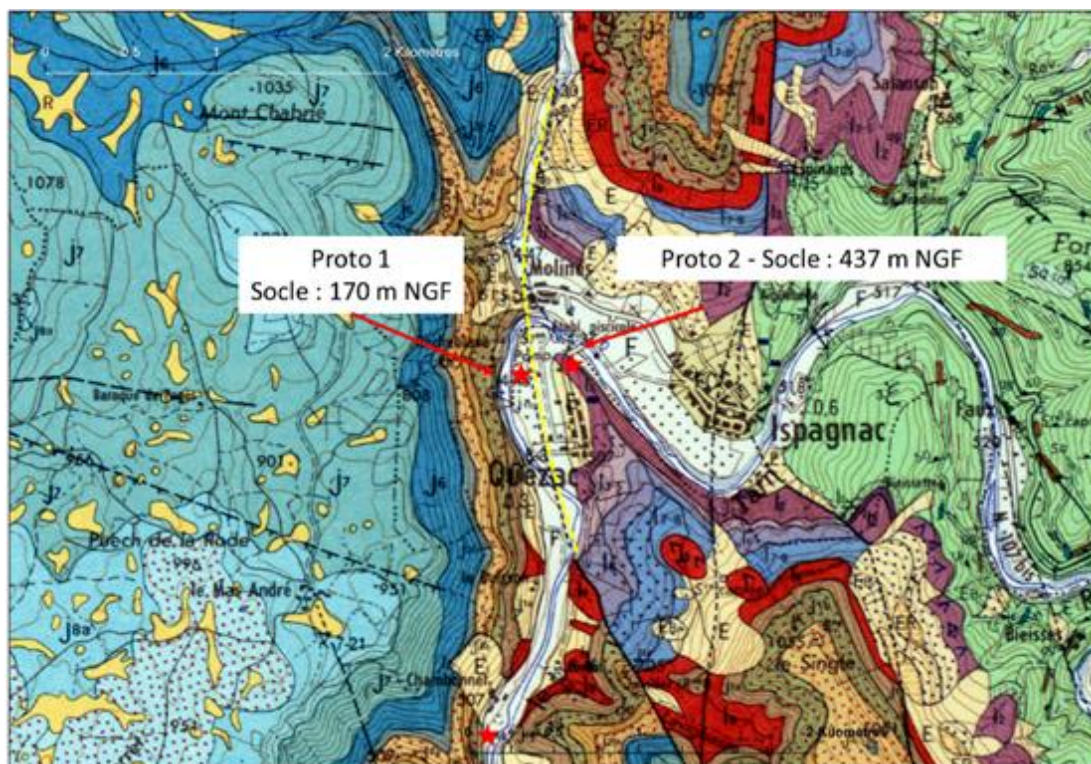


Figure 33 : Localisation de la faille de Moline-Quézac et des sondages Proto 1 et Proto 2.

c) La faille de la Parade

De direction nord-sud, la faille de la Parade sépare dans sa partie médiane, le Causse Méjean en deux, depuis les gorges du Tarn jusqu'à celles de la Jonte.

Dans les gorges de la Jonte, cette faille se caractérise par une zone de brèches d'une dizaine de mètres d'épaisseur avec des blocs de taille variée séparés par unciment argilo-sableux ocre (Figure 34). Les fractures mesurées sont essentiellement subméridiennes (N000-010 et N165) à pendage 70-80° vers l'est. Aucune microstructure permettant de déduire la cinématique n'a été observée. La faille met en contact le Bathonien inférieur (J2a) et supérieur (J2b), ce qui suggère un mouvement en faille normale avec abaissement du compartiment ouest. Cette même cinématique est déduite sur le Causse Méjean et dans les gorges du Tarn à proximité de Saint-Chély. Cette faille, probablement déjà active au Dogger en même temps que les failles du faisceau de Meyrueis, a vraisemblablement joué ultérieurement.



Figure 34 : Affleurement des brèches (à gauche du trait discontinu rouge) au niveau de la faille de la Parade. À droite, les calcaires du Bathonien sont affectés de fractures subparallèles à la faille principale (traits discontinus noirs) (photo C. Araigno).

d) Le faisceau du Rozier

De direction nord-sud à nord-nord-est – sud-sud-ouest, ces failles sont situées à l'extrémité sud-ouest du Causse Méjean (Figure 35). Présentant des décalages en failles normales avec abaissement du compartiment ouest. Les décalages sont généralement de faible intensité. Les failles sont le plus souvent caractérisées par une zone bréchique plurimétrique similaire à celle de la faille de la Parade.

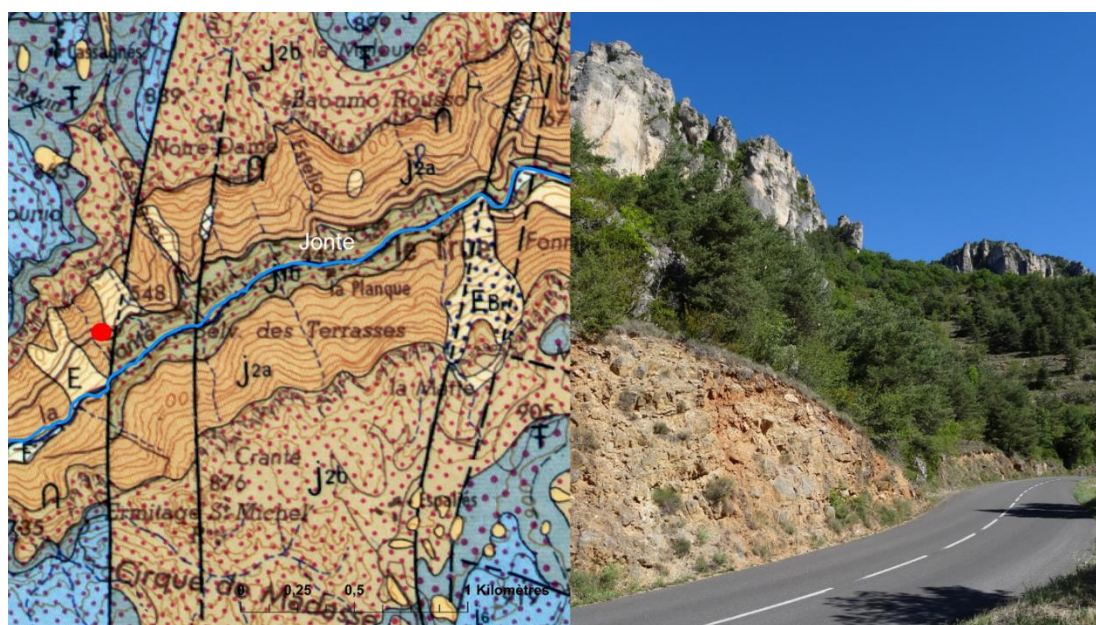


Figure 35 : Faille normale du faisceau du Rozier localisée par le point rouge mettant en contact les dolomies du Bajocien supérieur avec les calcaires du Bathonien inférieur. À droite, zone bréchique correspondant au couloir de la faille (photo C. Araigno).

e) Les failles est-ouest

Plusieurs failles d'extension plurikilométriques affectent le Causse Méjean : la faille du Pas-de-Souci, la faille de la Malène et la faille de Hauterives (Figure 4). La faille au sud du Pas-de-Souci est une faille normale avec abaissement du compartiment nord, mettant en contact les calcaires du Bajocien avec dolomies du Kimméridgien. Ce décalage important est conforté par la coupe transversale de l'anomalie magnétique associée aux émissions volcaniques du Dogger (Gèze *et al.*, 1980). Des structures de même direction sont indiquées depuis le cirque de Pognadoires jusqu'à la Malène. Dans ce secteur, les couloirs d'altération sont nombreux avec la présence d'argiles rouges et de sables dolomitiques (Figure 36). Localement, des fractures tardives mesurées de direction N110-130 présentent des stries avec un pitch de 25° vers l'est sans critère cinématique apparent. Quant à la faille de Hauterives, elle présente une cinématique en faille normale avec abaissement du compartiment sud, mettant en contact les calcaires du Bathonien et les dolomies du Kimméridgien (Figure 37). Cette faille d'extension plurikilométrique atteint sur le Causse la plaine de Chanet où elle bute contre les failles du faisceau de Meyrueis.

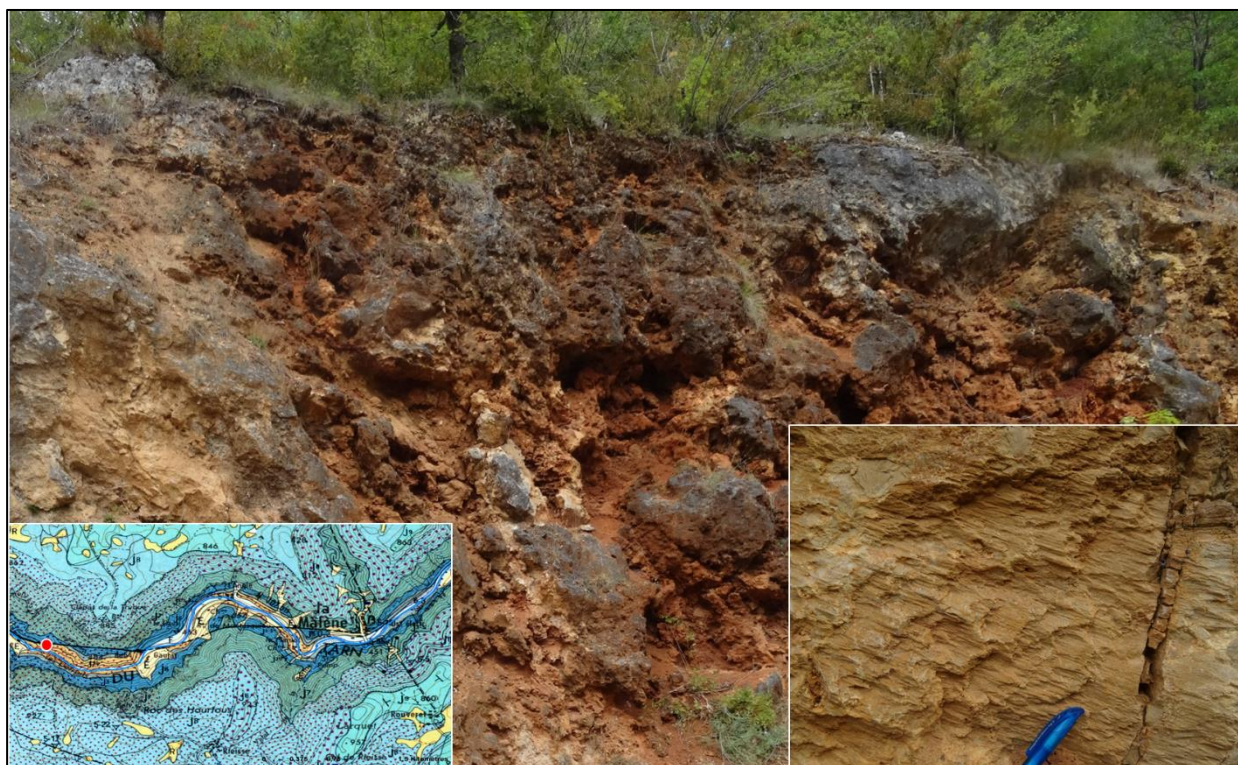


Figure 36 : Secteur intensément fracturé, altéré et bréchifié à l'ouest de la Malène (point rouge sur la carte). Des plans de fractures tardifs présentent des stries à faible pitch indiquant des mouvements tardifs à cinématique décrochante senestre (photo C. Araïgno)..

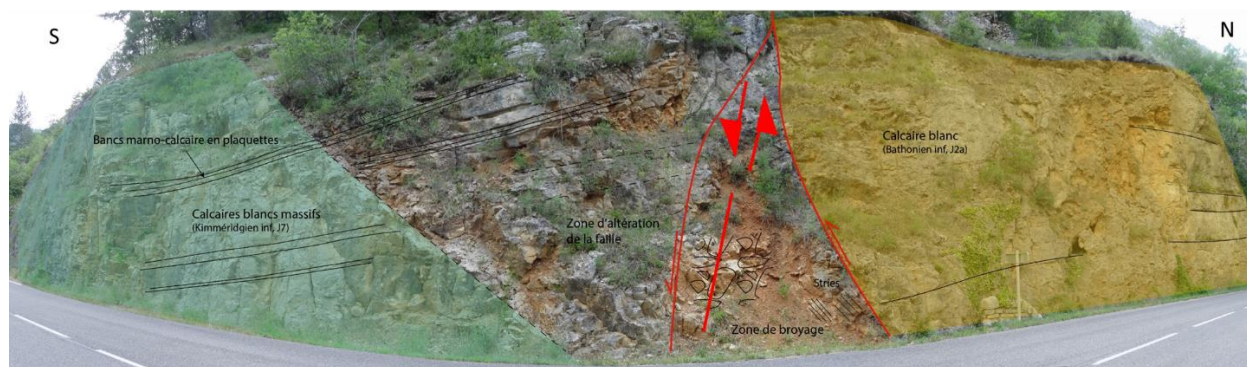


Figure 37 : Faille normale de Hauterive mettant en contact les calcaires du Bathonien et du Kimméridgien (photo C. Araïgno).

Les failles est-ouest à ouest-nord-ouest – est-sud-est sont attribuées à la compression pyrénéenne à l'Éocène (Gèze *et al.*, 1980). Affectées par des rejeux ultérieurs, les microstructures et les plans de faille sont la plupart du temps oblitérés par des épisodes de fracturation, bréchification et altération successifs. Cette compression est également à l'origine de la formation de plis.

2.4.2. Les plis

Les plis et microplis sont peu visibles sur l'ensemble du causse. La stratification étant subtabulaire à l'échelle du causse, ce sont des plis peu nombreux, de grande longueur d'onde. L'allure des trajectoires de stratification et leur plongement permet de définir des axes de plissement, d'orientation est-ouest à l'échelle du causse (Figure 38). Ces plis sont associés à la compression pyrénéenne (Gèze *et al.*, 1980). À l'échelle de l'affleurement, on observe ces plis sur les falaises bordant les gorges.



Figure 38 : Pli dans les calcaires du Bathonien inférieur au-dessus du village des Vignes. Montbrun (photo C. Araïgno).

2.4.3. Les brèches d'effondrement

Des brèches de grande dimension d'échelle kilométrique, sont indiquées sur le pourtour du causse (à proximité de Saint-Chély, à Montbrun, au nord de Meyrueis). Peu visibles sur le causse, elles sont spectaculaires sur le Causse de Sauveterre en face de Montbrun où elles sont constituées de blocs plurimétriques (Figure 39). Elles sont vraisemblablement associées à l'effondrement de karsts mais aucune donnée ne permet de préciser l'âge de la bréchification.

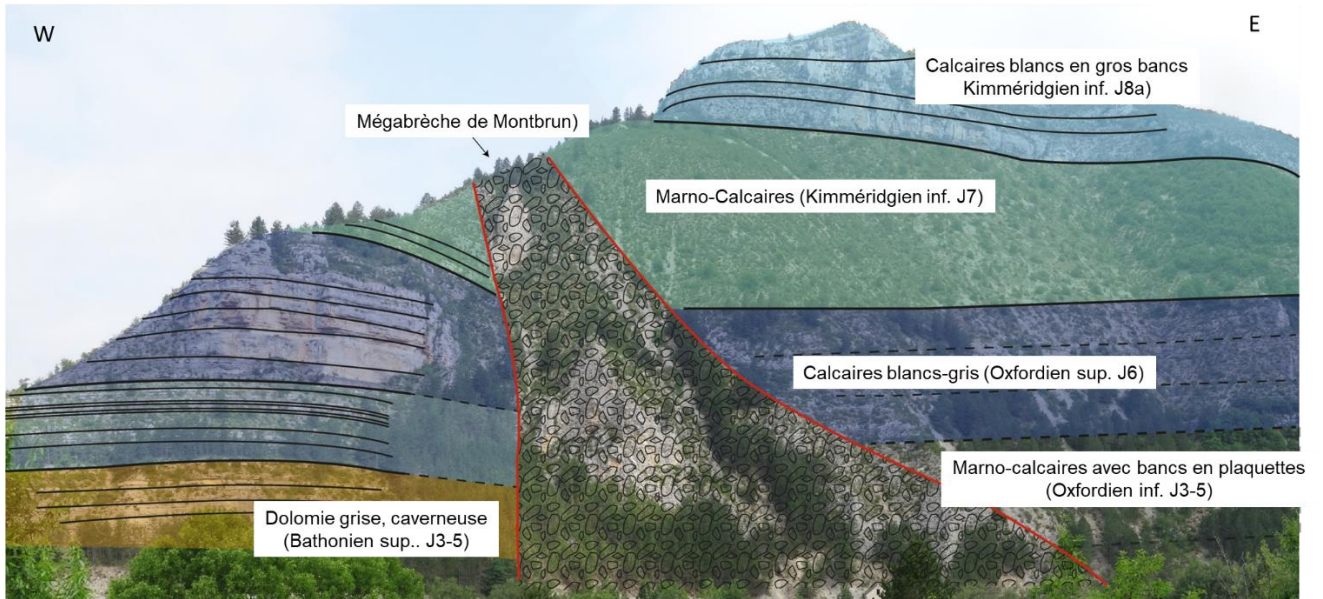


Figure 39 : Mésobrèches d'effondrement de Montbrun (photo C. Araïgno).

3. Volet « Géomorphologie & Karstogenèse »

Ce chapitre présente de nouvelles données, leur synthèse et interprétation sont présentées au chapitre 4.

3.1. LES PROCESSUS DE KARSTIFICATION

3.1.1. Définitions

L'évolution des connaissances et des concepts durant les dernières décennies a permis d'apporter des révisions sur l'importance de certains processus de karstification en termes de structuration des massifs carbonatés, de genèse des réseaux et d'organisation du drainage. On peut citer par exemple les phénomènes de fantômisations (Vergari, 1998 ; Quinif, 1999) ou le cas des réseaux issus de processus *hypogènes** (Audra et Palmer, 2015).

Pour avoir une vision la plus intégrée et la plus globale possible de l'ensemble des phénomènes karstiques, Y. Quinif propose de les regrouper en fonction de trois grandes familles de processus qu'il détermine comme « le triptyque de la karstification » : fantômisations, crypto-altération et corrosion sur roche nue (Quinif, 1999 ; 2010).

a) La fantômisations : fantômes de roche et pseudo-endokarsts*

La fantômisations est un processus d'altération iso-volumique qui s'effectue par diffusion dans un milieu saturé en eau, en l'absence d'énergie potentielle, ou tout du moins, sous le contrôle d'un très faible gradient hydraulique. Elle aboutit à la transformation de la roche mère en altérite meuble tout en conservant sa structure et certains éléments de sa texture. Les fantômes de roche sont donc des volumes de roche calcaire ou dolomitique devenue non cohérente et très poreuse. Il n'est pas spécifique aux carbonates, mais dans un karst, il se caractérise par des masses altérées sous forme de volumes connectés qui peuvent avoir de grandes extensions, notamment en profondeur. L'évolution de ce processus requiert la stabilité et demande plusieurs millions d'années pour structurer un réservoir karstique de type fantôme de roche.

En sub-surface, les zones altérées s'organisent en un maillage connecté de grands couloirs d'extension décamétrique à hectométrique (Figure 40). Ces discontinuités organisées peuvent devenir coalescents et aboutir, dans le cas de grands fantômes de roche, à de vastes volumes en forme d'entonnoir descendant à plus de cent mètres sous la surface.

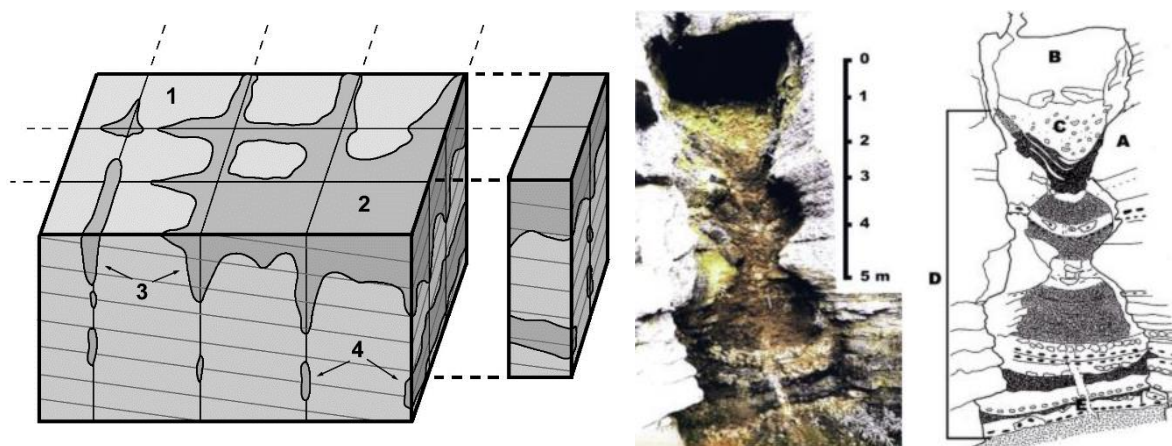


Figure 40 : À gauche : bloc diagramme montrant les différents types de fantôme (Bruxelles, 2001) et coupe dans un fantôme de roche en voie de décolmatage pour former un pseudo-endokarst* (Quinif, 2010, d'après Vergari, 1998). La roche saine (1) est parcourue de nombreuses discontinuités (fractures, joints de strates) qui sont exploitées préférentiellement par l'altération. Dans les parties fantômées, on distingue les altérations en masse (2), en poches ou en couloir (3) et les pseudo-endokarsts* (4 et coupes à droite) qui sont caractérisés par la présence d'un toit calcaire sain. À droite : photo et schéma d'un fantôme de roche tassé sur lui-même provoquant la déformation des lits de chailles contenus dans la stratigraphie originelle.

Ces couloirs peuvent se prolonger en profondeur sous la forme de pseudo-endokarsts*, ressemblant à s'y méprendre à une galerie colmatée sous un toit calcaire sain. Néanmoins, ce conduit n'a jamais été vide et le colmatage est constitué par la roche altérée en place (Vergari 1998).

Lors de l'abaissement relatif du niveau de base, la désaturation du milieu provoque un tassement de l'altérite (roche altérée) du fait de l'importante porosité, le poids de la roche n'étant plus soutenu par sa structure (Figure 40). Quand les zones altérées sont surmontées de zones saines pouvant constituer une voûte, il y a formation de pseudo-endokarsts* (Figure 40, cas n°4). Les circulations karstiques peuvent alors réutiliser les vides formés au toit des altérites (Quinif, 1999; Bruxelles et Wienin, 2009) et peuvent éventuellement déblayer complètement le fantôme de roche.

Les processus à l'origine de la formation de pseudo-endokarsts* ou fantomisation sont encore mal définis. Ils mettent en œuvre des réactions d'oxydoréduction (sulfures, matière organique), des migrations de silice et de carbonates mais peuvent être également associés à une action bactérienne. Ces pseudo-endokarsts sont souvent organisés en labyrinthes de zones altérées qui se calquent sur la fracturation (Figure 40).

b) La crypto-altération : crypto-lapiaz, crypto-dolines, karsts d'interface

Dans les karsts, la crypto-altération s'opère à l'interface de la roche mère et d'une couverture qui peut être à l'origine d'un recouvrement sédimentaire, le produit de l'altération de la roche mère ou des dépôts plus particuliers tels que des retombées cinéritiques (volcaniques) ou des accumulations de matière organique (guano). Ces couvertures peuvent donc être autochtones ou allochtones et de natures variées. Les crypto-karsts présentent de grandes extensions sous forme de surface correspondant à une zone d'interface où le drainage est déficient, mais néanmoins organisé, pouvant entretenir en particulier des processus de soutirage de la couverture sus-jacente. Ces structures d'altération demandent plusieurs centaines de milliers d'années pour s'organiser à l'échelle du réservoir, signalant généralement la proximité du niveau de base, elles peuvent perdurer plusieurs millions d'années tant que les couvertures sont préservées.

c) Corrosion sur roche nue : lapiaz, dolines*, canyons et endokarsts*

La corrosion sur roche nue correspond aux processus de dissolution des carbonates en contact direct avec de l'eau (le solvant) et un agent agressif (H_2CO_3 , H_2SO_4) en surface ou dans l'*endokarst**. Cela englobe des processus *supergènes** ou *hypogènes**. Ces processus présentent des développements sous forme de surfaces, mais surtout sous forme de réseaux à l'échelle du réservoir. L'ordre de grandeur pour acquérir une structure de drainage est de plusieurs dizaines de milliers d'années.

d) Les brèches d'altération

Exclu du « triptyque de la karstification » de Quinif (1999), les brèches d'altération karstiques constituent pourtant des discontinuités majeures au sein du réservoir. Elles peuvent être corrélées avec les trois types de karstification citées ci-dessus et favorisent le drainage. On les retrouve dans les zones périphériques des masses fantômées ou dans les secteurs de tassement, elles soulignent le front d'altération des cryptokarsts et dans les zones de dissolution-tassement ou de collapse dans l'*endokarst** (Loocks, 1999). Ces brèches d'altération sont organisées :

- en couloirs et en structures verticales (*pipe*) dans les systèmes d'altération profonde, souvent calqués sur la fracturation tectonique, mais pas seulement ;
- en surfaces et en amas à la base des fronts d'altération sous couverture dont elles sont constitutives ;
- en réseau dans les paléo-drains effondrés ou en voie d'effondrement (collapses).

3.1.2. Le cas des Grands Causses

a) Le processus de fantômisiation : une longue préparation du réservoir à la karstification

La fantômisiation est une altération qui conserve le volume initial de la roche par disparition d'éléments solubles et conservation *in situ* d'éléments moins solubles (calcite sparitique, squelette siliceux, cristaux de dolomite). Le volume dissout se répartit sous forme de pores dans l'ensemble de l'altérite. On observe ainsi à l'affleurement des masses de roche meuble où sont préservés la stratification, les fractures, les accidents siliceux et les fossiles.

La longue évolution géologique et géomorphologique des Grands Causses a permis à l'altération d'affecter les séries jurassiques en profondeur. Dans les cas extrêmes (Figure 41), cette altération peut porter la porosité initialement faible de la roche à plus de 75 %. La répartition de ces masses altérées est très importante en sub-surface, mais aussi en profondeur sous forme de couloirs.



Figure 41 : Vue aérienne de la corniche bajocienne sur la bordure méridionale du Causse de l'Hospitalet. Les plages claires correspondent à la roche saine, le reste est constituée d'altérites in situ ou remaniées dans des poches karstiques.

Principaux aspects de la fantômisiation observés dans les Grands Causses

La fantômisiation des réservoirs carbonatés débute sous une couverture d'altération autochtone, ou allochtone (Quinif, 1999). L'eau saturant les discontinuités du massif permet la diffusion de l'agressivité en profondeur. Ce processus se perpétue tant que les écoulements restent trop lents pour exporter la matière résiduelle insoluble.

Cette altération se déroule en général à partir de la surface, *per descensum*, dans un contexte de faible gradient hydraulique et de tectonique en extension (Quinif, 1999 et 2010). Néanmoins, dans le cas d'un réservoir captif, elle peut se développer par lente expulsion des fluides du bassin, là plutôt en relation avec une phase compressive. Ainsi, les observations réalisées dans les Avants-Causses du Saint-Affricain (bordure ouest du Larzac, Figure 3) montrent que le mur du réservoir porté à l'affleurement par les failles inverses est systématiquement altéré en fantômes de roche (Bruxelles et Camus, 2013). Dans ce cas, la fantômisiation présente une composante profonde, au moins partielle à l'échelle du réservoir comme cela a été observé sur la bordure crétacée supérieure du bassin aquitain en Dordogne (Bruxelles et Camus, 2014).

Processus dominant dans les dolomies, la fantômisiation s'exprime fortement dans d'autres faciès. Ainsi, les calcaires du Lias, les calcaires et les dolomies à chailles du Bajocien (Figure 41), les dolomies du Bathonien et du Jurassique supérieur sont largement affectées par ce phénomène. Ce processus est donc à l'origine de la fabrication de certaines formations superficielles, les argiles à chailles ou le *grésou**, mais aussi de l'organisation hydrogéologique à travers le maillage des pseudo-*endokarsts** et des couloirs d'altération.

L'évolution des massifs fantômisés

En cas de variation du niveau de base induisant des gradients hydrauliques au sein d'un massif rocheux, par exemple lors de sa surrection, la présence d'altérites meubles introduit des discontinuités importantes préférentiellement exploitées par l'érosion mécanique. L'établissement de circulations dotées de courants tractifs stoppe les processus de diffusion et permet l'évacuation des insolubles par ces discontinuités.

Le réseau de conduits décolmaté (pseudo-endokarst) est alors utilisé par de véritables circulations karstiques qui réaménagent les vides et introduisent des sédiments allochtones (Figure 42). Cette dynamique d'érosion régressive peut-être très rapide et révéler des cavités de plusieurs dizaines de mètres de développement en quelques mois comme cela a été observé en Belgique après l'apparition d'une émergence au toit de l'altérite lors du recoupement de pseudo-endokarst* par des fronts de carrière (Quinif, 2010).

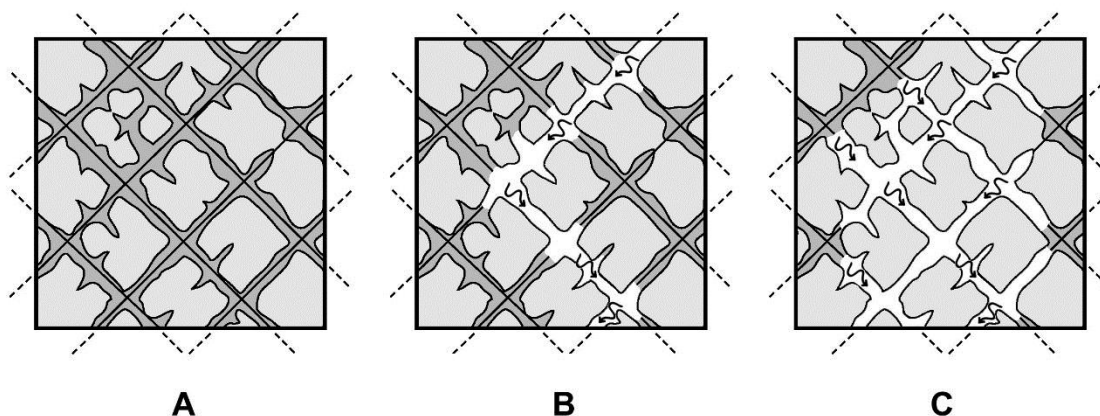


Figure 42 : Schéma d'un pseudo-endokarst* (Bruxelles, 2001). Tant qu'il n'y a pas assez d'énergie potentielle (courant), les circulations ne peuvent évacuer l'altérite (A). L'apparition d'un gradient hydraulique permet la mise en place d'une circulation et l'évidement des conduits par érosion régressive (B). Progressivement, un labyrinthe de galeries se dessine en fonction de la structure de du pseudo-endokarst (C). Les parties éloignées des principales circulations restent colmatées par le fantôme.

À une autre échelle, lors du creusement des vallées, le développement des systèmes de drainage karstique bénéficie de ce phénomène. Ainsi, certaines émergences ont une dynamique conquérante par rapport aux autres sources. Elles étendent leur bassin d'alimentation vers l'intérieur des plateaux par vidange des parties altérées de la dolomie et l'évacuation du sable dolomitique résiduel (Bruxelles 2001). À la surface du plateau, ces circulations provoquent la vidange de fractures altérées qui rejoignent la surface et forment de nombreux soutirages et avens (Bruxelles et Camus, 2013).

Altération profonde : mise en place et organisation des couloirs de fantômisatation et des couloirs de brèches

On parle ici d'altérations *supergènes** ou *hypogènes** qui aboutissent à la mise en connexion de structures, le plus souvent verticales, en forme de couloirs qui affectent des épaisseurs importantes du substratum carbonaté, parfois la totalité de la série.

Lorsque l'évolution est suffisamment longue, l'altération par diffusion initiée sur les fractures de l'encaissant (failles et diaclases) tend à former des masses se rapprochant d'une forme sphérique par effet isotropique (Camus & Leveueur, 2011 ; 2012) ; en sub-surface, on obtient la forme caractéristique en demi-sphère des paysages de *dolines** coalescentes des *karsts* à *cockpits** tropicaux, de façon générique on parle de *karst polygonal**.

Le modèle de structuration de ces altérations profondes peut se résumer comme suit (Camus, in Camus & Leveueur, 2011 ; 2012) : plus on s'éloigne du centre du réservoir ou lorsque l'évolution est stoppée ou ralentie dans le temps, plus les masses altérées se restreignent aux abords immédiats des fractures tectoniques, en formant des couloirs de fantômisatation (Bruxelles et Camus, 2014). Dès qu'on arrive en limite de la zone de formation des fantômes

de roche par diffusion, c'est-à-dire dès qu'un gradient hydraulique peut drainer le réservoir, des brèches d'altération se forment.

Si les conditions de l'altération par fantômisation ne sont pas réalisées, notamment si un gradient hydraulique existe, les discontinuités lithostructurales sont directement exploitées par formation de brèches de dissolution-tassement à partir des discontinuités du milieu (notamment les diaclases et les couloirs de fracturation). Le système de drainage dissipe alors son énergie mettant en connexion un réseau de brèches karstiques, le plus souvent organisé en couloirs de brèches, parfois en *pipes*.

L'organisation de ces couloirs d'altération est en étroite relation avec l'altération prolongée d'une couverture sus-jacente. À la surface des Grands Causses et notamment sur leurs bordures, on observe ainsi que le front d'altération crypto-karstique télescope ces couloirs fantômés ou couloirs de brèches (Figure 43 et Figure 44).

Sur les Grands Causses et dans les garrigues languedociennes, ces dynamiques d'altération profondes se sont développées dans des conditions morphoclimatiques tropicales.

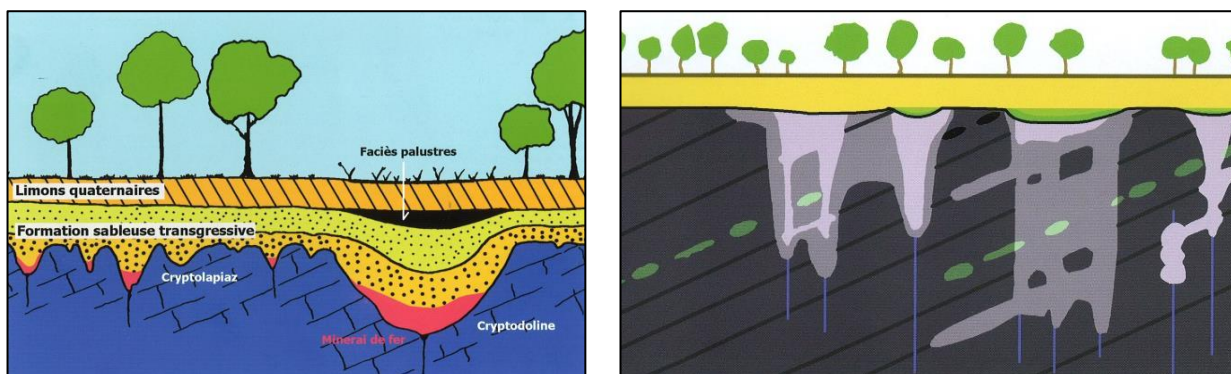


Figure 43 : À gauche : développement de l'altération en sub-surface, crypto-lapiaz et crypto-doline. À droite : développement de l'altération en profondeur le long des discontinuités lithostructurales, souvent sous forme de couloirs et de pseudo-endokarsts* (Quinif, 2010).

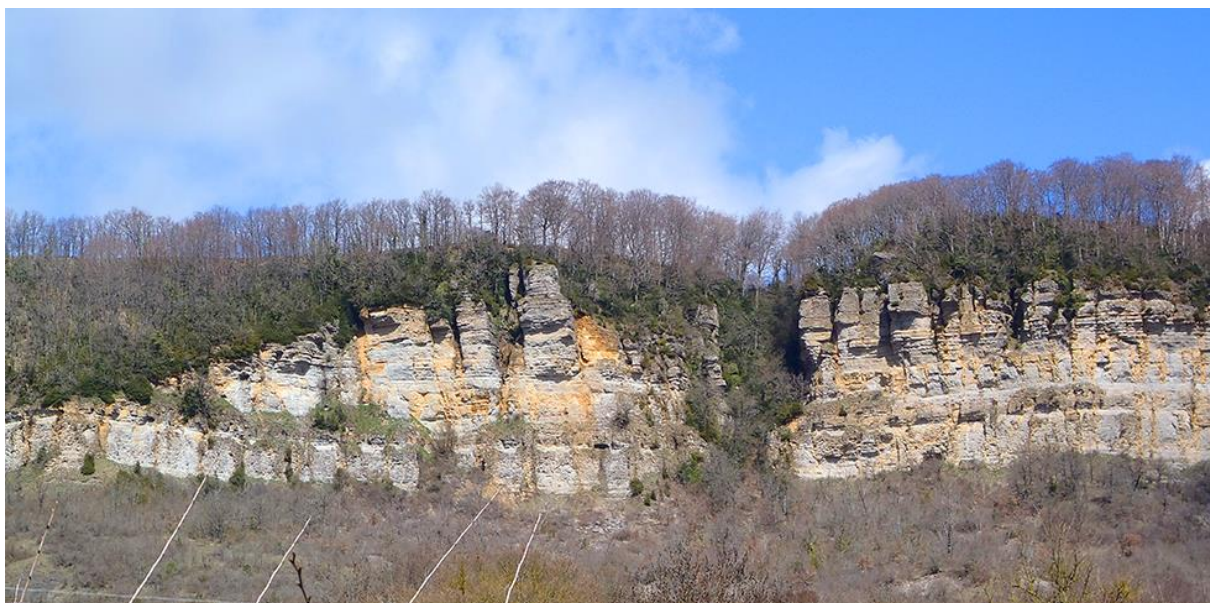


Figure 44 : Couloir d'altération (tranchée de verdure verticale), télescopé par un front de crypto-altération (mégapiaz ruiniforme en voie d'exhumation sur la bordure sud du Causse de l'Hospitalet), cliché H. Camus.

b) L'héritage tropical des surfaces des causses : les ruiniformes et le rôle de la crypto-altération

Les paysages ruiniformes développés aux dépens des dolomies du Dogger et du Malm des Grands Causses sont principalement caractérisés par l'inaptitude des conditions actuelles à leur genèse. Ces caractéristiques ont été reconnues comme les témoins des morphogenèses néogènes (Enjalbert, 1967 ; Lehmann, 1970 ; Schwarz, 1971 ; Ambert & Ambert, 1995). Or ces ruiniformes sont des *lapiés** géants ou *mégaliés**, résultant d'une puissante crypto-altération associée à une altération par fantômisement en sub-surface (Figure 45) formée sous des conditions de paléoclimats tropicaux. Ils révèlent l'extension et l'intensité de la crypto-altération qui a affecté la diversité des faciès affleurant à la surface des causses (Bruxelles 2001 ; 2007), mais qui a été préférentiellement conservée dans les dolomies.

Sur le Causse Méjean, les *mégaliés** dolomitiques s'étendent largement sur les termes du Bathonien et surtout du Malm. L'intensité de l'altération de ces dolomies est bien visible dans les gorges du Tarn et de la Jonte. Ces rivières recoupent de nombreux couloirs d'altération fantômés ou bréchifiés (Figure 45, cliché de droite).



Figure 45 : Mégaliés ruiniformes de Nîmes-le-Vieux (cliché de gauche). La crypto-altération s'étend sur de grandes surfaces, en s'abaissant, ce front d'altération télescope les structures d'altération en couloirs visibles sur les versants de canyons (cliché de droite).*

Dans ses travaux, Ambert (1991) isole deux formes primaires pour lesquelles il emploie à juste titre la terminologie vernaculaire des causses. Dans les deux cas, l'exhumation des rochers ruiniformes procède de l'érosion et du soutirage de la couverture de sable dolomitique (Figure 46). Il s'agit des *Rajols** concernant les formes en reliefs et des *Canaules** pour les formes en creux.

Ces formes, sont caractéristiques des paysages du Causse Méjean, notamment sur le site ruiniforme de Nîmes-le-Vieux où elles accidentent les *bordures de corrosion** et les anciens replats morphologiques en partie démantelés par le soutirage karstique, mais aussi sur les corniches de la Jonte et du Tarn (Figure 45, cliché de gauche).



Figure 46 : Rajols* ou rajals (cliché de gauche) et canaules* (cliché de droite).

Les conditions de mise en place

Grâce à leur solubilité moindre que celle des calcaires et surtout grâce à leur quasi immunité face au gel, les dolomies, par l'intermédiaire des *mégalapiès**, sont les meilleurs témoins de l'héritage néogène tropical. Sous les climats de type tropical humide, les secteurs calcaires ou dolomitiques proches du niveau de base subissent une importante crypto-corrosion (Nicod, 1975).

Dans le cas des dolomies des Grands Causses, la couverture à l'origine de cette crypto-altération peut être allochtone, parautochtone, mais aussi et très souvent autochtone (argiles à chailles ou sables dolomitiques). On observe ainsi de vastes secteurs où la couverture karstique est constituée en proportion dominante par l'altération des dolomies en sables dolomitiques.

Les sables dolomitiques résultent d'une altération sous couverture combinée à une altération *in situ* de type « fantômisation » (Vergari et Quinif, 1997; Quinif *et al.*, 1997 ; Bruxelles & Bruxelles, 2002). Avec d'autres lithologies comme les calcaires siliceux, ce processus aboutit à la formation d'argiles à chailles.

Ce processus de karstification de sub-surface requiert comme on l'a vu précédemment un temps long, ainsi qu'un gradient hydraulique faible. Les conditions de cette crypto-altération permettent la dissolution des dolomies dans une nappe suspendue au sein de la couverture. La dolomie connaît une dissolution préférentielle dont résulte la production de sable dolomitique constitué de cristaux de dolomite, le *grésou**. Les dolomies les plus solubles, transformées en *grésou** forment les futurs couloirs (*canaules**) en isolant les futurs pinacles. Ces formes sont ensuite exhumées lors de l'évacuation du *grésou** soit par érosion, soit par soutirage karstique pour former les reliefs ruiniformes des *mégalapiès**.

L'âge de ces formes

Dans la plupart des cas, compte tenu de la proximité des gorges, la crypto-corrosion n'a pu être efficace qu'antérieurement au creusement des canyons. Avec l'abaissement du niveau de base et l'exhumation des *mégalapiès**, l'érosion et le soutirage des altérites ont supplanté la corrosion, même si localement, les processus de crypto-corrosion ont pu perdurer et peuvent encore œuvrer dans certains secteurs de couvertures épaisses au centre des plateaux ou dans des dépressions mal drainées.

L'ancienneté de ces *mégalapiès** est confirmée par les formations basaltiques qui les scellent. En effet, comme à l'Escandorgue et sur le causse de Guilhaumard, Bruxelles & Camus (2013) indiquent que « en plusieurs sites (*Perthus, Mézerens, Col Rouge, Mas de Mourié*), la phase éruptive datée de 2,1 M.A. – 1,86 M.A (*Gastaud et al.*, 1983 ; *Ambert*, 1991; *Ambert & Ambert*, 1995) scelle des *mégalapiès dolomitiques* préalablement dégagés de leurs altérites. La crypto-

corrosion, puis l'évacuation du grésou dolomitique, sont donc antérieurs à cette phase volcanique. De même, au Mas Raynal, les canaux* ont guidé les épanchements basaltiques du volcan de Tapiès (Schwarz, 1971 ; Ambert, 1991), de fait nécessairement postérieurs. L'existence des pinacles dégagés des altérites à l'aube du Quaternaire implique indubitablement un abaissement du niveau de base et donc l'inscription des canyons caussenards en contrebas du plateau. »*

À l'échelle du Causse Méjean comme à celle des Grands Causses, on peut considérer que les conditions de la genèse de ces *mégapliès** sont en étroite corrélation avec le développement de paléo-*poljés** entourés de reliefs de buttes karstiques. Ils sont ainsi le signe d'une évolution qui requiert le temps long sous le contrôle d'un niveau de base proche, c'est-à-dire avant l'incision des canyons.

3.2. CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET DES MORPHOLOGIES KARSTIQUES DU CAUSSE MÉJEAN

Afin de localiser les observations, de nombreux noms de localité sont cités, la position de ces localités est située sur la carte ign de l'annexe 1. Nous dressons ici la typologie des formations superficielles, des altérites et des formes karstiques retenues pour l'établissement de la carte morphokarstique du Causse Méjean (Annexes 3, 4 et 5).

La typologie présente dans un premier temps les indices et traceurs permettant d'identifier les formations superficielles, altérites et sédiments, correspondant aux couvertures karstiques rencontrées sur Causse Méjean (Annexes 3) :

- les formations issues de paléo-altérations du substratum carbonaté et leurs produits de remaniement, notamment les altérites autochtone et parautochtones ;
- les formations issues de l'altération des dépôts du Crétacé ;
- les brèches d'altération karstique et les paléokarsts piégeant des remplissages sédimentaires ;
- les apports fluviatiles allochtones à la surface du causse ;
- les indices volcaniques ;
- les formations périglaciaires.

Ces formations superficielles sont discontinues et présentent des extensions très variables, parfois ténues, mais elles sont prises en compte dans la mesure où elles signent ou tracent de façon significative la géométrie ou la dynamique d'une phase importante de l'évolution karstique du plateau ou des vallées.

Dans un second temps, sont présentés les typologies des paléo-surfaces et des formes corrélatives des principales phases de karstification (Annexes 4), décrites en tenant compte des conditions de leur mise en place :

- les paléosurfaces, notamment celles qui arment les reliefs ; on fera la distinction entre les surfaces d'aplanissement et les surfaces dégradées en *karsts à buttes** ou en *karsts polygonal** (*dolines** coalescentes) ;
- les paléo-*poljés** et les *bordures de corrosion** ;
- les *dolines** et les *ouvalas** ;
- les vallons *fluviokarstiques** ;
- les formes de versant indiquant des dynamiques de recul : cirques, reculées, couloirs.

Là aussi, certaines de ces formes sont plus ou moins étendues et assez discontinues. Une distinction est faite entre les formes en reliefs et les formes en creux présentes à la surface du plateau constituant l'impluvium karstique.

3.2.1. Formations superficielles : description et répartition

L'objectif de l'étude des formations superficielles est de pouvoir déterminer les conditions d'infiltration des eaux sur le Causse.

Les formations superficielles des causses ont longtemps été rassemblées sous le terme de « terre rouges des causses » ou de « *terra rossa* », (Rouire, 1970 ; Cadillon, 1970 ; Prever-Loiri, 1979 ; Cals *et al.*, 1980). Sur les cartes géologiques au 1/50 000 (Gèze *et al.*, 1977 ; Gèze *et al.*, 1980 ;), elles sont regroupées en deux catégories : les colluvions et « terre des Causses » toutes deux attribuées au Quaternaire (Figure 47). Cependant, cette terminologie est tout à fait impropre pour caractériser la genèse et la diversité de ces formations (cf. 0).

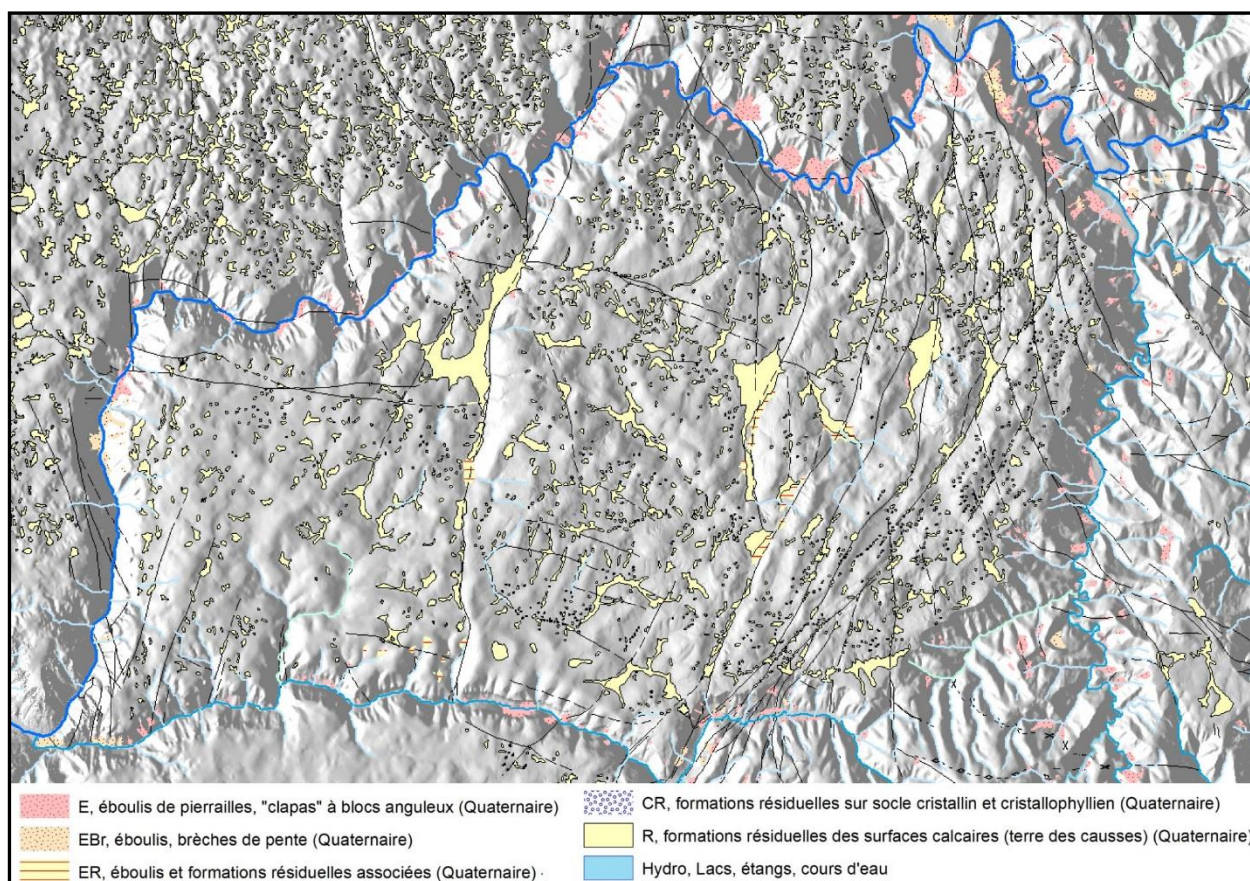


Figure 47 : Carte des formations superficielles sur le Causse Méjean telles qu'elles sont représentées sur les cartes géologiques au 1/50 000 reporté sur MNT.

Les études récentes montrent la pertinence de l'analyse de ces formations superficielles tant sur le point de la connaissance de l'histoire géologique des causses, de la compréhension de la morphogenèse que de leur rôle dans le fonctionnement actuel du karst (Ambert, 1991 ; Bruxelles, 2001 ; 2003 ; Séranne *et al.*, 2002 ; Camus, 2003 ; Bruxelles et Camus, 2010 ; Bruxelles et Camus, 2013 ; Husson, 2013).

Les formations sont décrites à partir des roches d'origines correspondant :

- aux formations autochtones ou parautochtones, issues de l'altération et de l'érosion de la série stratigraphique caussenarde d'âge Jurassique ;
- aux formations issues de l'altération des dépôts du Crétacé ;
- aux brèches d'altération et paléokarsts piégeant des remplissages intra-bréchiques ou intra-karstiques ;
- aux apports allochtones d'origine fluviatile ;
- aux formations volcaniques.

La totalité de ces formations (sédiments et altérites) ne sont pas représentées sur les cartes géologiques publiées, bien que le Crétacé supérieur et les bauxites soit largement identifiées à l'échelle des Grands Causses et que les formations altérées, ou le produit de leur remaniement soient présentes sur des surfaces non négligeables (Figure 48).

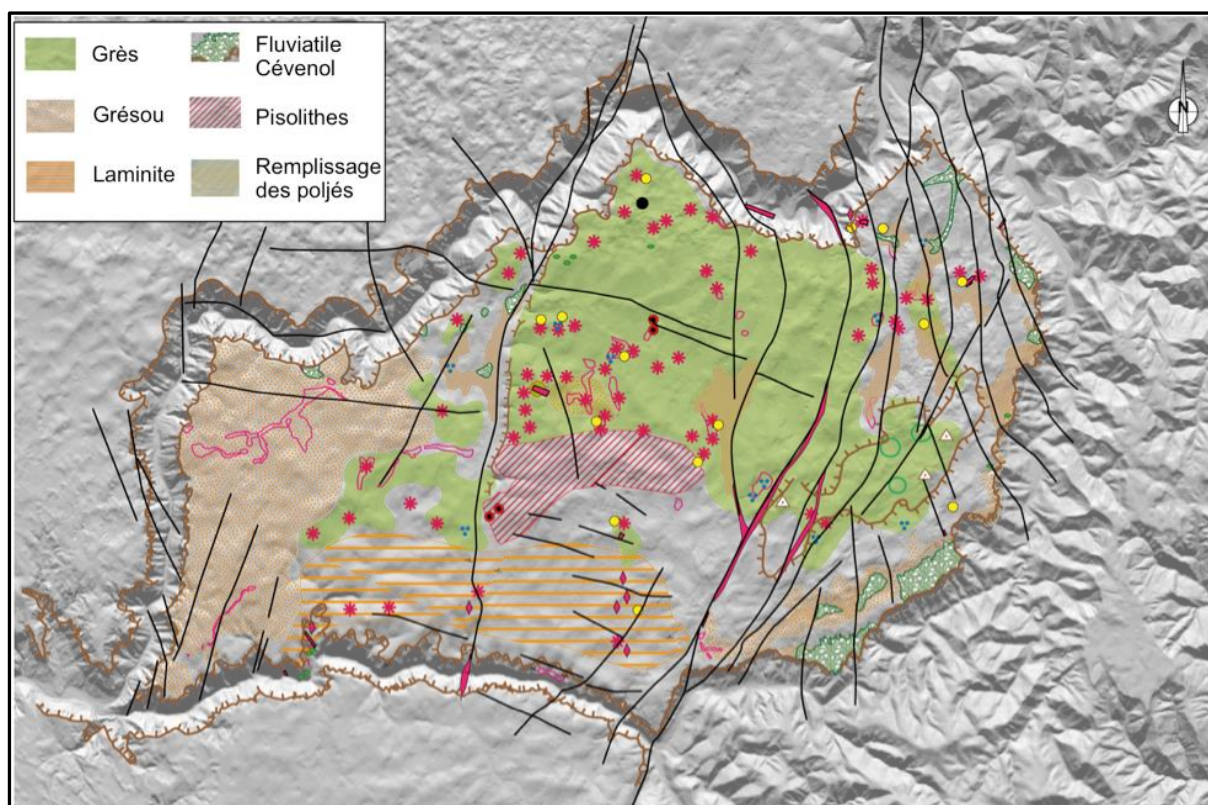


Figure 48 : Synthèse des formations superficielles avec les altérites et la couverture sédimentaire. Cercles rouge avec point noir : bauxite ; cercle jaune : minéralisations de calcite ; étoiles roses : croûtes de calcite ; points bleus : dragées de quartz et éléments de cuirasse ; losanges roses : laminites* ; Cercles noir : basalte. (cf Annexes 1)

a) Les formations issues de l'altération des formations jurassiques

Les argiles à chailles

Les argiles à chailles peuvent constituer des couvertures d'extension et d'épaisseur notable permettant leur mise en culture ; ce sont les *Ségalas** des causses.

À l'échelle des Grands Causses, lorsque les calcaires siliceux de la base du Bathonien, du Bajocien et du Sinémurien sont portés à l'affleurement, ils sont dès lors altérés et produisent des argiles à chailles.

Sur le Causse Méjean, des chailles sont mélangées à un cortège sédimentaire d'origine cévenole. Cette association indique que leur mise en place s'est effectuée avant la déconnexion du plateau et de son amont cévenol. Ces altérites sensibles à l'érosion sont souvent remaniées sur de grands versants en très faible pente et s'accumulent au fond des dépressions fermées. Sur le Causse Méjean, les zones concernées sont de faible extension et situées au sud-est (Figure 49). La formation d'argiles à chailles a souvent été complètement démantelée, mais on retrouve ces chailles de façon éparse et à l'état de traceur sédimentaire rappelant des conditions de transit aujourd'hui disparues. Cette configuration est réalisée dans les secteurs dominant le *Ségala** et s'étendant plus généralement du site de Nîmes-le-Vieux entre les *rajals* de Aures et de Villeneuve (Annexe 1).

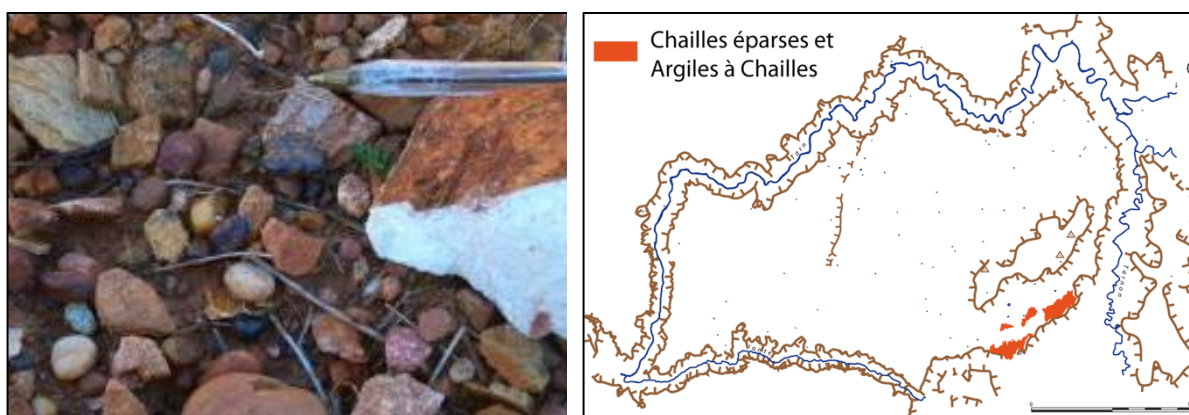


Figure 49 : Chailles altérée (à gauche) associées avec des galets et gravillons alluvionnaires et des éléments de cuirasse dans la couverture du paléo-poljé* de contact du *Ségala**, au sud-est du Causse (à droite).

Le grésou* dolomitique

Sur le Causse Méjean, le *grésou** peut constituer une part majoritaire des couvertures karstiques. Il se retrouve en de nombreux secteurs plus ou moins étendus sur l'ensemble du causse où il se développe à la faveur des affleurements des dolomies du Malm, ainsi que du Bathonien dans la partie est et sud-est du causse, notamment sur le site de Nîmes-le-Vieux.

La répartition et l'occurrence du *grésou** peuvent s'avérer très discontinues, laissant les pinacles de dolomie saine émerger pour former des reliefs ruiniformes. Ces formations très meubles correspondent au produit de l'altération des dolomies par fantômisation.

Ce *grésou** peut-être de couleur claire ou fortement rubéfiée (Figure 50). La différence de couleur permet de faire une distinction entre les fantômes de roche générés en profondeur et des altérites plus proches d'un front de crypto-altération. Les secteurs de *grésou** clair correspondent ainsi à des zones d'altération profonde recoupées par le recul des versants et l'abaissement de la surface topographique. Les zones de *grésou** rubéfié indiquent le lessivage et l'imprégnation des fluides d'altération au sein des fronts de crypto-altération où l'oxydation est prédominante, ils sont donc plus superficiels.

Le gel peut être à l'origine la production de *grésou** formant de petites pellicules de sable gris clair au pied des reliefs ruiniformes.

En carte, les formations de grésou recouvrent de grandes surfaces. On trouve notamment :

- une couverture de *grésou** clair dans la partie ouest du Causse, sur la bordure sud-est des causses colmatant les ruiniformes des *bordures de corrosion**, comme au niveau du site

de Nîmes-le-Vieux (Annexe 1), au niveau des zones sommitales et au fond de certaines *mégadolines** ainsi qu'au pied des buttes soumises à des points d'infiltrations concentrées (Figure 51).

- une couverture de *grésou** rouge, où les affleurements dolomitiques sont fortement oxydés rappelant la proximité ou la présence d'un front d'altération sous la couverture de grès du Crétacé. Dans ces secteurs, d'autres indicateurs relatifs à cette couverture sont pris en compte.



Figure 50 : Grésou* clair (à gauche) exploité dans une sablière sous le mur des altérites du vallon fluviokarstique* du Mas du Val et grésou* rouge (à droite) dans une zone de lapiaz encore enfouis sous ses altérites dans le secteur de l'Aven Armand.

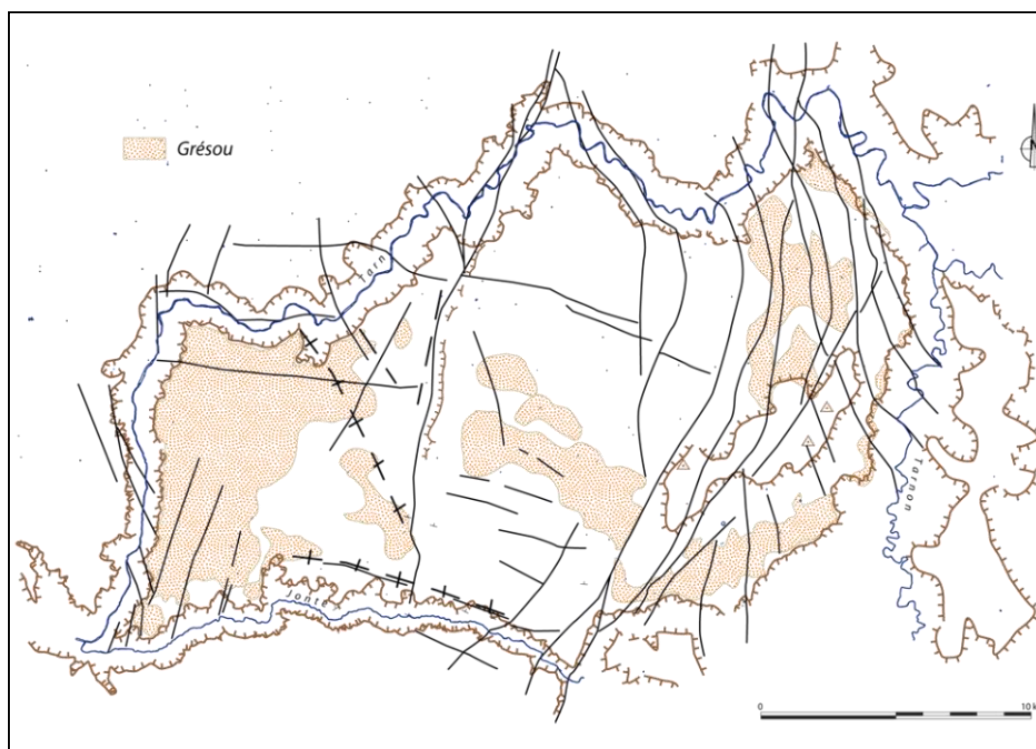


Figure 51 : Carte de répartition du grésou* dolomitique clair ou localement rubéfié (fond de dépressions, reliques de front d'altération oxydé) constitutif dominant d'une couverture de crypto-altération.

b) Les formations issues des dépôts du Crétacé

Les indices bauxitiques

La rareté des indices permettant de caractériser la présence de bauxite sur le Causse Méjean n'en fait pas un élément déterminant dans la constitution des formations superficielles, mais ils sont présents. Pour être confirmés, ces indices nécessitent encore une identification stricte par des analyses minéralogiques car leur identification faciologique reste insuffisante. L'intérêt est essentiellement géologique et paléogéographique puisque la bauxite signe une longue évolution continentale avant la transgression d'âge Crétacé. Les indices bauxitiques, même les plus ténus, témoignent de cette phase continentale majeure. Dans le cadre de cette étude, seuls quelques petits échantillons de bauxite ferrugineuse à pisolithes ou quelques remplissages ont été trouvés (Figure 52).

Les pisolithes remaniées dans les formations superficielles sont préservées sur les zones de reliefs situés au sud du Buffre (Annexe 1) au centre du plateau (Figure 52). Les formations initiales dans lesquelles se trouvent ces pisolithes sont peu résistantes à l'érosion, elles sont souvent masquées par les colluvions plus récentes et on ne retrouve que les éléments les plus résistants redistribués par remaniement.

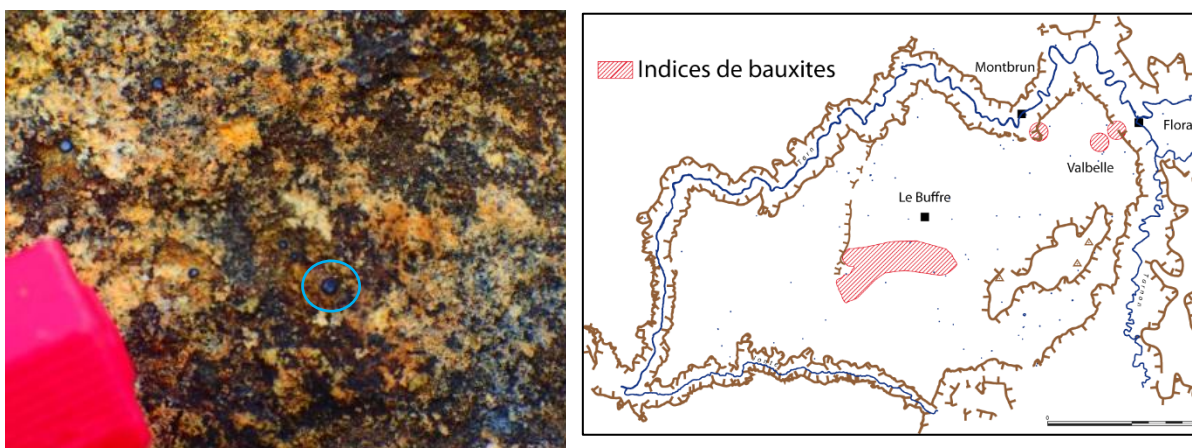


Figure 52: À gauche : Photo de pisolithes incrustées dans le substratum carbonaté jurassique. À droite : localisation des indices de bauxite sur le causse Méjean. Au nord-est, indices supposés d'aramonite* dans des paléokarsts à laminites*. Au sud du Buffre ; identification d'une bande est-ouest où la surface infra-Crétacé supérieur est préservée.

Les indices bauxitiques sont présents à l'est de la faille de la Parade de façon discontinue ou ponctuelle, jusqu'à Valbelle (Figure 52). On note aussi, dans le versant du canyon du Tarn, et dans les paléokarsts du secteur de Valbelle, des indices d'aramonites* sous formes de laminites* intra-karstiques couleur brique ont été repérés (Figure 53). Du nord au sud, les premiers indices apparaissent à la latitude du Buffre et disparaissent avant les dépressions de Drigas et de Hures (Annexe 1).



Figure 53 : Paléokarst à laminites* de Montbrun, à droite : Paléokarst de la D16, au-dessus de Florac.

Aucun indice bauxitique n'a pu être trouvé au sud de cette bande ni dans le compartiment situé à l'ouest de la faille de La Parade. Toutefois, les vastes dépressions qui caractérisent cette partie du causse constituent des héritages d'anciens karsts initiés dès la phase de la bauxite et il est possible que des *aramonites** soient encore préservées dans les fissures colmatées au fond de ces dépressions, voire dans l'*endokarst**.

Les grès attribués au Crétacé supérieur et les grès ferrugineux

Les grès marins du Crétacé supérieur, d'âge Coniacien sont bien connus et cartographiés sur les causses de Campestre (Bernier, 1967 ; Alabouvette *et al.*, 1981), du Larzac et de Sauveterre (Bruxelles, 2001 ; 2007). Généralement de teinte grise-jaunâtre à la cassure mais acquièrent rapidement une patine grise. Sur les sites où ils ont été étudiés, ils ont une origine marine et contiennent de nombreux macro-fossiles, mais ils sont surmontés de termes continentaux qui achèvent la sédimentation au Santonien-Campanien.



Figure 54 : Grès à ciment calcaire retrouvés dans une doline* à l'est de La Parade, à la limite sud de l'extension de la couverture de grès du Crétacé supérieur, (cliché de gauche).
Grès à ciment ferrugineux (cliché de droite).

Les grès se présentent sous deux faciès (Figure 54) :

- les grès à ciment calcaire retrouvés dans le secteur de *karsts à buttes** aux alentours du Puech Alluech notamment, ainsi qu'en limite d'apparition des indices bauxites entre La Parade et Le Buffre (Annexe 1). Dans certains blocs trouvés près du Puech Alluech, on observe un litage qui signe un tri hydrodynamique ;

- les grès à ciment silico-ferrugineux se trouvent en abondance dans toute la partie nord et centrale du plateau, ainsi que sur les hauteurs à plus de 1 200 m entre les Usclats et le Mont Gargo. Ils sont souvent en position de col ou piégés dans des paléokarsts. On retrouve ces grès remaniés dans des dépressions karstiques notamment dans les *ouvalas** et les *paléo-poljés** du secteur de Mativet et de la Citerne ou encore dans le vallon *fluviokarstique** du Mas-de-Val où il est intéressant de préciser que les reliefs environnants sont parsemés de paléokarsts à remplissages sableux et à kaolinite indiquant le résultat de l'altération de ces grès. Ils sont également présents à l'ouest de la faille de La Parade et sur les reliefs bordiers de la Jonte, depuis Hyelzas dans le secteur de l'Aven Armand et jusqu'au-dessus de Meyrueis, où on ne les trouve plus que piégés dans les paléokarsts.

Dans les zones de remaniement d'éléments issus de la couverture gréseuse d'âge Crétacée, les blocs sont associés à d'autres éléments ferrugineux issus d'une altération ultérieure matérialisés par des éléments de cuirasse et des enduits d'hématite correspondant au « sidérolitique » des auteurs.

Lors du démantèlement des dépôts du Crétacé, seuls les niveaux antérieurement ferruginisés et par conséquent plus résistants à l'érosion restent préservés. **La cartographie de ces blocs renseigne donc sur l'ancienne extension de la couverture crétacée et sur les modalités de remaniement de ces dépôts** (Figure 55). Peu solubles et très résistants à l'érosion, ces grès constituent en effet les derniers témoins de ces dépôts.

Ainsi, la partie centrale et la partie nord du causse se sont révélées localement assez riches en éléments. Depuis la faille de la Parade jusqu'aux zones sommitales aux abords du Mont Gargo, on retrouve des quantités variables de grès ferrugineux. Dans la partie centrale du plateau et en allant vers le sud, l'occurrence des grès ferrugineux est de moins en moins importante.

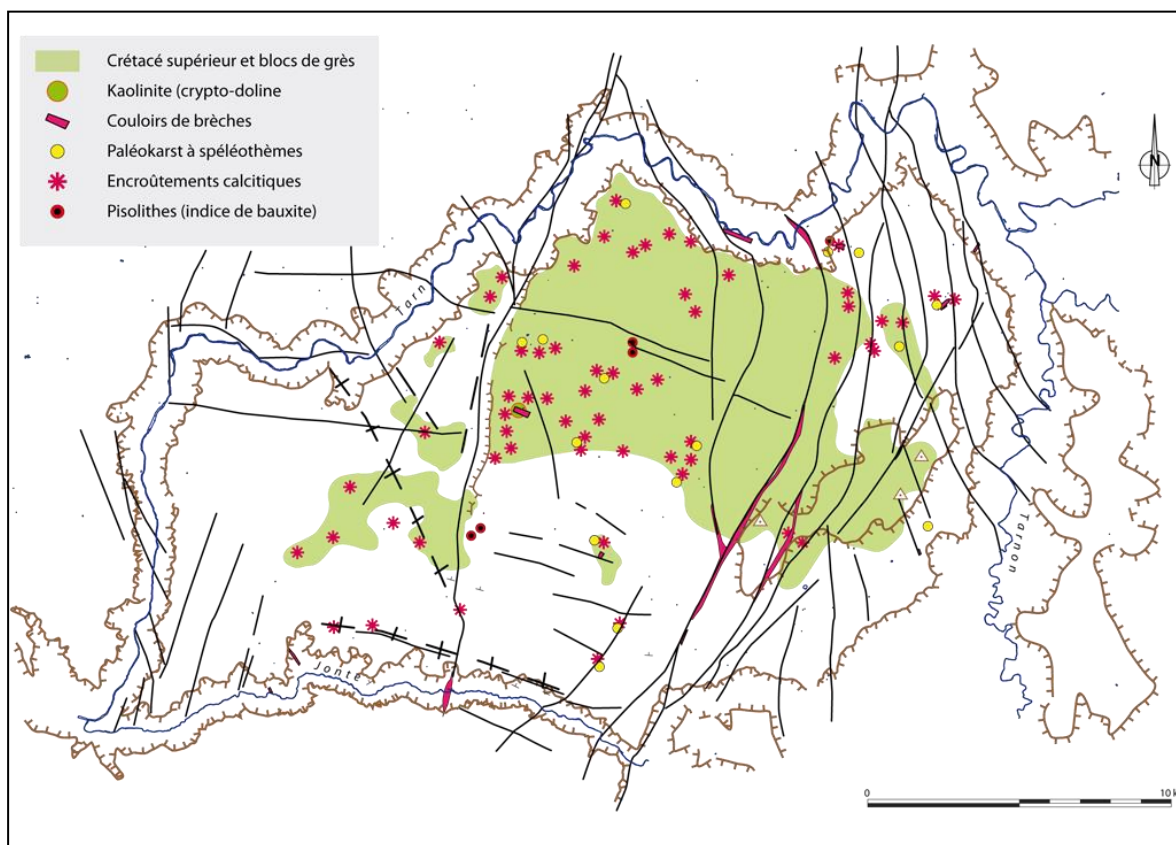


Figure 55 : Carte de répartition des indices d'altérations issues des dépôts du Crétacé.

Les encroûtements au mur des grès

L'extension des formations résiduelles issues de l'altération des grès du Crétacé supérieur est également signalée par des encroûtements de calcite de grande extension (Figure 55). Ces formations sont issues de processus secondaires chimiques découlant de l'évolution des profils de crypto-altération à l'interface entre la couverture et le substratum jurassique. On parle d'encroûtement car la minéralisation en calcite imprègne à la fois des éléments sédimentaires au toit du substratum et à la fois une frange du substratum lui-même (Figure 56). Il s'agit en première analyse de minéralisations induites par des circulations de fluides à cette interface. Ce phénomène observé depuis longtemps sur les Grands Causses (Ambert *et al.*, 1978 ; Ambert, 1991 ; Bruxelles, 2001 ; Camus, 2003) se produit très probablement de façon postérieure à la ferruginisation des grès, ou bien sur des points hauts des profils d'altération et dans des secteurs où cette dernière ne pouvait se produire. Cette question n'est pas réglée, mais les travaux de cartographie montrent bien la corrélation géométrique entre ces encroûtements et l'extension de la couverture d'âge Crétacé supérieur (Camus, 2003 ; Bruxelles et Camus, 2013).

Dans la partie centrale du Causse Méjean, en allant vers le sud, l'occurrence des grès ferrugineux est de moins en moins importante, de façon inverse proportionnelle avec celle des encroûtements de calcite rougeâtres et l'apparition des premiers indices de formations liées à la bauxite (Figure 55). Cette évolution annonce la surface de discordance infra-Crétacé supérieur, c'est-à-dire le mur initial des dépôts du Crétacé supérieur.



Figure 56 : Encroûtements carbonatés imprégnant le substratum jurassique sous forme de cloison de calcite autour de fantômes de dolomie (à gauche) et sous forme de calcite plus ou moins amorphe (à droite).

c) Latérites et sidérolitique :

Sur les bordures des grandes dépressions, on observe au contact des couvertures et du substrat calcaire, un enduit ferrugineux, épais parfois de plusieurs centimètres présent dans la plupart des poches karstiques qui parsèment les surfaces d'aplanissement. Cet enduit recouvre même les blocs calcaires ou gréseux mêlés à une formation argileuse (Figure 57). Lors de l'érosion de ces poches, ces encroûtements ferrugineux sont fragmentés et redistribués dans le stock des formations superficielles. Ces croûtes ferrugineuses sont associées aux faciès de cuirasse rubanée et de grenaille, en place ou à l'état de débris, correspondant à un autre processus que celui de la cimentation des grès ferrugineux des roches du Crétacé, l'ensemble ayant été confondu sous le terme « sidérolitique » des auteurs (Figure 57).

Le terme « sidérolitique », comme celui des « terres rouges » des causses, recouvre une grande diversité de formations ferrugineuses sur les Grands Causses. On peut en distinguer au moins deux facilement selon les critères suivants:

- la cimentation ferrugineuse des grès crétacés peut être attribuée à l'altération continentale qui suit le retrait de la mer et qui se poursuit tant que cette couverture reste en place comme on vient de le voir précédemment ;
- Les blocs et les galets de grès à ciment ferrugineux du Crétacé enrobés par une croûte d'hématite, que l'on retrouve dans les dépressions karstiques en position de remaniement et de piégeage, présente une deuxième phase d'altération et de ferruginisation. En effet, les enduits se déposent indifféremment sur des parties externes de ces blocs, dans des fissures et à la surface de cassures qui les affectent (Figure 57). Cela prouve qu'une partie des grès du Crétacé était déjà en partie démantelée lorsqu'une phase d'altération secondaire a permis le développement de processus de type latérisation au toit des couvertures gréseuses à l'origine de la formation d'une cuirasse ferrugineuse (fer ferrique) et de ces encroûtements ferrugineux.



Figure 57 : À gauche : blocs à enduits ferrugineux, à droite : éléments de cuirasse et nodules ferrugineux à pâte fine.

Notons que ces formations de remaniement et de lessivage des éléments ferrugineux sont parfois associées à la présence des dragées de quartz dont le coefficient d'arrondi est une conséquence de l'altération. Cette association entre ferruginisation en milieu carbonaté et présence résiduelle de dragées de quartz marque bien une phase d'altération qui atteint le substratum sous le mur des couvertures héritées du Crétacé supérieur après leur érosion (au moins partielle).

Dans le cadre de cette étude, nous avons retrouvé ces dragées de quartz sur le causse Méjean de façon très ponctuelle, voire anecdotique, concentrées dans des paléokarsts ou remaniées et mélangées avec d'autres pétrographies au sein de formations superficielles. Ces dragées de quartz ne constituent pas ici de concentrations suffisantes qui présentent un intérêt en termes d'affleurements pour être représentées en carte.

d) Affleurements de brèches d'altération, paléokarsts et remplissages de laminites*

Les feuilles des cartes géologiques de Meyrueis (Gèze *et al.*, 1977) et de Florac (Gèze *et al.*, 1980) précisent la présence de brèches globalement représentées comme affiliées aux grands accidents sub-méridiens qui parcourent le massif. A plusieurs endroits, les géologues ont précisé que ces zones de brèches s'écartaient sensiblement des accidents tectoniques et on s'aperçoit sur le terrain que c'est souvent le cas (Figure 58).

Dans les versants de la Jonte et du Tarn, plusieurs couloirs contraignant la géométrie de ces brèches montrent qu'elles sont fortement altérées et parfois cimentées par des *laminites** et de la calcite de blocage, phénomènes paléokarstiques qui se retrouvent aussi dans des remplissages plus classiques à l'intérieur de paléodrain.

Enfin, de vastes zones en sub-surface présentent des brèches d'altération soulignant l'action induite sur le substratum jurassique par le développement des profils d'altération.

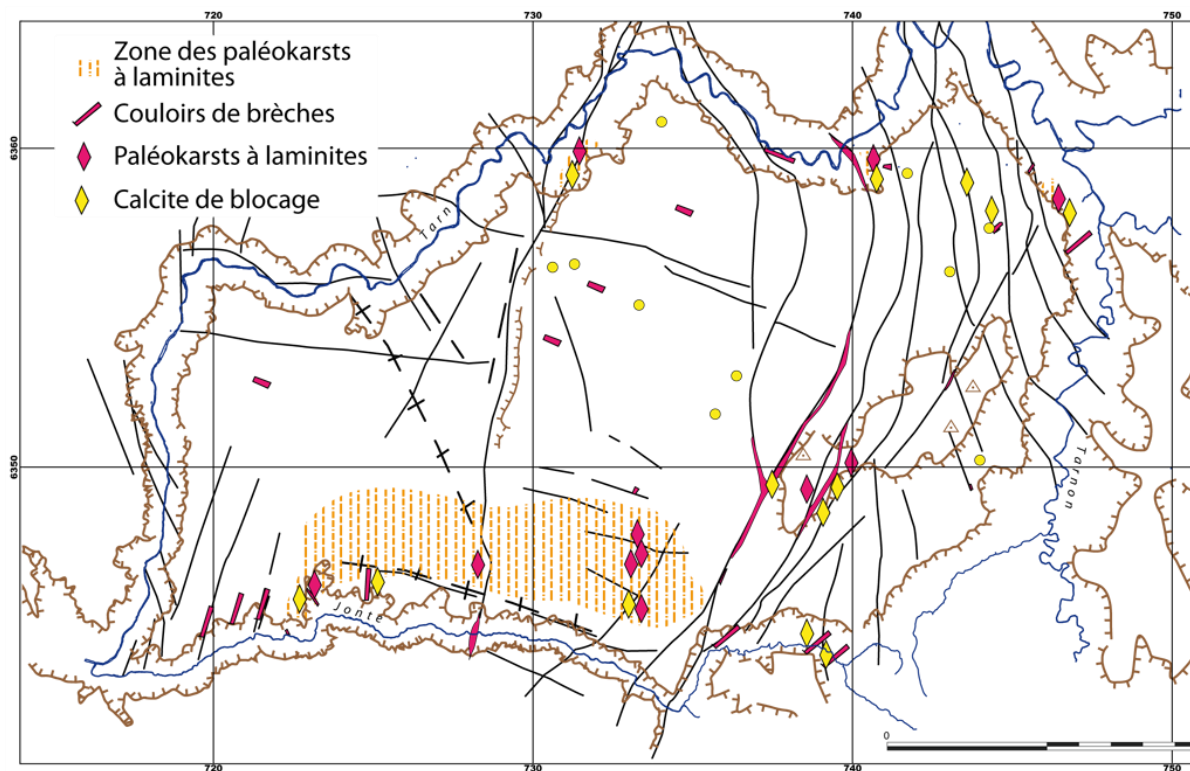


Figure 58 : Cartes des paléokarsts à laminites* oxydées et déformées et corrélation avec des couloirs de brèches. Les paléokarsts à spéléothèmes* sont signalés par les ronds jaunes, leur répartition n'est pas corrélée avec les paléokarsts à laminites* en raison de leur genèse par émerision.

Couloirs de brèches et brèches de crypto-altération

Ce chapitre traite des formations de brèches d'altération affectant les assises karstiques ou jouant un rôle dans l'évolution ou le fonctionnement des infiltrations ou des venues d'eau. On observe deux types de masses bréchiques (Figure 59):

- les couloirs de brèches karstiques ;
- les brèches soulignant les profils de crypto-altération.

Les couloirs de brèches karstiques

Ces corps de brèches sont souvent organisés en couloirs et sont parfois cimentés ou scellés par des dépôts de *laminites** oxydés et localement déformés par la tectonique. **Ces couloirs de brèches ont donc été parcourus par des circulations capables de transporter et de déposer des sédiments, ce qui implique leur interconnexion au sein d'un système hydrosédimentaire.** On remarque que des cimentations ultérieures sont venues sceller ces dépôts, notamment des ciments chimiques à cristaux de calcite (Figure 60) en grandes

macles* et parfois en calcite drusique*, ou des minéralisations Pb-Zn, montrant à nouveau la capacité de ces corps bréchiques à être parcourus par des circulations d'eau.



Figure 59 : Brèches d'altération et de tassement-effondrement contenues dans un couloir (à gauche) et brèches dans des poches karstiques de crypto-altération (à droite).



Figure 60 : Brèches de crypto-altération sur la bordure de corrosion* de Valbelle (à gauche) et zone de soutirage dans un couloir de brèches à l'ouest de Fretma.

Les couloirs de brèches constituent donc des discontinuités majeures organisées au sein des réservoirs karstiques. Comme on l'a vu précédemment (3.1.2 a), dans les dolomies, ces zones de faiblesse mécanique sont sollicitées pour drainer les zones de fantômisations au sein du massif carbonaté. Un maillage interconnecté de couloirs de brèches et d'altération profonde est ainsi exploité par les drainages concentrés en direction des points bas par érosion interne et évacuation régressive des zones altérées et/ou des remplissages meubles piégés dans les brèches. La suite logique de ces évolutions conduit ces couloirs à se tasser sur eux-mêmes et provoquer la formation de galeries en couloirs comme dans le cas des pseudo-*endokarsts** décolmatés de leur fantôme de roche.

On retrouve des couloirs de brèches dans les calcaires dolomitiques de l'Hettangien en rive gauche du Tarnon et en rive droite de la Jonte dans le secteur de Gatuzières où ils sont cimentés en partie par des minéralisations Pb-Zn et en partie par diverses cristallisations comme de la calcite.

Les brèches soulignant les profils de crypto-altération

Comme nous l'avons déjà évoqué, ce maillage de couloirs de brèches est télescopé par l'abaissement du front de crypto-altération à la surface du plateau. Dans les secteurs dolomitiques, la crypto-altération matérialisée par le *grésou** rouge se propage et recoupe les couloirs d'altération de *grésou** clair. Dans les calcaires et les calcaires dolomitiques, on observe des brèches de crypto-altération sous forme de poche entre des pinacles qui viennent de la même manière s'interconnecter avec les couloirs de brèches profonds.

Paléokarsts à laminites* intra-karstiques et intra-bréchiques

Les remplissages de laminites* oxydées et déformées sont piégés dans des paléodraines et dans les amas bréchiques (Figure 61). **Ces remplissages se distinguent des autres remplissages karstiques dans le sens où ils ne correspondent pas à une sédimentation liée au fonctionnement hydrodynamique d'un système karstique gravifique, mais à un colmatage de vides disponibles lors d'une immersion du massif.**

La carte de répartition des paléokarsts à laminites* intra-bréchiques et intra-karstiques (Figure 58) montre trois types de localisation :

- des paléokarsts et des couloirs de brèches recoupés par la surface topographique aux alentours de 1 000 m d'altitude dans la partie sud du causse et plutôt dans des secteurs en dépression ; on peut leur assimiler les paléokarsts de Valbelle à l'est du plateau ;
- des paléokarsts associés à des couloirs de brèches recoupés par la surface sommitale à 1 100 m dans le secteur de Fretma et du Serre Baljupo ;
- des paléokarsts et des couloirs de brèches recoupés par les versants bordiers du causse (route D63 entre le Maynial et la Parade, route D986 de Sainte-Énimie, route D16 de Florac ; Figure 61).



Figure 61 : Laminites* oxydées et déformées dans le paléokarst de la route D63 entre la Parade et le Maynial (à gauche) et paléokarst à laminites* et calcite de blocage de la route D986 descendant à Sainte-Énimie (à droite).

Associés à ces paléokarst à laminites*, on observe souvent :

- le blocage des vides restant disponible par de la calcite (Figure 60, photo de droite) ;
- une forte oxydation ;
- d'éventuelles déformations cassantes, dont des fractures tectoniques.

Plusieurs caractéristiques concernant l'état du réservoir au moment de la formation de ces paléokarsts ressortent de ces observations.

Tout d'abord pour assurer les circulations et le transit sédimentaire à travers ces structures bréchiques, il fallait que les calcaires jurassiques soient sub-affleurants. Par la suite, ces paléokarsts ont connu une importante phase d'altération, et enfin, ils sont affectés par phase tectonique compressive de la phase pyrénéenne.

Compte-tenu de l'état des connaissances actuelles, il y a deux occurrences potentielles pour la mise en place de ces paléokarsts : soit l'immersion de la surface de discordance par la mer au Crétacé supérieur, soit au cours de l'ingression marine du Paléocène, bien documentée jusque sur le Causse du Campestre, mais non caractérisée sur le Causse Méjean. En l'absence de datation, il n'est pas possible de déterminer l'âge de ces formations. On peut néanmoins proposer une attribution potentielle à un des épisodes marins postérieur au Jurassique supérieur et connus sur les causses. Il reste à déterminer s'il s'agit de l'ingression marine du Crétacé supérieur et/ou de celle du Paléocène. Des processus de sédimentation intra-karstique et intra-bréchique analogues sont envisageables dans un milieu lacustre, mais aucun événement paléogéographique de ce type n'est décrit à l'échelle des Grands Causses pour l'intervalle de temps qui nous intéresse ni pour des périodes plus récentes.

e) Les apports fluviaux allochtones

Les formations fluviales allochtones ne présentent pas la même importance sur le Causse Méjean que sur le Causse Noir ou les Causses méridionaux (Camus, 1999 ; Bruxelles, 2001 ; Camus 2003). Elles sont néanmoins bien présentes et leur localisation est particulièrement révélatrice de l'évolution du plateau à une époque où des rivières coulaient à sa surface avant l'incision des canyons au contact du substratum cristallin des Cévènes.

Ces formations sont caractérisées par leur faciès et leur cortège pétrographique : il s'agit d'alluvions d'origine cévenole. Lorsqu'elles sont bien préservées à l'abri de l'altération météorique dans l'*endokarst**, on retrouve tout le cortège pétrographique des roches cristallines des reliefs de l'Aigoual et de son auréole métamorphique. En surface, les schistes sont transformés en argile et les granites ne sont plus identifiables, si ce n'est par des granules arénitiques de quartzs grenus gris et de feldspaths. Les marqueurs principaux sont les galets de quartz d'exudat identifiables par leurs inclusions et leurs veines schisteuses, ainsi que par leur morphologie peu arrondie et leur émoussé modéré (Figure 62) très significativement différente de celle des dragées de quartz attribuées au sidérolitique des auteurs (Coulet, 1975 ; Cals *et al.*, 1980).



Figure 62 : Alluvions constituées des dragées de quartz et d'éléments de cuirasse dans la couverture du paléo-poljé* de contact du Ségala*.

Ces alluvions allochtones constituent les formations de surface auxquelles s'ajoutent les remplissages fluviaux piégés dans le karst à plusieurs endroits sur le Causse (Figure 63). Ils sont présents :

- au sud-est du plateau, au pied de la *bordure de corrosion** du Ségala* et de Villeneuve, et de façon plus éparse, au pied des *rajals* de Nîmes-le-Vieux et d'Aures. On trouve des paquets isolés de sédiments alluviaux cévenoles associée à des chailles remaniées, qui jalonnent la bordure est du causse sous l'altitude de 1 050 m environ jusqu'au droit de Florac. Leur position et la nature géologique des sédiments traduisent une paléo-connexion qui **assurait le contact d'un amont topographique cristallin avant le creusement des vallées périphériques de la haute Jonte et du Tarnon** (écoulement sud/nord ?) ;
- plus au nord, jusqu'à la pointe nord-est du causse, on observe un deuxième type de dépôts fluviaux correspondant à une évolution plus poussée de ces apports alluviaux sur le causse. Il s'agit d'alluvions allochtones parfois de gros modules (25 à 30 cm de diamètres pour le grand axe). On retrouve ici, la formation caractéristique de galets et de graviers de quartz d'exudat, peu arrondis et emballés dans des argiles sableuses ;
- le long de la gouttière du Tarn au-dessus des lèvres du canyon, on retrouve des galets de quartz, isolés ou très épars, remaniés à la surface, mais souvent à proximité immédiate d'indices de paléokarsts. Ces indices fluviaux n'ont aucune valeur en termes de formations superficielles, mais ils sont indiqués ici pour leur valeur de traceur sédimentaire. Ces galets témoignent d'une phase ancienne de la présence d'un proto-Tarn qui a commencé à couler à cette altitude avant d'inciser sa vallée, puis son canyon ;
- plus bas, le long de cette gouttière fluviale qui forme les lèvres du canyon du Tarn, on retrouve des placages alluviaux qui peuvent s'étendre dans les dépressions, remaniés dans les *dolines** de la plaine de Carnac, entre Montignac et Anilhac.

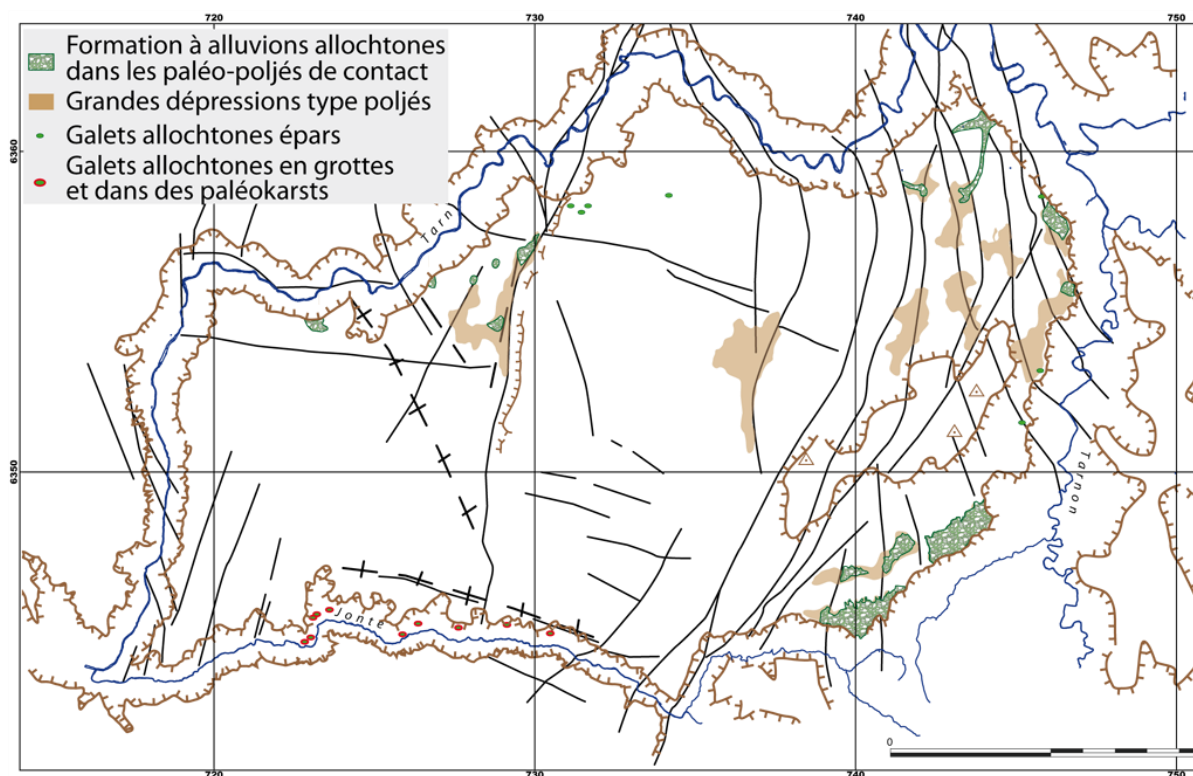


Figure 63 : Carte des formations fluviales allochtones.

Enfin, on indique aussi la présence de galets piégés dans des paléokarsts ou retrouvés sous forme de remplissages dans les cavités, sur toute la hauteur de l'incision du Causse Méjean. Ces remplissages, bien que non cartographiés, nous informent sur les dynamiques de dépôt et la conservation des formations alluviales de surface (Sartegou *et al.*, 2018).

f) Les formations et les édifices volcaniques

Plusieurs édifices ou indices volcaniques ont été étudiés dans la région, dont une partie sur le Causse Méjean : dyke du Puech Alluech, basaltes des Vignes (Dautria *et al.*, 2010), *diatrème** et éjectats du volcan d'Eglazines (Berger *et al.*, 1968 ; Gastaud *et al.*, 1983 ; Ambert, 1991 ; Dautria *et al.*, 2010), et d'autres très proches, comme les maars des Causses du Masegros et de Sauveterre (Bruxelles, 2007) ou les dykes existant sur la carte géologique dans les versants de la rive droite du canyon du Tarn (Figure 64).

Sur le Causse Méjean, ces formations ne jouent qu'un rôle négligeable en tant que formations superficielles et nous ne reprendrons pas ici leur description détaillée.

On ne mentionnera ici que la présence d'un petit bloc de basalte dans la *doline** de Nabrigas, la plus vaste du plateau, qui tirerait son origine d'un maar* occulté. Nous traiterons de cette forme géante dans le chapitre dédié aux *mégadolines**.

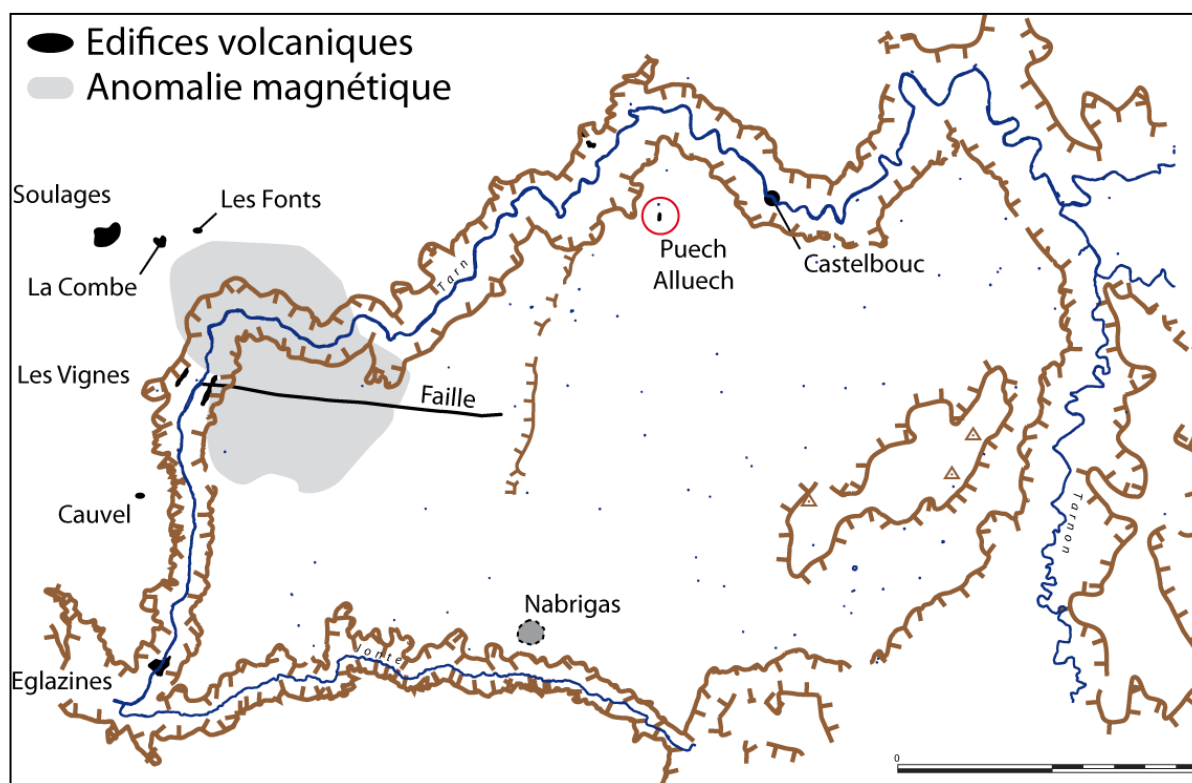


Figure 64 : Localisation des édifices volcaniques : épanchement et anomalie magnétique des Vignes ; maars d'Eglazines, de Soulages, des Fonts, de la Combe et de Cauvel ; dyke de Puech Alluech ; mégadoline* de Nabrigas et site de Castelbouc.

g) Les formations périglaciaires

Le Causse Méjean, dont les altitudes dépassent très souvent 1 000 m, est fortement soumis à l'action du gel et de la neige. La production de gélifractions est significative dans les lithologies qui s'y prêtent. L'impact du gel est très différemment enregistré en fonction qu'il affecte des roches calcaires ou dolomitiques. Son action est négligeable sans le cas des dolomies, sauf pour la dolomie poreuse qui en surface forme une pellicule de *grésou** au pied des ruiniformes (Ambert, 1991).

Les secteurs d'affleurements calcaires présentent des profils régularisés hérités des phases froides du Quaternaire et sensiblement entretenus encore actuellement au-dessus de 1 100 m. Néanmoins, les formations périglaciaires ne recouvrent pas d'importantes surfaces et se concentrent localement dans les points bas de la topographie du plateau et dans les fissures karstiques. Ces dépôts peuvent néanmoins être conservés quand ils ont été suffisamment enfouis. À ce sujet, on remarque souvent dans l'*endokarst** des alternances de couches de gélifractions ruisselés et de planchers stalagmitiques rappelant l'effet répétitif de cette dynamique morphosédimentaire.

Par ailleurs, dans l'étage supérieur du causse entre 1 200 et 1 300 m d'altitude, les dépôts cryoclastiques* sont beaucoup plus répandus et associés à des morphologies périglaciaires de type karst nival, notamment des *dolines** asymétriques en fer à cheval.

Enfin, les versants des canyons et les reculées sont abondamment couverts de grès au pied des corniches calcaires. Localement, elles peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et peuvent être transformées en brèches sédimentaires (Figure 65).

Nous nous intéresserons ici aux formations qui témoignent :

- de l'activité du gel sur place, sous forme d'accumulations de gélifraacts en pied de paroi ou localement piégées dans les *dolines** et dans les entrées de cavité où leur rôle reste limité en termes de formation superficielle, mais parfois très caractéristiques en termes de fonctionnement comme celles du karst nival ;
- des accumulations de gélifraacts liées au transit dans les vallons sous forme de comblements de fond de vallon, de cônes de déjection et de colmatage de dépressions de type *ouvala** ou paléo-*poljés**, en essayant de préciser leur incidence sur les infiltrations.



Figure 65 : Débit en plaquettes dans les calcaires du Kimméridgien près de Nivoliers (à gauche) et dépôts de gélifraacts calcaires lités dans la carrière d'extraction creusée dans l'épaisse formation périglaciaire qui comble la dépression inférieure de la Fajole (à droite).

3.2.2. Formes karstiques: description et répartition

Les formes karstiques qui supportent les couvertures permettent de reconstituer la succession des phases morphodynamiques qui ont présidé à la structuration des grands éléments du paysage à la surface du Causse Méjean depuis le Néogène, et par là, à la structuration des drainages souterrains. Néanmoins, certains secteurs en relief et surtout en creux correspondent à des surfaces significativement antérieures car affectées par les déformations pyrénéennes elles-mêmes tronquées par des surfaces d'aplanissement.

Cette évolution de surface commence avec une dénudation importante des couvertures et la troncation locale du bâti carbonaté par la « Surface Fondamentale des Causses » (Ambert, 1991).

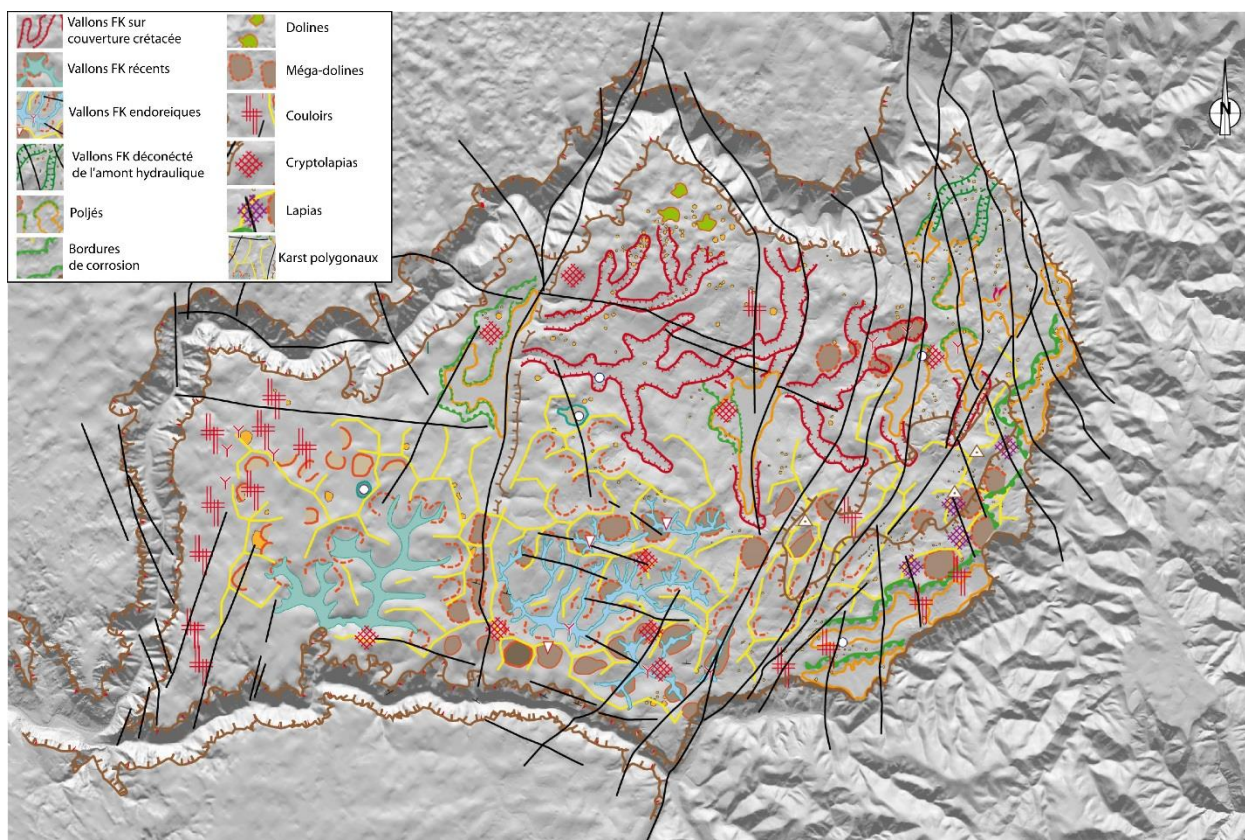


Figure 66 : Carte de synthèse des formes karstiques du Causse Méjean.

a) Formes en relief et paléo-surfaces

On considère ici les formes qui constituent le modelé de la surface du Causse Méjean. Ces formes ont été générées dans des contextes géologiques et géomorphologiques dont l'évolution conduit à la situation actuelle. Certaines d'entre elles étaient d'ailleurs des points bas et se retrouvent aujourd'hui en inversion de relief et constituent les points hauts.

La surface fondamentale des causses et sa dégradation

La surface fondamentale des causses (S0), bien que mal conservée et mal datée, est évoquée par l'ensemble des auteurs (Marres, 1935 ; Coulet, 1962). Elle correspond à la mise en place progressive d'une surface d'érosion généralisée au toit des dépôts du Crétacé supérieur. Sa formation a pu débuter dès le retrait de la mer au Crétacé terminal, probablement sur une longue période de temps couvrant en partie le début du Tertiaire. Largement démantelée, elle se retrouve localement sous forme de lambeaux au niveau des hauts reliefs des Causses, autour de 1100-1200 mètres d'altitude.

Dans le paysage actuel, la surface fondamentale des causses n'est donc plus que résiduelle. Sa dégradation a conduit dans un premier temps à des reliefs typiques de type *karsts à buttes**, bien connus en milieu tropical. Puis lorsque le creusement de ces formes s'accroît et qu'elles finissent par se rejoindre, elles constituent un *karst polygonal**. Ces formes en creux atteignent généralement de vastes dimensions, d'où leur appellation de *mégadoline**.

L'essentiel de cette évolution correspondant à la dégradation de la surface fondamentale s'est opérée par crypto-altération sous couverture d'âge Crétacé par des altérations anciennes notamment caractérisées par des encroûtements de calcite (cf : chapitre 3.2.1.b). Les dépôts du Crétacé supérieur ont scellé une surface karstique antérieure générée lors de la formation des bauxites au Crétacé inférieur. Avant la mise en place des dépôts du Crétacé supérieur, un

épisode d'altération majeur équivalent à celui qui a conduit la formation de la surface fondamentale des causses avait conduit à la formation de la « **surface infra-Crétacé supérieur** ». Cette surface ancienne est très dégradée et protégée par le Crétacé supérieur. Lors du retrait de la couverture du Crétacé supérieur, des portions de la surface enfouie ont pu être exhumées et constituer des paléo-reliefs en tout point similaires aux buttes karstiques et aux *dolines** générées par les phases d'évolutions plus récentes.

Les surfaces d'aplanissement et les replats

Les surfaces d'aplanissement sont décrites depuis longtemps. Marres (1935) distinguait six niveaux étagés sur le Causse Méjean et leur attribuait une origine *fluviokarstique** en lien avec une dynamique tectonique, en invoquant des « processus d'aplanissement qui (...) ont nivelé les accidents les moins vigoureux ».

Marquant nettement le paysage dans certains secteurs, ces surfaces sont le plus souvent conservées à l'état de lambeaux qui permettent néanmoins de reconstituer leur extension initiale. Les plus hautes, que l'on peut ici considérer comme les plus anciennes, sont assez mal conservées. Les plus basses forment de grands plans localement défoncés par le soutirage, mais dont la continuité est soulignée de loin en loin par des replats topographiques.

La géométrie des reliefs semble fortement marquée par un contrôle structural avec notamment des alignements morphologiques d'orientation nord-nord-est – sud-sud-ouest correspondant aux directions des failles régionales (faille de parade, faisceau de faille de Meyries, ...). Si certaines de ces surfaces semblent limitées par des failles, d'autres correspondent plutôt à des niveaux d'aplanissements karstiques. Ces dernières sont généralement emboîtées dans la surface précédente en lien avec la chute du niveau de base et se raccordent avec le plan inférieur par l'intermédiaire d'un talus répondant à la définition d'une bordure de corrosion plus ou moins dégradée (*voir ci-dessous*).

Plusieurs niveaux de surfaces ont été identifiés au-dessus des lèvres du canyon du Tarn (Figure 67 et Figure 68) :

- la surface à 900 m à l'ouest du Causse, en orange, dite (S3) et présentant plusieurs niveaux d'emboîtement entre 900 et 700 m (S4) ;
- la surface à 1 000 m, en bleu clair, dite (S2)
- une surface intermédiaire à 1 100 m, en bleu foncé, formant une grande banquette très horizontale au niveau de cette cote et adossée aux reliefs sommitaux qui la dominent (S1) ;
- une surface sommitale très résiduelle entre 1 200 et 1 300 m, en violet (dégradation supposée de la S0 = surface fondamentale des causses).

La numérotation de ces paléosurfaces n'ont pas de valeur chronologiques ; mais correspondent à des surfaces d'aplanissement reconnues sur le Causse Méjean. Les valeurs des cotes altimétriques sont approximatives et lissées à l'échelle du causse, mais elles rappellent des continuités topographiques à l'échelle locale tout en admettant des variations d'ordre décimétrique.

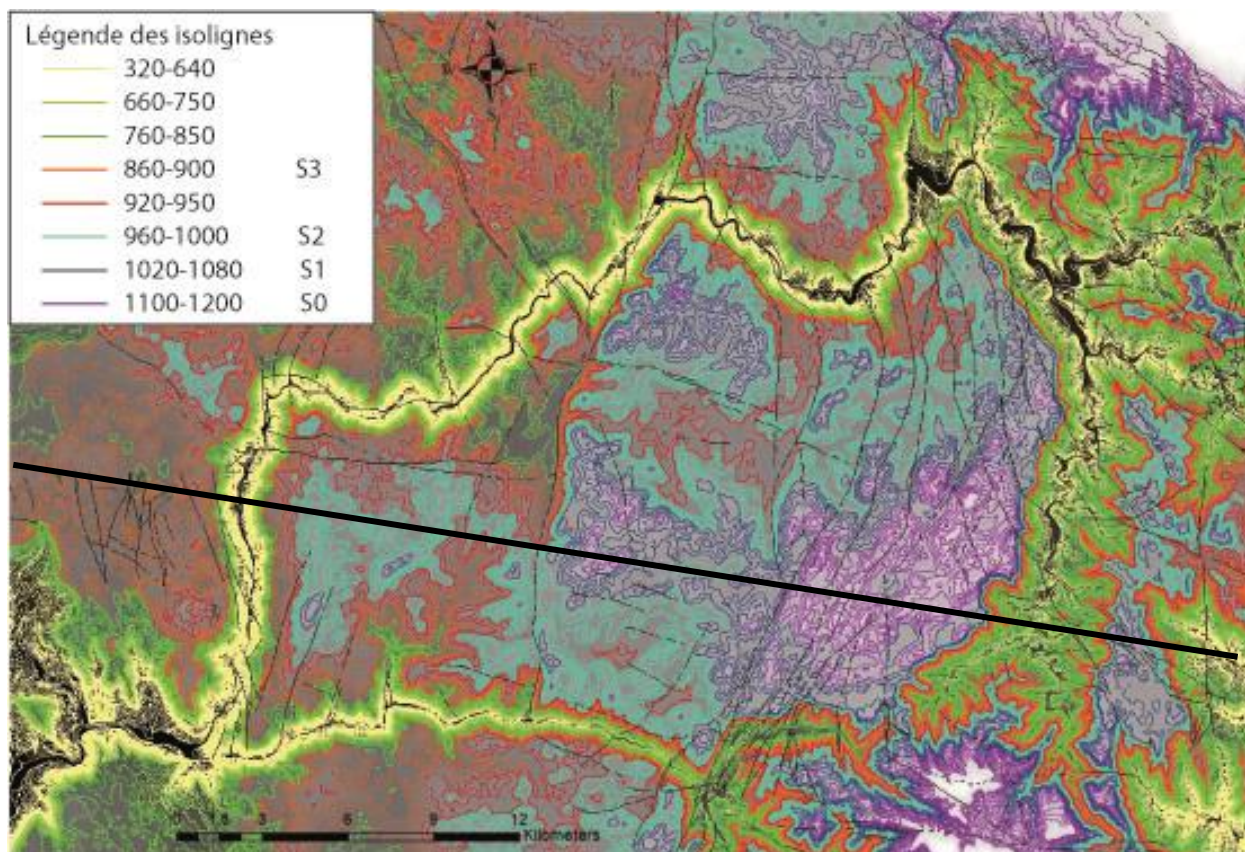


Figure 67 : Carte hypsométrique du Causse Méjean et tracé de la coupe de la Figure 68.

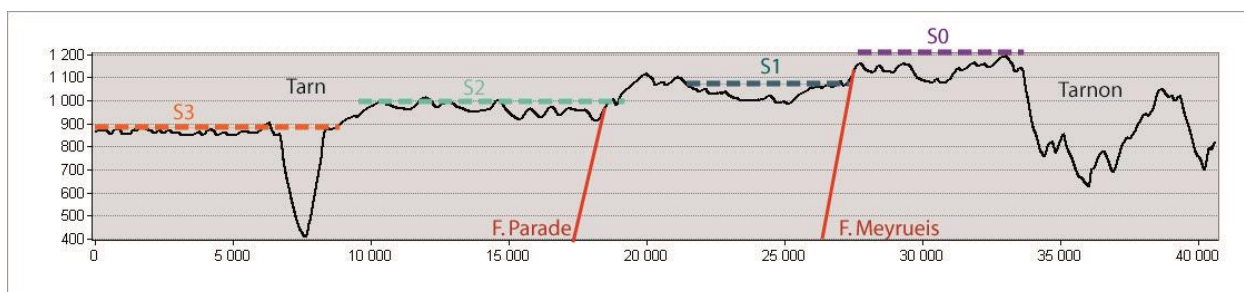


Figure 68 : Étagement des paléo-surfaces du Causse Méjean.

L'étagement est perturbé par des secteurs en dépressions, imprimés dans ces surfaces. On identifie des paléo-vallées fluviales et des paléo-*poljés** comme la plaine de Chanet déjà décrite par Marre (1935) ou des *poljés** toujours actifs comme le Cros Garnon, ainsi que par de nombreuses *dolines** de grande taille et des *ouvalas** décrit dans le chapitre suivant sur les formes en creux (cf. 3.2.2.b). Ce dispositif géométrique implique l'antériorité des surfaces d'aplanissement, parfois portées en position sommitale et de crête par inversion de relief, par rapport à l'évidement de toutes ces dépressions, mais il n'exclut absolument pas l'antériorité de paléo-formes enfouies ou empâtées sous leur couverture de crypto-altération.

Les niveaux de surfaces d'aplanissement

La surface sommitale au-dessus de la cote 1 100 m (Figure 69 et en violet à l'est du causse Figure 67 et Figure 68) est très fortement dégradée en *karst à buttes** et en *karst polygonal** démantelé. On identifie ici des lambeaux de la **surface fondamentale des causses (S0)** et des pans de la **surface infra-Crétacé supérieur** exhumée.

En contrebas de ces paléo-reliefs dégradés et/ou exhumés, on isole trois surfaces d'aplanissement majeures générées par trois niveaux de base différents :

- **la surface à 1 100 mètres (S1) en bleu foncé** (Figure 68 et Figure 69) s'étend en périphérie et au pied des reliefs sommitaux de type buttes karstiques issus de la dégradation de la **surface fondamentale (S0)**. Dans la partie centrale du causse, cette surface accueille un front d'altération à kaolinite et des encroûtements calcitiques de grande extension mis au jour par le retrait de la couverture de grès du Crétacé supérieur. Il est possible que cette surface ait été décalée par le faisceau de Meyrueis (S1 et S1' sur la Figure 68) ;



Figure 69 : Surface à 1100 m troquant le bord de la dépression du Grand Devès, au sud de Nivolières.

- **La surface 1 000 mètres (S2)** en bleu clair, a une extension relativement importante au centre et à l'ouest du plateau, ainsi qu'au sud, avec les replats qui dominent Meyrueis (Figure 68 et Figure 69). Elle semble postérieure au jeu de la faille de la Parade car aucun décalage n'est observé de part et d'autre. Dans le compartiment au nord-est du faisceau de Meyrueis dans le secteur de Valbelle on retrouve aussi ce niveau en bleu clair, mais lui semble décalé par le faisceau (limite nette au niveau des failles), et correspond à une forme en creux (voir chapitre suivant, 3.2.2.b) ;
- **la surface 950 mètres (S3)** est emboîtée dans la précédente et s'étend de part et d'autre du canyon du Tarn et se développe dans les dolomies du Bathonien et du Malm pour l'essentiel. Elle est incisée le canyon du Tarn (Figure 68). Elle correspond au plancher d'un vaste paléo-*poljé** ou d'une plaine karstique constituant la cuvette qui a accueilli la première installation du réseau hydrographique moderne. Cette surface est souvent largement démantelée par l'érosion et par le soutirage karstique se traduisant par l'extension de vastes *mégapliès** ruiniformes dans les dolomies.

La dynamique de mise en place et l'évolution de ces surfaces d'aplanissement

Les surfaces d'aplanissement et les replats karstiques repérés dans le secteur d'étude correspondent pour les plus importants à des formes qui dépassent largement la superficie du Causse Méjean.

L'étagement de ces surfaces illustre une phase d'enfoncement et le morcellement des morphologies karstiques consécutifs à l'abaissement progressif du niveau de base, avant l'incision majeure des canyons. Cette variation du niveau de base est à imputer à des mouvements de surrection. Le faisceau de Meyrueis semble décaler les paléosurfaces de part et d'autre, portant en altitude plus prononcée son compartiment est. Le jeu du faisceau serait donc postérieur aux surfaces S0, S1 et S2. En revanche la Surface S2 semble postérieure au

jeu tectonique de la faille de la Parade. La surface S3 s'emboîte sans trace de mouvements tectonique dans la surface S2.

Ces morphologies marquent l'encaissement progressif du réseau hydrographique d'un paysage karstique plus vaste que le causse actuel et la mise en place d'un soutirage karstique de plus en plus performant. Dans les secteurs dolomitiques, le démantèlement de ces surfaces par érosion et surtout par soutirage karstique se traduit par le dégagement des *canaules**, par voie aérienne et souterraine. Elles sont donc souvent hérissées de pinacles dolomitiques et constellées de très nombreuses *dolines**. Le soutirage y est actif et il se traduit par la vidange plus ou moins brutale du *grésou**.

Ce sont les formations superficielles qui ont permis l'entretien des processus dominants d'aplanissement en limitant le drainage par l'*endokarst**. Les processus de crypto-corrosion et d'érosion des anciennes couvertures sont donc à l'origine du développement de l'essentiel des surfaces emboîtées. L'importance des couvertures karstiques et leur rôle sur le contrôle des infiltrations a permis aux dynamiques d'aplanissement de se maintenir localement malgré l'abaissement des niveaux de base.

b) Formes en creux

Les vallons *fluviokarstiques**

En domaine karstique, la formation et le fonctionnement de vallons *fluviokarstiques** impliquent au moins l'une des deux conditions suivantes :

- un niveau de base karstique pas trop déprimé pour permettre le maintien des écoulements en surface. Dans le cas contraire les écoulements seraient rapidement absorbés avant même de pouvoir se concentrer en surface ;
- une couverture imperméabilisante qui, si le niveau de base local est déprimé, devient nécessaire pour préserver les écoulements du soutirage karstique, mais peut aussi favoriser la concentration des eaux en surface.

Ces deux conditions d'ordre géomorphologique peuvent être résumées du point de vue du fonctionnement hydraulique, par une faible capacité d'infiltration i) hydrodynamique dans le cas où le gradient contrôle les possibilités d'infiltration et ii) géologique dans le cas où la couverture forme un écran imperméable.

Notons que les sols gelés périglaciaires peuvent jouer un rôle similaire et qu'une fois infiltrées les eaux peuvent s'accumuler si le milieu souterrain n'assure pas une perméabilité suffisante ce qui est le cas des circulations dans les zones fantômisées.

L'observation de la morphologie d'ensemble du secteur étudié couplée à celle des formations superficielles permet de distinguer trois types de vallons *fluviokarstiques** sur l'ensemble du Causse traduisant :

- un drainage sur les couvertures crétacées avant l'incision des canyons du Tarn et de la Jonte ;
- des percées hydrographiques en bordure de causse se dirigeant du socle vers la surface du causse, à l'époque où le massif était en connexion topographique avec ses amonts cristallins (à l'est) ;
- un drainage exogène, vers l'extérieur du massif, assuré par un réseau de ravins incisés dans le substratum carbonaté et mis en place au cours du creusement des canyons.

Vallons *fluviokarstiques sur les couvertures du Crétacé**

Ces vallons sont tous compris dans la partie nord et centrale du plateau à l'est de la faille de La Parade, dans la zone où persistent des vestiges de la couverture d'âge Crétacé (Figure 66). Comme démontré sur le Causse de Séverac par Bruxelles *et al.* (2007) et dans le Larzac méridional par Bruxelles & Camus (2013), c'est la présence d'une couverture d'âge crétacé et ses produits de remaniement qui ont permis la mise en place du réseau hydrographique organisé.

Le paysage de vallons *fluviokarstiques** (Figure 70) correspond à paléo-réseau hydrographique relativement bien hiérarchisé qui drainait les eaux de surface. Les derniers témoins de ce réseau correspondent à des vallons perchés qui se raccordaient à la surface S3 à 950 m dans le secteur de Carnac, c'est-à-dire bien avant l'incision du canyon du Tarn. Au cours de l'évolution géomorphologique du causse et notamment de l'érosion des couvertures crétacées, ce réseau de vallons hérités s'est imprimé dans les calcaires et les dolomies. Là où les couvertures ont été mieux conservées, les terrains du Crétacé remaniés ont préservé ce réseau de surface du soutirage. Ce paléo-réseau est désorganisé de façon secondaire par des dépressions karstiques de grande extension (*ouvala** et *poljés**), ce qui indique l'ancienneté de sa mise en place. Ce démantèlement est achevé par soutirage, comme l'indiquent les nombreuses *dolines** qui jalonnent leur cours jusqu'à fonctionner en perte, et les entonnoirs de soutirage qui s'ouvrent dans les formations superficielles qui les comblent.



Figure 70 : Vallon *fluviokarstique** du Mas-du-Val vu vers le sud-est. Ce vallon est incisé en contrebas de la surface à 1 100 m parsemée de *crypto-doline* à remplissage de kaolinite et de sables issus de l'altération des grès du Crétacé.

Pendant les phases froides du quaternaire, la présence d'un permafrost a pu permettre une remise en fonction des vallons *fluviokarstiques**.

Aujourd'hui, la plupart de ces vallons *fluviokarstiques sont « fossiles », tout au plus, lors d'épisodes pluvieux importants, certains tronçons peuvent être parcourus par des écoulements temporaires lorsque le karst ne peut plus absorber l'infiltration assez rapidement.** L'activité croissante du soutirage karstique et la disparition des formations superficielles capables de concentrer les eaux de surface ont supplanté des circulations de surface.

Paléo-percées hydrographiques allochtones

Des percées hydrographiques se raccordent à la surface à 1 000 m, le long de la bordure du causse à divers endroits. Ces percées hydrographiques montrent des relations fluviales héritées entre le bassin versant développé sur le socle cévenol et la surface du causse déjà modelée. Ces percées hydrographiques impliquent l'existence d'une connexion hydrographique entre les reliefs du socle et la surface du causse. À la différence des vallons fluvio-karstiques installés sur les couvertures du Crétacé, ces percées hydrographiques sont mises en place après dénudation partielle de ces couvertures et des altérations associées.

Ces percées fluviales à charge alluviale cévenole ou des bras divagant d'un proto-Tarn ont circulé entre les reliefs karstiques à la surface du plateau le long d'une gouttière qui préfigure le tracé actuel des gorges.

Vallons karstiques et ravins incisés dans les surfaces basses du causse

Un autre type de drainage de surface correspond à des vallons caractérisés par un chevelu hydrographique en baïonnette qui souligne particulièrement bien les discontinuités du bâti structural. On observe ce type de réseau en baïonnette dans deux cas de figure :

- des réseaux de vallons secs, parfois endoréiques*, au fond des dépressions du *karst polygonal** qui s'étend dans la partie sud du causse et sur les hautes surfaces de l'est ;
- un réseau de vallons karstiques dirigé vers l'extérieur du massif, se raccordant en l'occurrence à la vallée de la Jonte vers 750 m d'altitude, et directement incisés dans le substratum carbonaté sous le niveau de la surface à 1000 m.

Les réseaux de vallons secs, parfois endoréiques (Figure 74)

Ces vallons sont organisés de façon *endoréique** en direction de points d'infiltration connectés à l'*endokarst**. Ces vallons sont le plus souvent ponctués de *dolines** qui s'alignent le long de leur talweg. Dans les cas des *ouvalas** de Hures et de Drigas (figure 74), ces chapelets de *dolines** désorganisent les vallons secs par soutirage jusqu'à des avens qui rejoignent rapidement le niveau d'écoulement souterrain près de 300 m plus bas. Les conditions de fonctionnement, partiellement hérité, de ces drainages de surface impliquent l'évacuation des couvertures par soutirage dans le karst par abaissement du niveau de base. Ces processus de dénudation correspondent dans un premier temps à la conjonction entre des phénomènes de ruissellement et de soutirage jusqu'à porter une grande partie du substratum calcaire sain à l'affleurement. Dans un second temps, ce réseau de surface est désorganisé par l'activité karstique de nombreuses *dolines** et remis en fonctionnement de façon récurrente par imperméabilisation sous l'effet du gel.

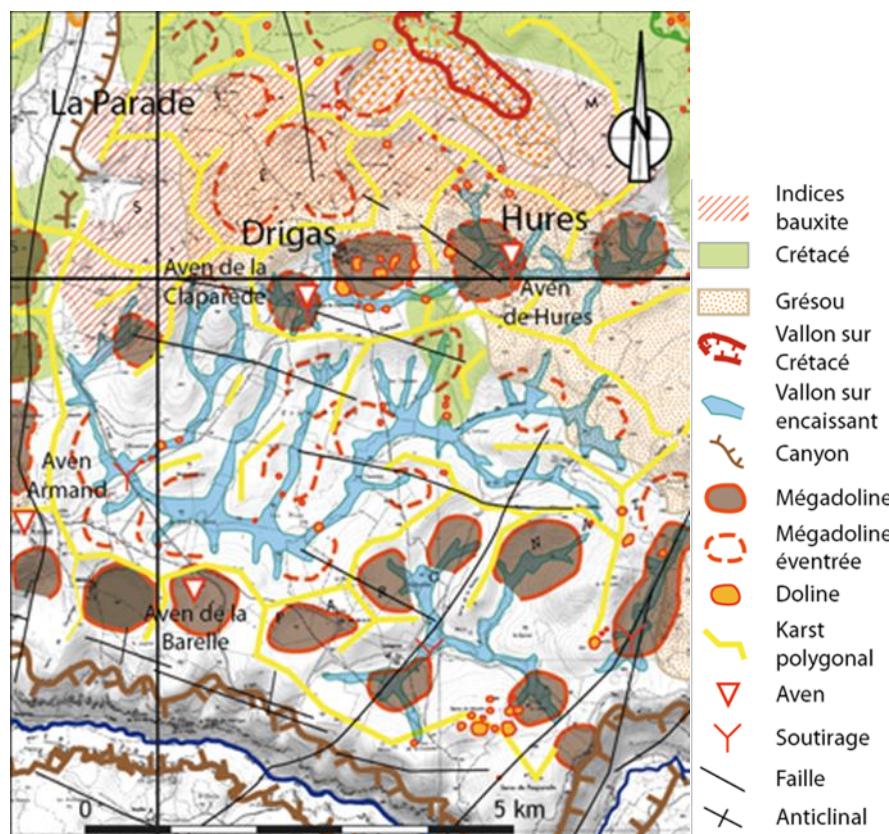


Figure 71 : Réseau de vallons karstiques des dépressions endoréiques entre les secteurs de Hures et de la Barelle, dans la partie sud du causse.

Le réseau de vallons karstiques dirigé vers la Jonte (Figure 75)

Dans la partie sud-ouest du causse, les vallons secs à fonds plats se raccordent en aval à des ravins tributaires de la vallée de la Jonte, comme le ravin de la Bastide. La mise en place de cette confluence s'est opérée vers 750 m, là où l'eau rencontre le niveau imperméable de l'Oxfordien. Ce contact explique en partie le niveau de vallons perchés, mais il est situé significativement sous les lèvres du canyon de la Jonte. Deux remarques s'imposent :

- le réseau de vallons secs tributaires de la Bastide s'est développé lors du creusement de la partie supérieure de la vallée de la Jonte dont la morphologie en canyon n'était peut-être pas encore acquise ;
- suite à l'incision du canyon, les vallons karstiques à fond plat se retrouvent perchés plus de 300 m au-dessus de la Jonte actuelle.

Ce niveau de vallons *fluviokarstiques** perchés se raccorde à la rivière en aval par un ravin au profil très raide. Cette érosion régressive s'arrête sur les couches imperméables de l'Oxfordien.

On retrouve ici, comme pour le drainage des dépressions endoréiques du *karst polygonal**, deux grandes phases d'organisation du drainage de surface en relation avec l'abaissement du niveau de base lors de l'incision des canyons.

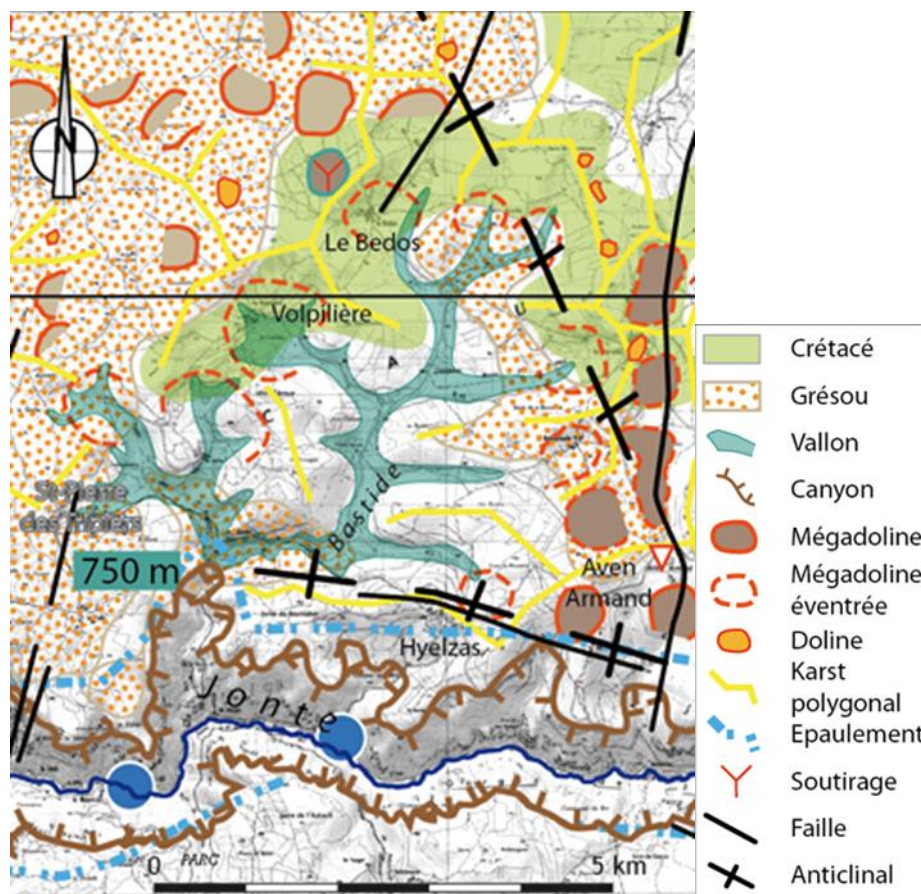


Figure 72 : Réseau en baïonnette des vallons secs de la Bastide. Ce réseau évide des dépressions héritées du karst polygonal. Le point aval des vallons à fond plat se trouve à 750 m, soit environ 300 m au-dessus de la rivière actuelle. Le canyon de raccordement incisé en aval correspond à une évolution secondaire contrôlée par l'incision du canyon alors que le fonctionnement vallons fluviokarstiques est contraint en amont pendage de l'imperméable de l'Oxfordien.

Paléo-poljés*, poljés* et bordures de corrosion*

Les *poljés** sont des formes caractéristiques des paysages karstiques. Lors de leur formation, le fond est calé sur le niveau de base local. Ils constituent donc de bons marqueurs de l'état du réseau hydrographique caussenard et notamment du niveau de creusement des vallées avant qu'elles n'acquièrent leurs morphologies de canyons.

Ces formes se développent par le recul progressif d'une *bordure de corrosion** où se perdent l'essentiel des eaux de surface. Si le niveau reste stable suffisamment longtemps, une véritable plaine karstique, de grande ampleur, peut se développer.

Lorsque le niveau de base s'abaisse, une nouvelle génération de *bordures de corrosion**, plus basse, car calées sur le nouveau niveau de base. Elles s'emboîtent alors progressivement dans l'ancien plancher du *poljé** pour former une sorte de trottoir. Elle gagne elle aussi progressivement en extension alors que la plus ancienne, devenue fossile, n'évolue plus. En général, il persiste une *banquette** appelé aussi *trottoir de corrosion** et qui correspond à l'ancien reste de plancher séparé du *poljé** actuel par la *bordure de corrosion**.

Au gré de l'histoire géologique et géomorphologique, plusieurs *bordures de corrosion** peuvent ainsi se former et rester visibles dans le paysage en s'étageant. Sur les lambeaux de replats perchés laissés par cette dynamique, l'érosion et le soutirage karstique s'attaquent aux parties les plus fragiles de la roche. Dans la dolomie, ce sont les zones de *grésou** dolomitique qui sont évacuées les premières. L'érosion permet d'exhumer des chicots dolomitiques

correspondant aux parties les moins altérées. Une grande partie des paysages ruiniformes de *mégapliès** des Grands Causses résultent de ce processus.

Avec la mise en place du réseau hydrographique et le creusement des canyons, ces *poljés** se retrouvent aujourd'hui largement au-dessus du niveau de base. Certains d'entre eux sont devenus complètement fossiles alors que d'autres, bénéficiant d'un apport renouvelé en dépôts superficiels ou d'une bonne conservation de ces formations, fonctionnent encore de manière ponctuelle.

Sur le causse Méjean, plusieurs formes peuvent être assimilées à des *poljés** ou à des paléo-*poljés**. L'identification de replats morphologiques associés à d'anciennes *bordures de corrosion** permet de reconstituer l'extension initiale de ces *poljés**.

Les paléo-poljés de contact* du Ségala* et de Nîmes-le-Vieux

Les études sur le Causse du Larzac (Bruxelles, 2001 ; Bruxelles & Camus, 2013) ont montré avec une certaine constance le développement de vastes dépressions allongées, au fond partiellement couvert d'argiles à chailles au pied des *ségalas**. En règle générale, les axes anticlinaux ont porté les calcaires siliceux du Bajocien à l'affleurement, les exposant à l'altération. Le produit de ces altérations, les argiles à chailles, a transité vers les points bas, parfois en se déposant sur les termes sus-jacents du Bathonien.

Sur le Causse Méjean, on trouve des zones très aplanies en bordure de Causses, sur la bordure sud et est du plateau entre Meyrueis et Florac. La présence d'une *bordure de corrosion** bien marquée dans les dolomies de Bathonien bordant ces replats permet de démontrer qu'il s'agit d'un développement des *poljés** sur la bordure orientale et sud du plateau (Figure 73 et Figure 74). Les formations superficielles retrouvées au niveau de ces replats sont constituées par des apports allochtones provenant d'un versant aujourd'hui disparu et caractérisés par :

- des dragées de quartz et nodules de fer qui signent l'altération d'une couverture située dans un point bas de la paléo-topographie ;
- des grosses chailles entières et peu transportées ainsi que des débris géoliffractés provenant d'affleurements proches sub-en place. Les débris géoliffractés tirent leur origine des calcaires du Bajocien. Les chailles altérées auraient pour origine le Sinémurien qui est présent au niveau des avants-causses du plateau d'Ayres et de la Can de l'Hospitalet de l'autre côté de la vallée de la Jonte ;
- des galets fluvialtiles allochtones d'origine cévenole qui témoignent d'une continuité topographique entre le massif cristallin et le causse.

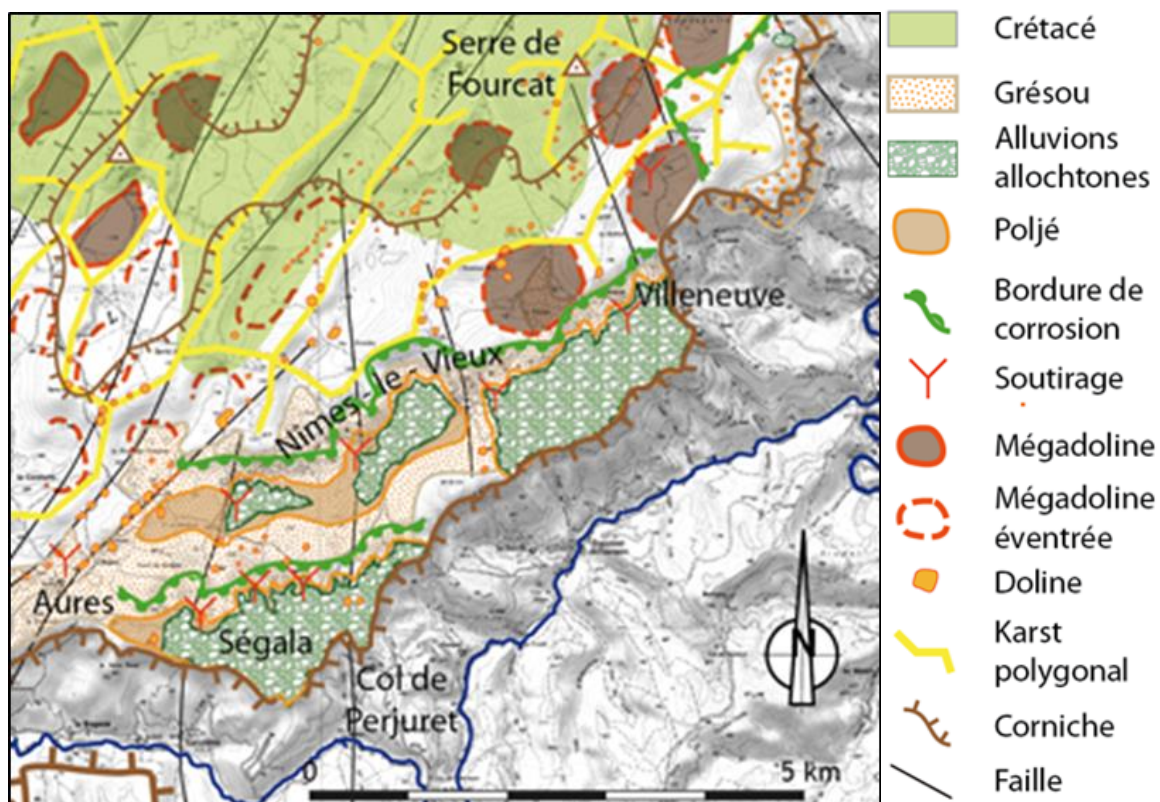


Figure 73 : Localisation du paléo-poljé de contact* du Ségala* et de Nîmes-le-Vieux.

La nature de ces formations au sein de ces *poljés** permet de déterminer le développement d'un *poljé de contact** déconnecté de ses amonts et notamment du socle cristallin à l'est et au sud, induit par le creusement de la vallée de la Jonte (Figure 74).

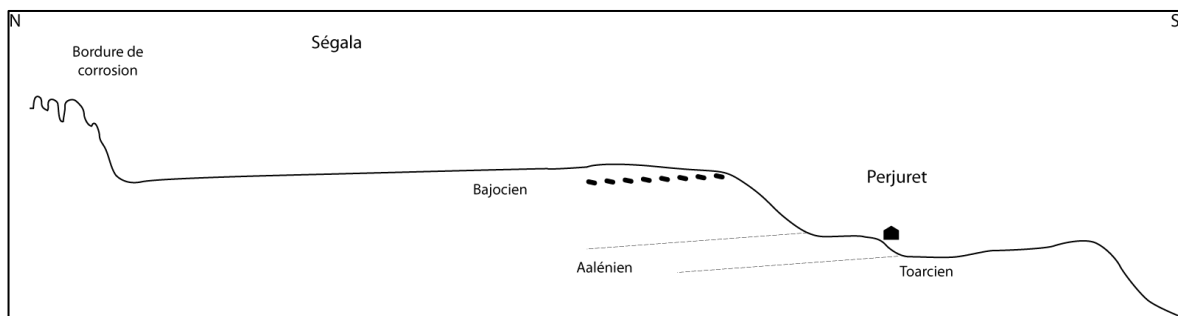


Figure 74 : Profil topographique schématique nord-sud reprenant la position litho-structurale du *poljé de contact** du Ségala* sur la bordure sud du causse. Croquis sans échelle.

Sur le site de Nîmes-le-Vieux, on observe plusieurs *bordures de corrosion** modelées en « *rajals* » ruiformes et plusieurs *trottoirs de corrosion** rappelant les planchers laissés après l'emboîtement de trois paléo-*poljés** successifs (Figure 75).

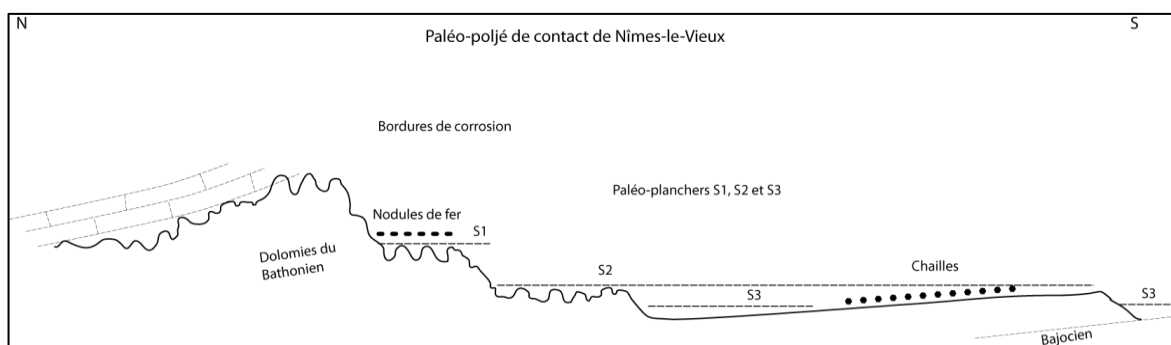


Figure 75 : Profil topographique schématisé nord-sud représentant les bordures de corrosion* et emboîtement des planchers des paléo-poljés* du site de Nîmes-le-Vieux. Les niveaux correspondent à des stades d'emboîtement locaux du paléo-poljé de contact* de Nîmes-le-Vieux.

Le trottoir au pied de la *bordure de corrosion** supérieure est caractérisé par des nodules ferrugineux témoignant de conditions d'altération dans une dépression humide, puis d'une oxydation par lessivage, c'est-à-dire enfoncement des circulations lors de l'emboîtement du paléo-poljé* suivant.

Le niveau inférieur, celui du *Ségala**, est quant à lui caractérisé par des épandages de chailles du Bajocien et de matériel allochtone cévenol qui montre que lors de sa mise en place, la surface du causse était encore en connexion avec son amont cristallin. **La bordure orientale et sud du plateau correspond ainsi à un ou plusieurs *poljés de contact** alimentés par des apports fluviaux du socle et des argiles à chailles provenant des avant-causses liasiques, situés de l'autre côté des vallées du Tarnon et de la haute Jonte.**

Le paléo-poljé* de la surface à 950 m au bord du canyon du Tarn : la plaine de Carnac

Au nord du causse, dans sa partie est, se développe la plaine de Carnac (Annexe 1), correspondant à la surface S3 (en orange, Figure 67) entaillée par les gorges du Tarn et dans laquelle plusieurs paléo-poljés* se sont emboîtés (850 m et 800 m). Cet ensemble correspond aux plus basses surfaces d'aplanissement locales identifiées sur le plateau.

La plaine de Carnac est calée sur la faille de la Parade d'orientation nord-sud, et contenu au nord de l'accident est-ouest qui court de Carnac aux Vignes. L'escarpement de la faille de la Parade est visible dans le paysage au niveau de la plaine de Carnac, mais est scellée par la surface à 1 000 m plus au sud. Cela suggère que l'escarpement de ligne de faille a été révélé par le creusement de ces dépressions et que la surface à 950 m et les dépressions emboîtées à 850 et 800 m correspondent à des paléo-poljés* et non à une surface initiale décalée par le rejeu de la faille. On retrouve les *bordures de corrosion** associées aux deux niveaux de plancher à 850 m affecté de plusieurs *dolines** à bords francs entre Montignac et Anilhac et le plancher actuel sous la cote de 820 m.

Le remplissage de la dépression est marqué par des traceurs sédimentaires issus de trois types formations :

- les grès ferrugineux du Crétacé supérieur remaniés, abondants dans les vallons perchés et sur les reliefs environnants ;
- les concrétions ferrugineuses et éléments de cuirasse, le « sidérolithique » des auteurs, abondant jusqu'à 850 m, c'est-à-dire jusqu'au *trottoir de corrosion** d'un paléo-poljé* ;
- des alluvions allochtones récentes piégées sur ce trottoir et dans la dépression emboîtée en contrebas.

Le niveau légèrement supérieur, calé entre 950 et 850 m, correspond à l'altitude de confluence des vallons *fluviokarstiques** perchés du Mas Saint-Chély et du Mas-de-Val, ainsi que de celui qui longe la faille de la Parade en provenance du sud. Le niveau à 850 m a accueilli des circulations interprétées comme correspondant au paléo-Tarn comme le suggèrent les dépôts d'alluvions. Des auteurs ont pu voir ici un paléo-méandre du Tarn mais sur le terrain il n'y a aucun argument dans ce sens si ce n'est la présence d'alluvions mais trop peu nombreuses et trop fortement remaniées pour être significatives. Ainsi, la forme générale du paléo-*poljé** de Carnac semble correspondre, à l'origine, à un secteur de confluence propice à des captures locales ou partielle d'un bras du paléo-Tarn.

Les paléo-*poljés disposés en escalier**

Entre les *poljés de contact** de la bordure sud-est et les dépressions de la surface à 950 m (plaine de Carnac) plusieurs dépressions oblongues, jusque-là interprétées comme des vallons secs attribués à une morphogenèse relativement récente, correspondent à un dispositif de *poljés** en gradins, analogue aux *poljés** dinariques, dispositif déjà décrit sur la bordure méditerranéenne du Larzac (Camus, 2003).

D'amont en aval, on trouve respectivement les paléo-*poljés** de la Fajole, de Cros Garnon et de Chanet (Figure 76). L'amont versant de ce dispositif est constitué par la zone de contact entre le causse et ses anciens amonts perdus de l'autre côté de la vallée du Tarnon.

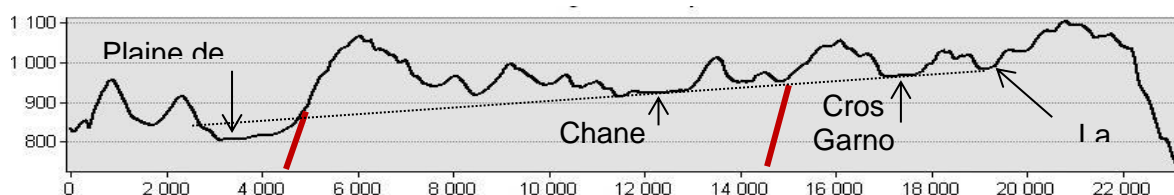
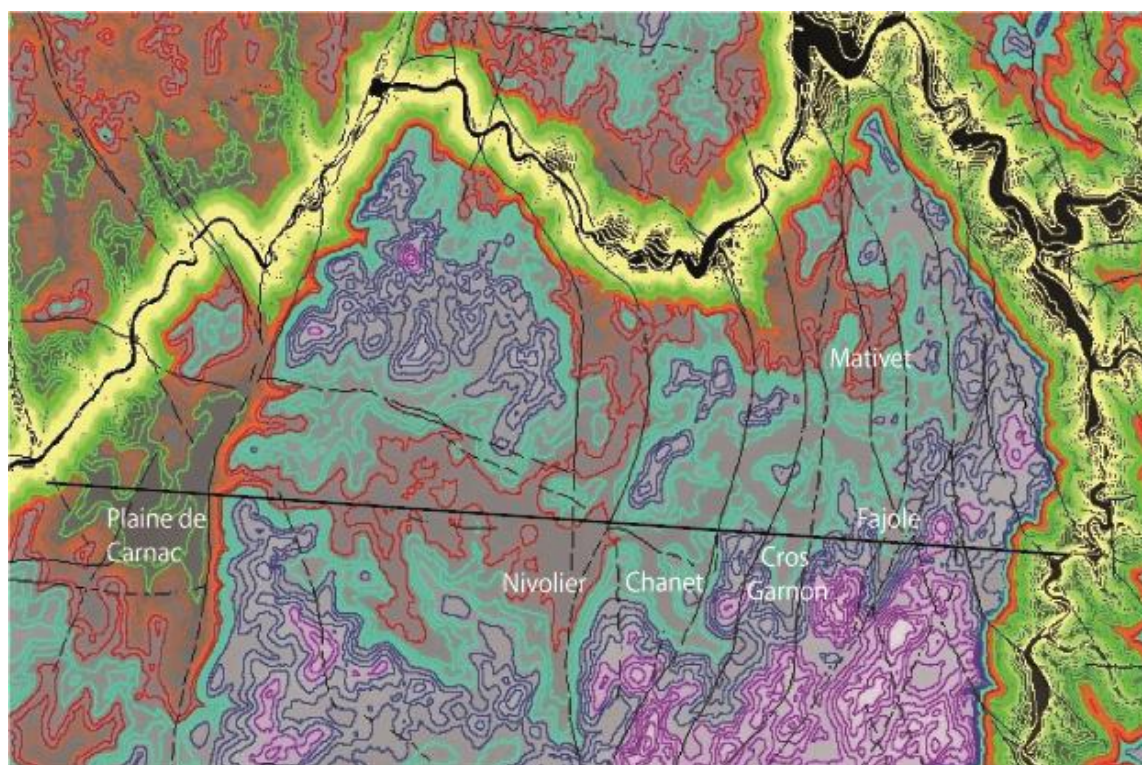


Figure 76 : En haut : zoom de la carte hypsométrique (Figure 67), localisation des *poljés* décrits dans le chapitre et position du tracé de la coupe. En bas : profil topographique de la coupe représentant le dispositif de type dinarique des paléo-*poljés** du Causse Méjean.

Le paléo-poljé* de la Fajole

Cette vaste dépression fermée, calée sur un accident N30° appartenant au faisceau de Meyrueis, d'orientation méridienne est interprétée par Marres (1935) comme un vallon *fluviokarstique**. Or, on observe un niveau supérieur calé à 1 000 m d'altitude dans le secteur de la Fajole, présentant des replats calcaires percés de *dolines** bien marquées et supportant des remplissages oxydés et des enduits ferrugineux préservés dans ces *dolines** à bords escarpés. En contrebas de ce niveau perché, s'étend un niveau emboîté de 25 à 30 m inscrit dans des *trottoirs de corrosion** (paléo-plancher à 1 000 m) bien limités par des bordures ciselées en lapiaz ruiniformes calcaires.

Sur ces deux niveaux de paléo-planchers, on observe deux types de formations superficielles :

- sur le niveau supérieur : des blocs de grès crétacé ferrugineux remaniés avec des éléments de cuirasse, des concrétions ou des minéralisations de calcite ;
- un puissant remplissage de gélifracsts colmate le niveau inférieur.

Il est probable qu'initialement, un paléo-vallon installé sur la couverture crétacée avant son retrait ait préfiguré cette forme en creux, comme l'indiquent les galets de grès ferrugineux retrouvés sur les lieux. Néanmoins, les observations permettent de redéfinir ici un paléo-*poljé** ayant évolué en deux niveaux.

Le paléo-poljé* du Cros-Garnon

Le *poljé** de Cros-Garnon est traversé par une faille d'orientation méridienne. Ce *poljé** est toujours actif avec une zone d'inondation drainée au nord par une perte concentrée (Figure 77). Ce *ponor** est situé à 955 m d'altitude près du hameau du Cros-Garnon.



Figure 77 : Paléo-*poljé** du Cros-Garnon. Vue vers le nord du plancher supérieur ; le *poljé** actif, c'est-à-dire inondable, correspond à la partie nord de la zone cultivée.

Les formations superficielles reconnues à l'affleurement dans le *poljé** du Cros-Garnon correspondent à des gélifracsts remaniés par ruissellement, ainsi qu'à de rares galets de grès ferrugineux, ils sont interprétés comme le remaniement des témoins d'anciennes couvertures résiduelles associées au vallon perché et des reliefs immédiatement en amont versant. La faible représentation des traceurs de ces couvertures anciennes peut être expliquée par le soutirage au fond de la dépression et leur remplacement par les gélifracsts calcaires.

Le paléo-poljé* du Chanet

La Plaine du Chanet est la deuxième plus grande dépression du causse après le paléo-poljé* de Carnac. Cet espace plat accueille l'aérodrome de Florac-Sainte-Énimie et des cultures. La bordure orientale du poljé* est calée sur une faille globalement sub-méridienne. La partie cultivée du poljé* s'inscrit dans une dépression plus vaste caractérisée par une bordure rectiligne à l'est et par des *trottoirs de corrosion** percés de *dolines** à l'ouest. Au nord et au sud, des vallons *fluviokarstiques** se raccordent à la dépression en marquant un replat calcaire correspondant à ces *trottoirs de corrosion**.

Dans la partie nord-est de la plaine, le vallon provenant de la dépression de la Baraque de Rocanti (Annexe 1) incise le plancher rocheux entre 950 et 935 m, pour rejoindre à l'ouest le vallon *fluviokarstique** du Mas-du-Val qui débouche dans le paléo-poljé* de Carnac.

On retrouve ici un niveau inférieur de terres cultivées et un niveau de plancher rocheux limité par une *bordure de corrosion** irrégulière. Le remplissage du niveau inférieur est composé de gélifracsts mélangés à des blocs de calcaires émoussés et corrodés et à des éléments de cuirasse ferrugineuse, le tout dans une matrice argilo-sableuse. Un cône de déjection se développe au débouché du vallon venu de la dépression de la Baraque de Rocanti.

Il est à noter que des blocs de crétacé ferrugineux se retrouvent plus haut, piégés dans des paléokarsts et dans des vallons jalonnés de *dolines** entre les surfaces S1 à 1 100 m et S2 à 1 000 m.

Le paléo-poljé* de Mativet

Cette cuvette basse est limitée par une *bordure de corrosion** bien marquée au sud dans les dolomies du Jurassique supérieur. Cette *bordure de corrosion** se prolonge sur la limite ouest où on trouve un *trottoir de corrosion** assez étroit sur lequel le hameau de Mativet est installé. Ici, on observe donc deux *bordures de corrosion** encadrant un trottoir relique. Plus au nord, ce trottoir, mieux conservé, se transforme en plancher continu vers l'altitude de 930 m.

Dans la partie sud du poljé*, le plancher inférieur est constitué par des remplissages de *grésou** et de produits de démantèlement des formations à éléments de cuirasse et à grès ferrugineux. Au nord, dans le secteur des Baumes, les formations superficielles correspondent à des accumulations plus ou moins continues d'alluvions à faciès cévenol. Ces alluvions forment des langues de dépôts provenant d'un vallon *fluviokarstique** situé au nord-est et se dirigeant vers plusieurs paléo-pertes (Figure 78). On observe aussi une forte proportion d'éléments de cuirasse ferrugineuse et quelques galets remaniés de grès ferrugineux.

Le paléo-poljé* de Mativet ne correspond pas au même dispositif de *poljés** en escalier, vu précédemment. Il s'agit d'une dépression correspondant à une cuvette dans laquelle se perdait une percée hydrographique en provenance du secteur du Tromple (Figure 78). Le drainage de surface en direction de Montbrun à travers les reliefs du causse indique une phase précoce de fonctionnement de la gouttière fluviale du proto-Tarn. Ce drainage de surface implique aussi le contrôle d'un niveau de base situé au nord du causse. Ce niveau de base a pu interférer dans le dispositif en escalier qui guidait les écoulements d'Est en Ouest et provoquer la capture du bassin d'alimentation des paléo-poljés* de la Fajole et du Cros Garnon, ainsi que de l'*ouvala** de la Baraque de Rocanti.

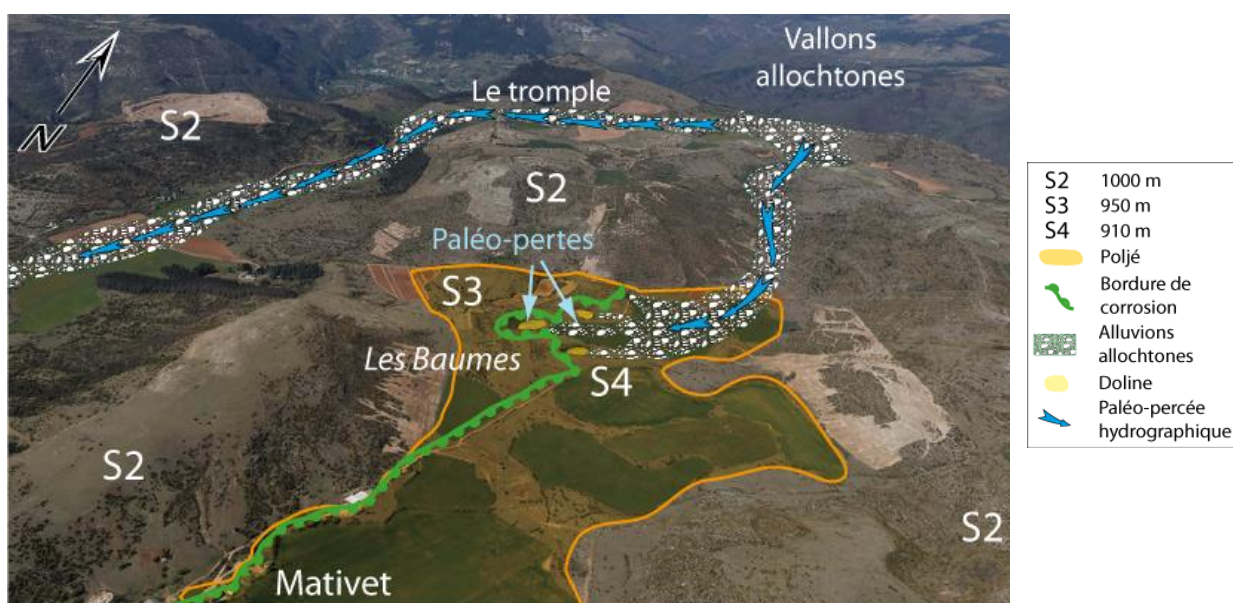


Figure 78 : À l'extrémité nord-est du causse, un des vallons fluviokarstiques* du secteur du Tromple diffue vers le poljé* de Mativet. Les alluvions cévenoles soulignent cette ancienne percée hydrographique. Localisation des paléo-pertes des Baumes au pied de la bordure de corrosion* S3 du poljé* de Mativet.

Dynamique de mises en place des *poljés** en escaliers

Les dépressions de la Fajole, de Cros-Garnon et de Chanet enregistrent trois ou quatre phases structurantes en termes d'évolution karstique :

- la mise en place d'un paléo-vallon *fluviokarstique** appartenant à un réseau hydrographique installé sur la couverture de grès du Crétacé supérieur avant son retrait (§. III.2.2.3) ;
- le développement d'un paléo-*poljé** après retrait partiel de cette couverture ; ce paléo-*poljé** était alimenté par des écoulements en provenance de la bordure est du causse, ainsi que des reliefs alentour ; il se déchargeait vers les paléo-*poljés** situés en aval drainage selon un dispositif analogue aux *poljés** dinariques vers un niveau de base situé plus à l'ouest ;
- le changement de chemin de drainage (pour les *poljés** de la Fajole et Cros-Garnon) en direction d'un nouveau niveau de base situé plus bas et au nord, en direction du paléo-*poljé** de Mativet, c'est-à-dire en direction des gorges du Tarn ;
- la réactivation en conditions périglaciaires de l'ensemble des dépressions, avec un fonctionnement fluvial en amont et sur le niveau supérieur, puis, une zone de soutirage et d'accumulation dans le niveau inférieur drainée par l'*endokarst**.

Dolines**, *mégadolines** et *ouvalas*

Il ne s'agit pas ici de réaliser un inventaire basé sur une distinction des différents types morphologiques de *dolines** (doline dissymétrique, doline en baquet, doline à bords raides, dolines d'effondrement etc.), mais de dresser une typologie de ces formes en creux en fonction du contexte génétique découlant de leur position topographique, de la lithologie encaissante et du type de formations superficielles qu'elles piègent. Ce sont ces distinctions qui seront les plus révélatrices quant à leur fonctionnement hydrogéologique.

Globalement, on peut classer les dolines du Causse Méjean en trois types génétiques à partir des observations de terrain :

- les *crypto-dolines** héritées des surfaces ayant évolué sous la couverture crétacée ;
- les *dolines** de soutirage qui démantèlent les fonds de vallons *fluviokarstiques** et les grandes dépressions karstiques coalescentes héritées du *karst polygonal** ;
- les *dolines** de crypto-corrosion évoluant par soutirage et d'effondrement associées aux *trottoirs de corrosion** et aux surfaces à *mégapliès** dolomitiques, mais aussi calcaires lorsqu'ils ont été récemment exhumés (*trottoirs de corrosion** de Cros-Garnon, de Montignac-Anilhac, des Baumes) ;

Dolines* et mégadolines* à remplissages crétacés et à formations apparentées



Figure 79 : Indices d'altération des crypto-dolines héritées des surfaces sous couvertures du Crétacé.*

C'est dans les secteurs de buttes karstiques, de *mégadolines** et de vallons *fluviokarstiques** qui les séparent, que la plus grande quantité de dépôts d'âge Crétacé sont présents, que ce soit en place ou remaniés. Les *dolines** plus petites contingentes dans ces secteurs occupent des positions morphologiques curieuses, parfois à flanc de versant, voire même sur les sommets. Ces petites *dolines** contenant du matériel d'âge Crétacé remanié se retrouvent ainsi généralement sur les rebords des *mégadolines** où elles soulignent la limite actuelle ou ancienne de leur colmatage. Ce sont le plus souvent des formes héritées qui contiennent des argiles sableuses ainsi que des grès ferrugineux, vestiges de la couverture du Crétacé. Il s'agit de *crypto-dolines** caractérisées par des grès, des sables et parfois par un front d'altération kaolinique (Figure 79).

Leur position correspond parfois à des points de soutirage disposés aux points de contact entre la limite de remplissage gréseux et la fracturation. C'est souvent le cas lorsque cette fracturation correspond à des couloirs de brèches d'altération profonde pouvant ainsi évoluer en *canaule**, voire en *aven*.

En règle générale, on peut considérer que **ces *dolines** à remplissage de matériel d'âge Crétacé sont peu propices aux infiltrations**, elles sont d'ailleurs souvent utilisées pour entretenir des points d'eau de surface. Dans les zones de plus forte érosion, comme les vallons ou certaines *mégadolines** comme celle du sauvage, le substratum est atteint et les *dolines** se mettent à fonctionner en soutirage, mettant la surface directement en connexion avec l'*endokarst**.

Dolines* de soutirage des vallons fluviokarstiques* et les grandes dépressions endoréiques du karst polygonal*

Dans les *mégadolines** et les dépressions complexes du *karst polygonal** hérité, les remplissages gréseux ont largement été évacués. On retrouve quelques témoins dans des paléokarsts et des *dolines** sur les versants et sur les hauts topographiques. Le creusement de ces vastes dépressions a donc atteint et dépassé le front d'altération de la couverture pour s'imprimer dans le substratum carbonaté. Cela se manifeste par des surfaces calcaires ou dolomitiques parsemées par des chapelets de petites *dolines** alignées sur la fracturation et le long des talwegs des vallons secs. **Il s'agit de *dolines** de soutirage en connexion potentielle avec l'*endokarst****. Leur remplissage est essentiellement constitué du produit de l'ablation du substratum à l'affleurement. Cette caractéristique distingue ainsi les petites *dolines** alignées du *karst polygonal** dénudé, des *dolines** à remplissage de matériel d'âge Crétacé.

On retrouve, un dispositif analogue dans les dépressions de la zone sommitale, bien conservé au sud du Mont Gargo et entre les reliefs dominant la Fajole (Annexe 1). Plus à l'ouest, c'est aussi le cas des grandes dépressions qui s'étendent au sud de Drigas et de Hures. Ces vastes dépressions, parfois appelées *ouvalas**, se distinguent de cette définition par des chapelets de *dolines** soulignant en pointillé des réseaux hydrographiques endoréiques.

Ces *dolines soulignant le réseau de vallons secs endoréiques constituent sans aucun doute le système d'évacuation des couvertures du *karst polygonal** en direction de l'*endokarst**. On notera en particulier les dépressions ainsi drainées vers l'Aven de Hure et vers l'Aven de la Claparède.**

Latéralement à ce secteur où le dispositif cellulaire du *karst polygonal** est démantelé par le drainage *endoréique** postérieur, plusieurs *mégadolines** encore individualisées ont conservé leur intégrité, comme celles qui bordent le plateau au sud entre Nabrigas et Aures. Là aussi, **on note la possibilité de connexion avec l'*endokarst**, comme dans le cas de l'Aven de la Barelle.**

Dolines* des trottoirs et points bas des bordures de corrosion*

La proximité des ***bordures de corrosion**** confère à ces ***dolines**** des dynamiques hydrosédimentaires très énergiques et une forte capacité à la réactivation. Ces dynamiques caractérisent ainsi les trottoirs dans lesquels s'emboîtent les planchers inférieurs des paléo-*poljés** et la bordure qui les sépare. Ces *dolines** associées à des *bordures de corrosion** sont très encaissées, certaines sont des *dolines** d'effondrement à parois quasi verticales. Elles sont entourées d'un crypto-lapiaz exhumé ruiniforme. Leur remplissage est essentiellement dolomitique avec un apport modéré de gélifracsts. Près de la *bordure de corrosion** des *poljés de contact**, *Ségala** ou Nîmes-le-Vieux, elles constituent des points d'infiltration ayant fonctionné en pertes.



Figure 80 : Indentations en doigts de gant dans la bordure de corrosion* du Ségala* (à gauche) et ruine calcaire des dolines* du trottoir du paléo-poljé* inférieur de la Fajole (à droite).

En terrain dolomitique, de nombreuses petites dépressions, souvent à peine fermées, sont également visibles tout le long de la *bordure de corrosion**. **Elles matérialisent les points préférentiels d'enfouissement des eaux de surface et dans le cas des bordures de corrosion* du Ségala* et de Nîmes-le-Vieux, elles indiquent d'anciens points de perte** (Figure 80).

Dépressions recoupées par les versants : combes, cirques et reculées karstiques

Les formes évoluées recoupées par les versants bordiers du Causse Méjean ne sont pas nombreuses ni très caractéristiques.

Versants des canyons du Tarn et de la Jonte

Les versants des gorges du Tarn n'ont pas fait l'objet d'observations spécifiques. On remarque simplement la présence de plaéokarsts associés à d'importantes masses bréchiqes, notamment au droit de Montbrun, ainsi que la présence des ruineformes abondant dans les séries dolomitiques du Jurassique supérieur, mais surtout du Bathonien, où les couloirs d'altération sont particulièrement bien visibles. Dans les secteurs plus calcaires. Des cirques aux versants réglés caractérisent plus la rive droite.

Dans la vallée de la Jonte, on remarque une particularité sous la forme d'un épaulement correspondant à une paléo-vallée suspendue (Figure 81). Cet épaulement préserve des alluvions en arrière de l'épaulement. Plusieurs cavités, comme la grotte de Nabrigas, sont géométriquement raccordées à ce niveau morphologique qui se prolonge par le vallon perché de la Bastide. Comme dans le cas des Gorges du Tarn, on observe donc un canyon épigénique incisé en coup de sabre à partir d'un réseau hydrographique plus ancien.

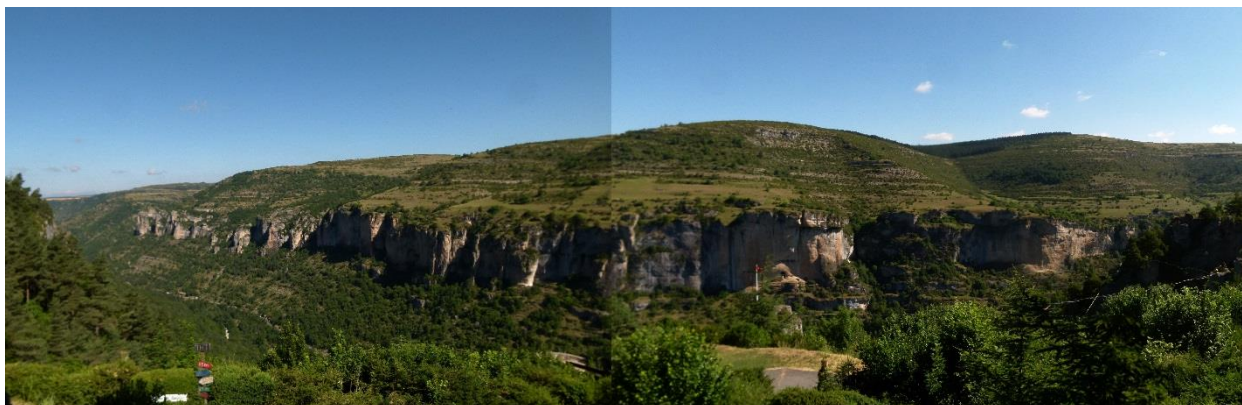


Figure 81 : Vue du Causse Méjean depuis le Causse Noir : le replat (ou l'épaulement) situé entre les sommets et la falaise du canyon correspond à une paléo-vallée antérieure à l'incision de la Jonte, contrairement au replat dans la vallée du Tarnon qui correspond à l'expression de l'érosion des terrains marneux du Lias.

Bordure sud et est du Causse Méjean

Il s'agit principalement de cirques qui doivent essentiellement leur forme à la présence de roches dure sur roche tendre. Au cours de l'évolution des versants, les cirques se forment, notamment dans le bassin versant du Tarnon (bordure est), et dans une moindre mesure dans celui de la haute Jonte.

Certains de ces cirques correspondent pour l'essentiel de leur morphogenèse à l'évolution des versants en position de niche de nivation. Les autres cirques correspondent à des reculées karstiques. Ce terme peut éventuellement être adopté pour **le site de la source du Pêcher**, car il s'agit bien d'une **source majeure, à l'origine du recul du versant et calée sur une zone accidentée**, ce qui répond à la définition d'une reculée karstique. D'un point de vue dynamique, **cette exurgence s'inscrit dans le modèle de mise en place de la vallée périphérique du Tarnon selon une dynamique d'érosion régressive**, ce qui conditionne les dispositifs de drainage par reculées karstiques.

3.3. SYNTHÈSE MORPHOKARSTIQUE DU CAUSSE MÉJEAN

La synthèse cartographique des formes karstiques et des formations superficielles du Causse Méjean, faite à partir des Figure 48 et Figure 66 décrites au chapitre 3.2.2, permet de comprendre les grandes étapes géologiques qui ont structurées le Causse Méjean. C'est sur cette carte (Figure 82 et Annexe 5) que sera principalement basée la reconstitution cinématique post-dépôt et karstique du Causse dans le chapitre suivant (4.1).

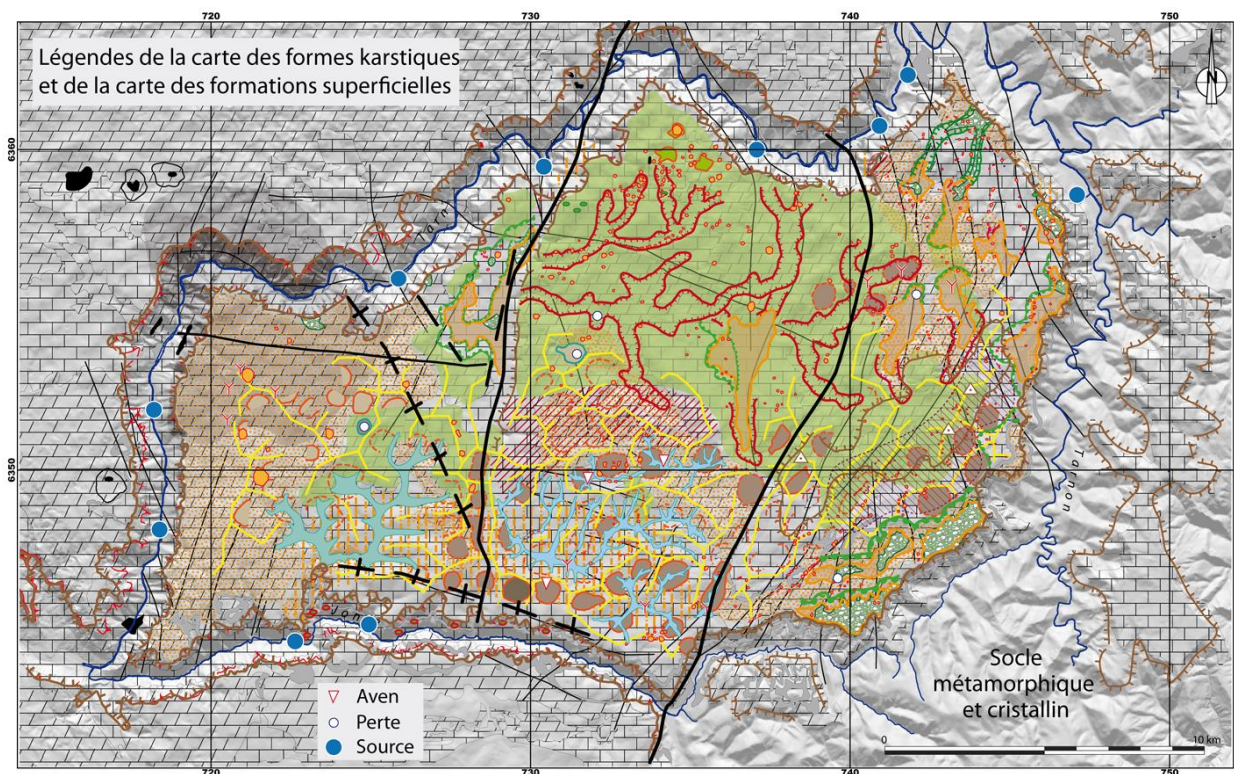


Figure 82 : Carte de synthèse des formations superficielles et des formes karstiques sur fond lithologique et structurale - document agrandi voir en annexe 5.

3.3.1. Récapitulatif des déterminations morphosédimentaires

a) Formes et formations liées aux couvertures issues de l'évolution des dépôts du Crétacé

Au sein du *karst à buttes**, on remarque des *mégadolines** à remplissage de grès d'âge Crétacé qui présentent des lobes latéraux correspondant à des paléokarsts à kaolinite. Ces *mégadolines** sont représentées en vert foncé au nord de la zone de couverture de Crétacé (Figure 82). Dans les *mégadolines** au sein du *karst polygonal**, représenté en jaune, on observe que ces lobes correspondent au passage de couloirs de brèches d'altération. Ce *karst polygonal** est hérité d'une altération sous couverture, probablement la couverture du Crétacé supérieur. Certaines de ces formes peuvent également correspondre à la surface des bauxites exhumée recouverte par les dépôts margino-littoraux du Coniacien.

b) Formes et formations issues de la crypto-altération et de la fantômisiation des dolomies

Les principales formes issues de la cryoaltération et de la fantômisiation des dolomies correspondent aux *mégapapiès** dolomitiques en couloirs, les *canaules**, les *rajols**, notamment ceux qui modèlent les *bordures de corrosion**. Ces formes caractérisent en particulier les replats karstiques des surfaces S2 et S3, ainsi que les paléo-*poljés** de la bordure est du causse. Ces modelés sont associés aux sables dolomitiques, le *grésou**, c'est-à-dire l'altérite autochtone développée par fantômisiation au front d'altération.

c) Formes et formations issues de l'étagement des paléo-surfaces et des *poljés**

Les morphologies étagées observées sur le terrain permettent d'identifier des dépressions en tant que *poljés**: planchers, bordures et *trottoirs de corrosion** et pertes de type *ponor**. Certains de ces *poljés** sont encore fonctionnels de façon temporaire (Cros-Garnon et

Mativet). La plupart sont hérités et correspondent à paléo-*poljés**. Ils sont de trois types : les *poljés de contact** situés en position limitrophe du massif cristallin des Cévennes, les *poljés** emboîtés dans la surface S3 qui constituaient le niveau de base avant l'incision des canyons et les *poljés** en escalier correspondant à un dispositif dinarique*.

d) Couloirs de brèches dérivés

Les couloirs d'altération, bien visibles sur les flancs des canyons, apparaissent nettement à l'affleurement sur le plateau. Les principaux couloirs sont représentés sur la carte géologique, en relation ou non avec des accidents tectoniques (Annexe 5). À l'échelle des grandes formes du plateau, on notera les alignements de *dolines** et les vallons guidés par ces couloirs. Lorsque les couloirs se croisent, on trouve des *mégadolines** évidées de leurs remplissages. Dans les secteurs d'indices de couverture d'âge crétacé, situés au centre et au nord du plateau, les couloirs sont affectés par des paléokarsts à kaolinites. Dans les secteurs de retrait de couverture au sud plateau, ainsi que sur les flancs des canyons, ces couloirs de brèches accueillent des paléokarsts à *laminites** oxydées et déformées. **Les paléokarsts à kaolinites impliquent des capacités d'absorption faibles, alors que les *laminites** impliquent des processus hydrosédimentaires dynamiques et une interconnexion entre une zone de recharge et une zone de restitution.**

e) Formes et formations issues du démantèlement du karst polygonal* suite à la dénudation des couvertures jusqu'au substratum dolomitique et surtout calcaire

Le démantèlement du *karst polygonal** hérité correspond à des secteurs où les couvertures ont été totalement érodées et dans lesquels l'érosion karstique ou aréolaire attaque directement le substrat. Deux types d'évolution coexistent :

- les dépressions endoréiques évidées de leurs remplissages et drainées par des vallons *fluviokarstiques** en direction de points d'absorption connectés avec l'*endokarst** (Figure 74) ;
- les dépressions éventrées par des vallons karstiques et des ravins de raccordement affluents des canyons, notamment du canyon de la Jonte avec le bassin versant de la Bastide (Figure 75).

Les formations associées sont des alluvions et des colluvions correspondant au remaniement d'anciennes altérites et formations sédimentaires, mélangées à une forte proportion de clastes issus du substratum.

3.3.2. Grands traits de la mise en place des formes karstiques et des formations superficielles

Dans la partie nord du centre du Causse, on observe une meilleure conservation des indices de l'ancienne couverture d'âge Crétacé supérieur et le développement de vallons *fluviokarstiques** au sein d'un *karst à buttes**. Dans la partie est, ces indices sont présents, mais ils sont nettement plus démantelés en raison de reliefs plus élevés. Vers le sud de ces deux blocs, les indices de cette couverture d'âge Crétacé disparaissent, progressivement en exhumant à leur base la **surface infra-Crétacé supérieur** signalée par quelques indices bauxitiques, puis en laissant la place à un dispositif cellulaire de *karst polygonal** hérité d'une ancienne évolution sous couverture. L'ensemble correspond en grande partie à la dégradation de la **Surface Fondamentale des Causse (S0)** mise en place après le dépôt des terrains du Crétacé supérieur.

Ailleurs, ce relief issu de l'exhumation d'anciennes couvertures est tronqué par plusieurs surfaces d'aplanissement étagées, S1 à 1 100 m, S2 à 1 000 et S3 à 950 m, formant des

gradins en direction de l'ouest. La surface S1 est à l'origine du dispositif de recul de la couverture : troncature du *karst polygonal** au sud, exhumation de la **surface infra-Crétacé supérieur** au centre et préservation d'indices de la couverture du Crétacé au nord d'où émerge un *karst à buttes**.

Avec l'abaissement du niveau de base, le plancher de ces surfaces d'aplanissements et certains vallons *fluviokarstiques** dont le fond a atteint le substratum carbonaté jurassique, évoluent en *poljés**. Trois phases majeures d'emboîtement de *poljés** ont été repérées à l'échelle du Causse Méjean :

- la phase des *poljés de contact**, sous-entendu en contact avec le massif cristallin cévenol, dont il reste quelques lambeaux sur la bordure sud-est du plateau, notamment le *Ségala** et le secteur de Nîmes-le-Vieux, et dont le drainage était organisé selon un gradient sud-est - nord-ouest en direction de la surface S3 dans laquelle s'incise le canyon du Tarn, puis des paléo-*poljés** emboîtés dans cette surface ;
- la phase des *poljés** en escaliers, Valbelle, Fajole, Cros Garnon, Chanet, rappelant un dispositif de type dinarique* selon un gradient est-ouest, toujours en direction d'un aval situé dans les paléo-*poljés** de la surface S3, notamment le plancher à 850 m du *poljé** de Carnac au pied de la faille de la Parade ;
- un dernier stade d'emboîtement au sein des paléo-*poljés** déjà formés, mais avec un approfondissement notable des *poljés** situés au nord du bloc oriental, notamment le *poljé** de Mativet, c'est-à-dire selon un gradient sud-nord.

Enfin, sous le contrôle de l'incision des canyons, les formes et les formations de surface correspondent aux remaniements des formations plus anciennes, altérites ou sédiments, notamment par soutirage, mais aussi par ruissellement lorsque les conditions d'imperméabilisation sont réunies, comme par exemple au cours du quaternaire et la formation d'un pergélisol. Les formes qui en découlent correspondent dans ce cas à des vallons *fluviokarstiques**. Les plus récentes phases aboutissent à l'évacuation quasi complète des couvertures. Dans les secteurs endoréiques*, cette évacuation implique de puissants phénomènes de soutirage à l'origine de l'exhumation des *mégadolines** et des *mégalapiès** dolomitiques. Ces dynamiques impliquent aussi le développement de réseaux souterrains en capacité d'assurer ces flux hydrosédimentaires.

4. Interprétation, applications et perspectives

4.1. RECONSTITUTION DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE ET KARSTIQUE DU CAUSSE MÉJEAN POST-JURASSIQUE

4.1.1. Reconstitution au Crétacé inférieur

Sur le Causse Méjean, aucun fragment de bauxite n'a été retrouvé au cours des relevés de terrain. Seuls quelques indices d'*aramonite** -c'est-à-dire de bauxite remaniée sous forme de *laminites** rouges briques et de pisolithes ont pu être observés. Ces affleurements sont donc interprétés comme des analogues à la présence de la bauxite, reconnus par ailleurs sur les Grands Causses.

L'altération de la roche mère permettant la formation de bauxite est attribuée à une ancienne couverture sédimentaire marneuse d'âge Néocomien. Cette formation de vaste extension s'est déposée sur l'ensemble du Causse Méjean (et sur l'ensemble des Grands Causses et des Cévennes) dans un environnement de mer ouverte (Figure 83).

La bauxite est le résultat de l'altération latéritique totale de cette formation néocomienne, portée à l'affleurement (Figure 83). Cette altération s'est effectuée pendant le Barrémien et correspondrait au début de l'épisode géodynamique de l'Isthme Durancien (Barbarand *et al.*, 2001 ; Séranne *et al.*, 2002). Au cours de l'altération une karstification sous couverture s'initie et affecte les terrains du Jurassique. Au cours de l'Aptien/Albien, la surrection entraîne l'érosion de la couverture bauxitique dont quelques résidus sont piégés dans les creux topographiques et le karst (Figure 83).


4.1.2. Le Crétacé supérieur : entre ingressions et phases de continentalisation

Au Crétacé supérieur, la mer envahie de nouveau la région des Grands Causses. Les témoins de cette période sont constitués de blocs épars de grès marins, de brèches à blocs calcaires et à ciments gréseux ou encore de calcaires gréseux daté par foraminifère et rapporté au Coniacien (Bruxelles, 2007).

Sur le Causse Méjean, on retrouve des faciès similaires sous forme de blocs de grès à ciment carbonaté, siliceux et majoritairement à ciment ferrugineux. À l'échelle macroscopique, les échantillons observés sur le terrain ne semblent pas contenir de faune ni de flore, mais n'ont pas bénéficiés non plus d'une étude approfondie permettant d'aboutir à une datation. À défaut, ces grès sont, par analogie, attribués à l'épisode marin du Crétacé supérieur. L'absence de bioclastes visible à l'échelle macroscopique pourrait traduire d'un environnement proximal voir d'un domaine continental et que les grès ou calcaires gréseux trouvés sur les Causses adjacents sont de type margino-littoral (Figure 84).

La mer se retire à la fin du Crétacé, permettant une reprise d'une dynamique continentale avec les phénomènes d'érosion et altération et la karstification des niveaux carbonatés (Figure 84).

Légende :

 Bauxites

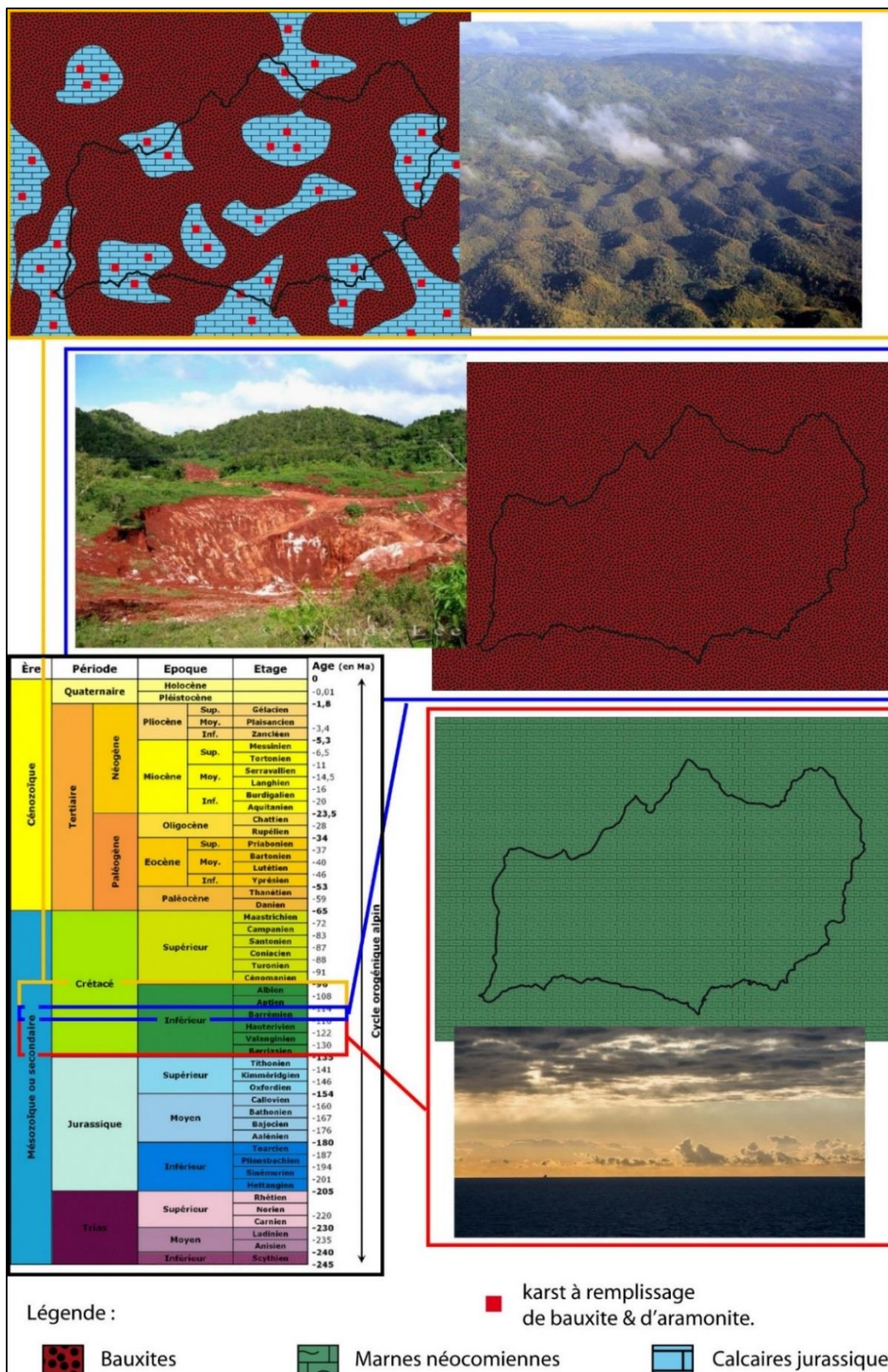


Figure 83 : Reconstitution paléogéographique schématique du Causse Méjean au cours du Crétacé inférieur.

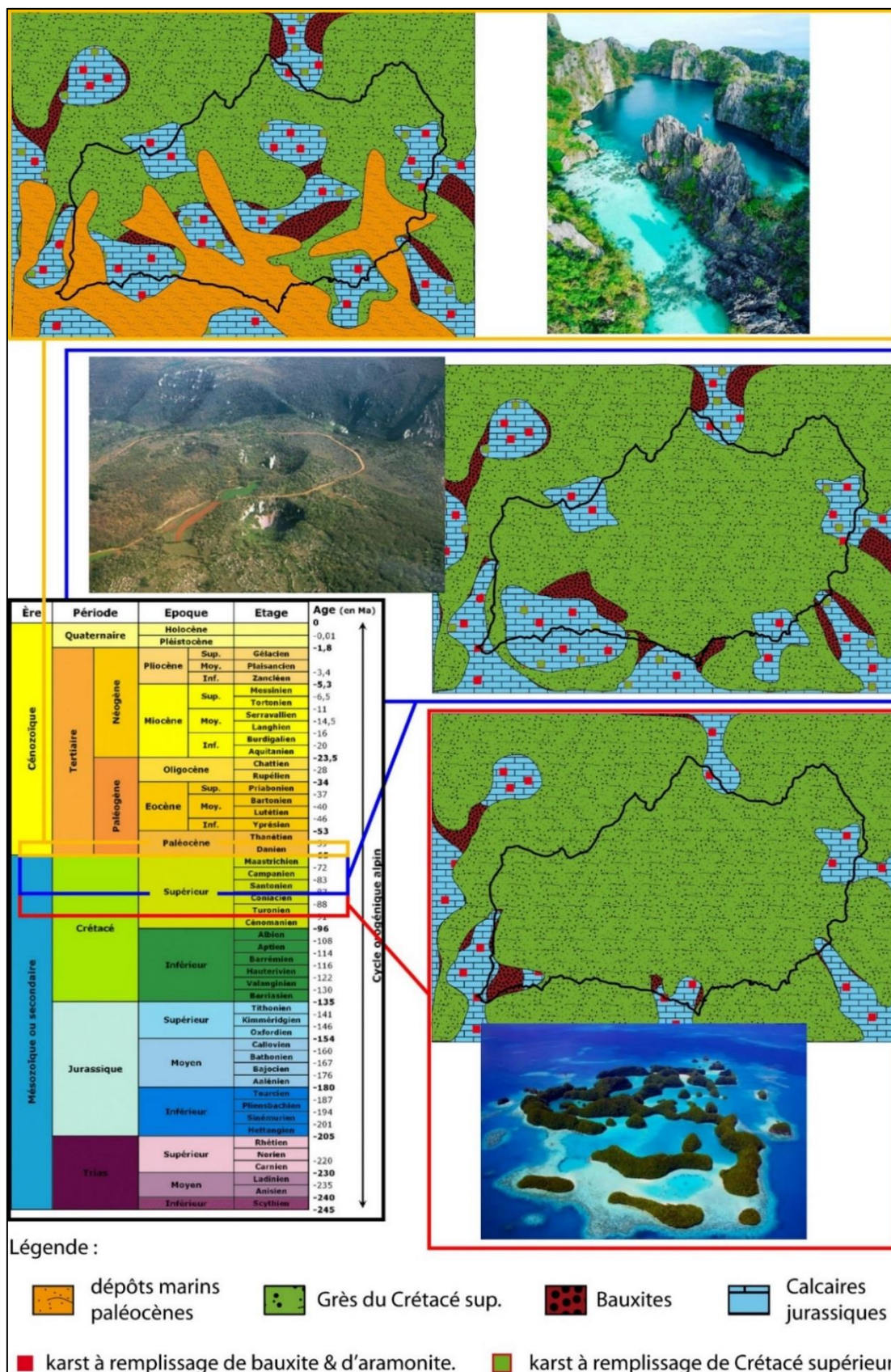


Figure 84 : Reconstitution paléogéographique schématique du Causse Méjean au cours du Crétacé supérieur et Paléocène.

4.1.3. Reconstitution au Paléocène

Sur le Causse Méjean, plusieurs paléokarsts ont livré des faciès de *laminites** analogues aux remplissages karstiques marins datés du Paléocène. Dans le cas de notre étude, il n'a pas été possible de déterminer l'âge de ces formations. Néanmoins, on peut proposer un mode de mise en place de ces dépôts laminés intra-karstiques et intra-bréchiqes, permettant de recadrer dans le temps chaque événement dans le calendrier des épisodes marins postérieurs au Jurassique supérieur et connus sur les Grands Causses. Il reste à déterminer s'il s'agit de l'ingression marine du Crétacé supérieur et de celle du Paléocène.

Nous avons choisi d'attribuer un âge Paléocène aux dépôts de laminines, afin de ne pas exclure de la reconstitution conceptuelle cet épisode marin encore mal contraint mais recensé dans le Sud de la France depuis les Pyrénées jusqu'en Provence. Cet épisode correspond à la dernière ingression marine connue qui affecte les Grands Causses.

La particularité de cet épisode marin est qu'il n'existe plus aucune trace de dépôt sédimentaire classique connu à ce jour à l'affleurement. On ne retrouve que des sédiments résiduels sous forme de remplissage karstique et intra-bréchiqes. La préservation de ces dépôts marins est permise par la présence de cavités karstiques qui ont pu piéger et protéger de l'érosion ces sédiments. Cette particularité indique aussi qu'une partie des carbonates du Jurassique était à l'affleurement et karstifié, permettant une percolation des sédiments marins dans le karst.

Ces épisodes marins semblent être contemporains d'une grande phase d'altération qui affecte l'Europe de l'Ouest (Wynns & Guillocheau, 1999). Or l'occurrence de ces dépôts souligne des paléogéographies permettant de reconstituer des profils amont-aval entre les Grands Causses et le Bas-Languedoc. Dans les hautes garrigues et dans les Causses, la répartition de ces indices semble circonscrite dans des paléo-vallées (Figure 84) qui ont connu un à trois épisodes d'ingression marine (Combes *et al.*, 2007 ; Husson, 2013).

4.1.4. L'enregistrement de la compression pyrénéenne : début de l'érosion des couvertures

En Languedoc, la compression pyrénéenne commence à la fin du Crétacé supérieur - début du Paléocène, mais le paroxysme de la compression est rapporté à l'Éocène moyen (Bartonien). Sur les Grands Causses, cette compression du sud vers le nord engendre une tectonique de couverture caractérisée par une série de plissements et de failles inverses et décrochantes. Sur le Causse Méjean, la compression est à l'origine de :

- la formation de structures plissées à l'ouest de la zone faillée de Meyrueis (Figure 85) ;
- de la translation vers le nord par le biais d'un jeu décrochant senestre de du faisceau de Meyrueis (Figure 85).

Ces déformations permettent la genèse de légers reliefs guidant un nouveau réseau hydrographique se développant sur la couverture sédimentaire constitué essentiellement par les grès du Crétacé supérieur. Ce premier réseau est l'origine de la formation des vallons *fluviokarstiques** encore visibles à la surface du Causse.

Actuellement, ces vallons sont percés de nombreuses *dolines**, qui parfois deviennent coalescentes et sont remplies de blocs de grès plus ou moins ferruginisés. Aucun sédiment typique du cortège cévenol n'est jamais présent, ce qui indique que les Cévennes et le sud du Massif Central étaient encore entièrement recouverts par la couverture du Crétacé supérieur. **Ces vallons présentent des directions d'écoulement globalement d'est en ouest**, en direction d'une zone plus basse (Figure 85) correspondant à une paléo plaine karstique ou un paléo-*poljé** à l'emplacement de la plaine de Carnac.

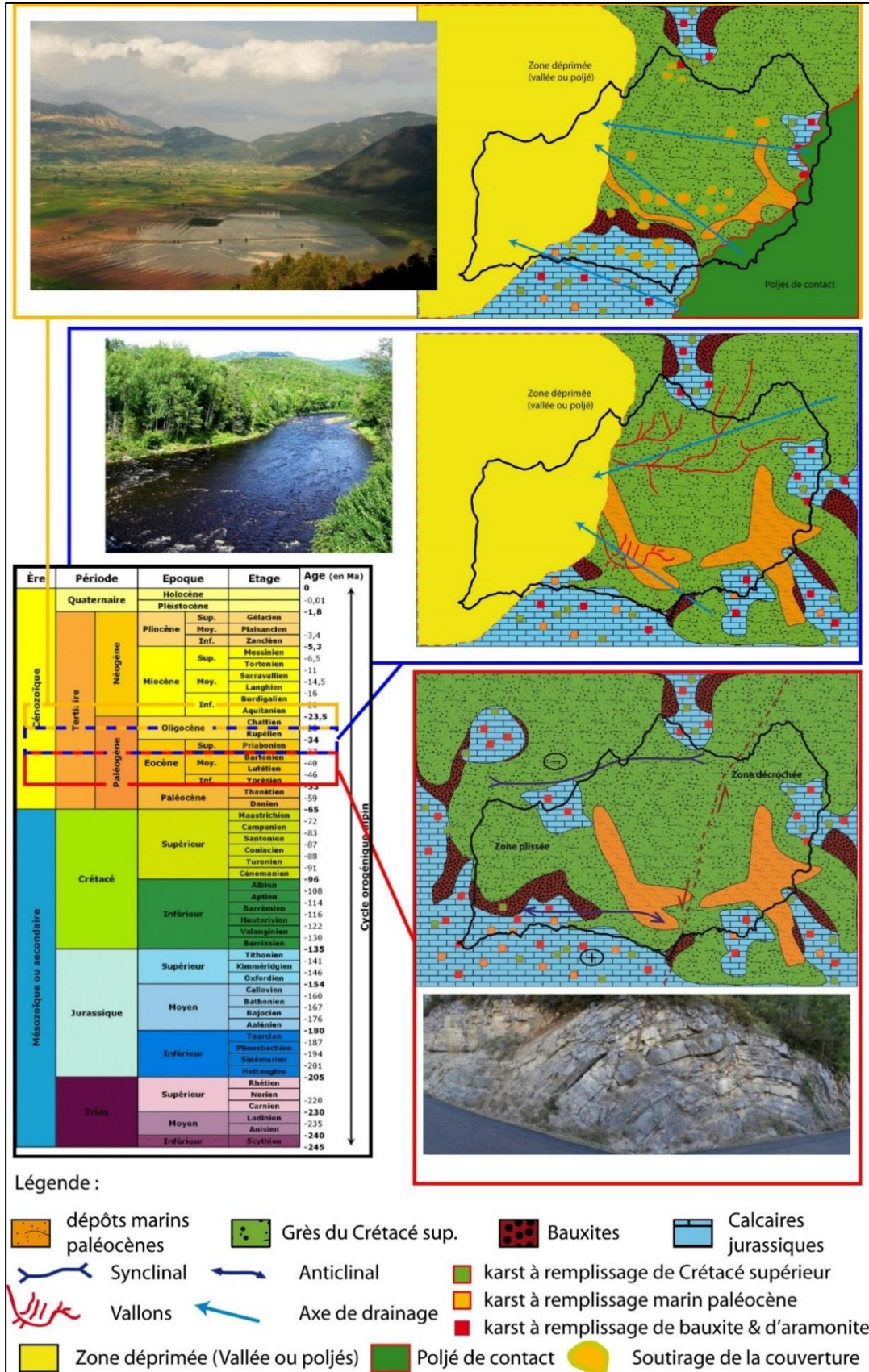


Figure 85 : Reconstitution paléogéographique schématique du Causse Méjean de l'Éocène au Miocène inférieur.

4.1.5. Histoire Oligo-Miocène : mise en place des *poljés de contact** et des vallées

En Languedoc, le transit sédimentaire venant des Cévennes et transportant le cortège typique cévenole (schiste, galets de quartz d'exsudat, ...) est attribué au Miocène inférieur (Seranne *et al.*, 2002). Des paléosurfaces nappées par ce cortège sont en relation avec d'anciens cordons littoraux datés du Burdigalien, signe que le transit sédimentaire était déjà bien instauré.

Avec la fin de la phase compressive et le passage à l'ouverture du Golfe du Lyon (Oligo-Aquitainien) des changements majeurs dans le fonctionnement des systèmes et du développé hydrographique apparaissent. À défaut de datation, nous proposerons la chronologie suivante : à l'Oligo-Aquitainien, la chaîne pyrénéenne au Sud, constituant l'amont de la région, s'effondre au cours de l'ouverture du Golfe du Lyon. Ainsi les Cévennes et le Massif Central deviennent une zone haute du fait de cette nouvelle configuration. L'érosion des Cévennes débute, la couverture sédimentaire qui les recouvrait est déposé sur les piémonts que constituent les Grands Causses et notamment le Causse Méjean. Puis progressivement est évacué vers le sud jusque dans le golfe du Lyon et vers l'océan à l'ouest.

C'est au cours de cette période que de grands *poljés de contact** vont se former à la limite entre l'amont cristallin et l'aval carbonaté des causses (Figure 86). Le flux sédimentaire qui arrive des Cévennes est stocké dans ces *poljés**, nappant le planché du *poljé**, lui donnant une nature semi-perméable. L'eau qui amène la charge sédimentaire inonde le *poljé** avant de se perdre au niveau des *bordures de corrosion** (au contact des carbonates et du fond du *poljé** qui s'ennoie). Les écoulements deviennent souterrains et se dirigent vers les exutoires situés dans la partie déprimée à l'ouest du Causse Méjean (paléo-*poljé** de Carnac) qui ont pu constituer le niveau de base à l'origine de la structuration du drainage des reliefs du plateau. La *bordure de corrosion** de ce paléo-*poljé** de contact est encore visible dans la partie est en limite de cause et se traduit actuellement par les ruiniformes caractéristiques de Nîmes-le-Vieux. Sur cette bordure du Causse Méjean, on observe un emboîtement de *poljés** les uns dans les autres (en jaune sur la Figure 86) présentant un étagement lié à un fonctionnement de vases communicants du *poljé** le plus haut (le *poljé** de la Fajole, à l'est) au plus bas (la plaine de Carnac, à l'ouest), indiquant une baisse du niveau de base relatif. C'est sur le plancher du *poljé** le plus bas -donc le plus jeune- que le stock cévenol est retrouvé, indiquant la mise à l'affleurement du socle cristallin.

Au Burdigalien, de grandes vallées se mettent en place. Elles correspondent aux cours d'eau principaux qui descendent de l'Aigoual et donne naissance aux drains majeurs actuels (Seranne *et al.*, 2002) : le Tarn (versant Atlantique) et l'Hérault (versant Méditerranée). La paléo-vallée du Tarn s'installe au nord du Causse Méjean (Figure 86). On retrouve dans cette zone, le cortège fluviatile cévenole typique. C'est après l'installation de ce proto-Tarn que la capture des écoulements en surface et souterrain de la partie orientale s'initie vers le nord.

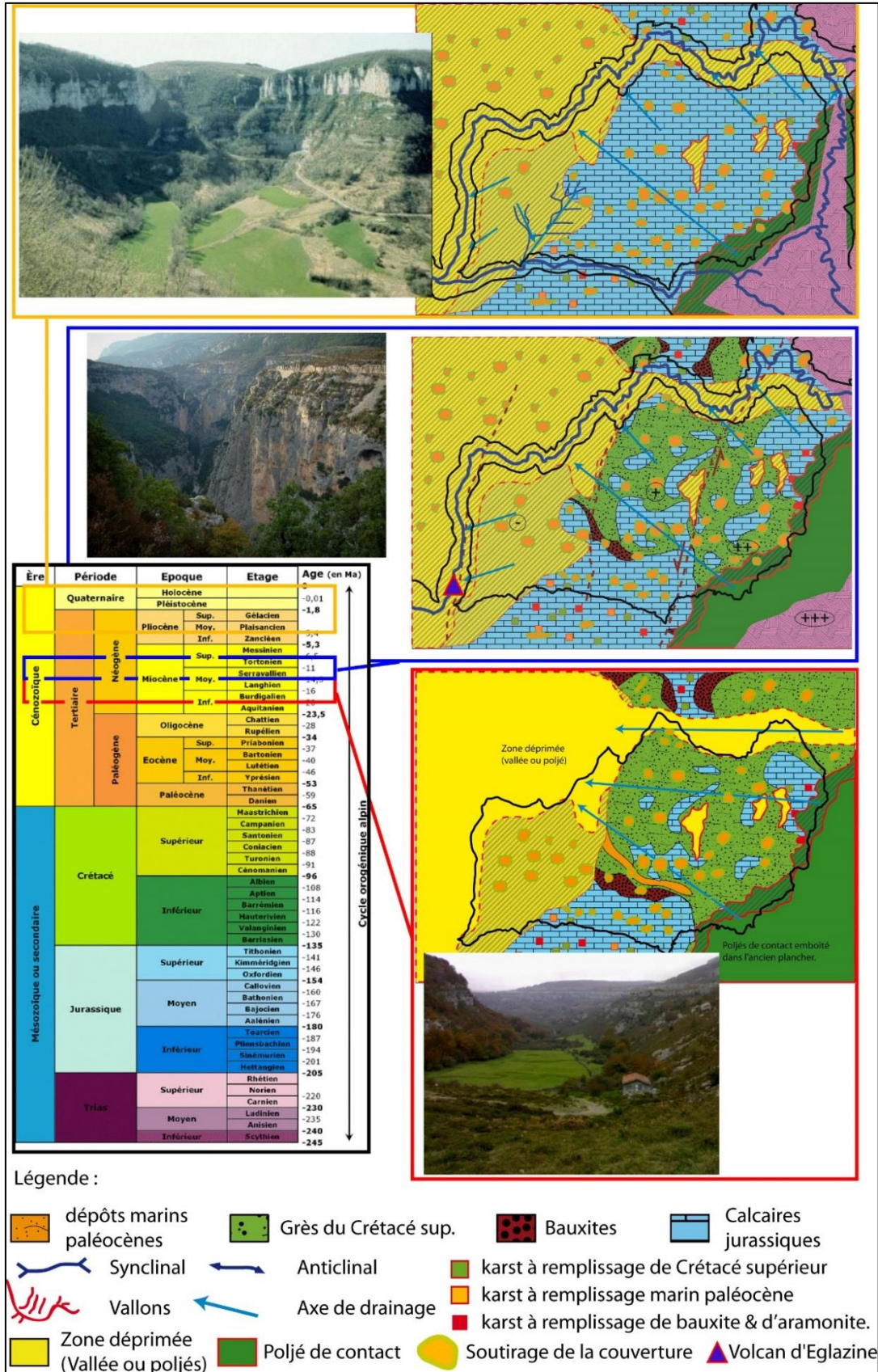


Figure 86 : Reconstitution paléogéographique schématique du Causse Méjean du Miocène à l'actuel.

4.1.6. Le creusement des canyons : une histoire polyphasée du Miocène au Quaternaire

Au Serravalien-Tortonien, la mise en place d'un volcanisme aériens à Églazine (phréatiques, stromboliens, brèche d'écroulement) permet de mettre en évidence et de préserver des reliquats de l'incision du Tarn au deux tiers de sa profondeur actuelle. Les matériaux volcaniques ont été datés à 13 Ma (Gillot, 1974), et à 14 Ma (Dautria *et al.*, 2010) et s'appuient contre l'encaissant jurassique avec de fortes pentes, à la limite du talus d'équilibre.

L'état exact du creusement des gorges antérieures au volcanisme reste cependant difficile à préciser du fait du surcreusement ultérieur. La mise en place d'un édifice volcanique préexistant au creusement du canyon, et qui aurait, par son explosivité, recoupé à l'emporte-pièce l'ensemble des terrains jurassiques sus-jacents n'est pas incompatible avec les observations précitées

Dès le début de l'incision, l'activité karstique a provoqué le piégeage d'alluvions dans l'*endokarst**. Cet enfouissement peut alors être daté par la *méthode de la dégradation des isotopes cosmogéniques**. En effet, le rapport $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ permet d'obtenir un âge de piégeage des quartz dans l'*endokarst** du fait qu'ils aient été protégés du bombardement cosmogénique. Les récents travaux de Sartegou (2018) en collaboration avec le CDS 48 menées sur des échantillons prélevés dans la Baume Gironde située sur les lèvres du canyon du Tarn, vers 830 m NGF, ont livré un âge d'enfouissement plus vieux que 8,39 Ma. Cette datation est au-delà de la résolution de la méthode.

L'incision du Tarn est relative à une surrection des Cévennes (ou une surrection générale dans la région) provoquant la chute du niveau de base de manière brutale et permettant la formation du canyon du Tarn. Au cours de cet événement, tous les drainages venant des Cévennes et arrivant sur le Causse Méjean sont drainés en direction du Tarn. Les réseaux karstiques branchés sur l'ancienne vallée du Tarn se développent en lien avec ce nouveau niveau de base et s'approfondissent. *A priori*, à cette époque-là, la Jonte n'existe pas encore.

Les profils en long des rivières du Tarn et de la Jonte viennent confirmer l'antécédence du Tarn sur la Jonte (Figure 87): en amont de la confluence, le Tarn présente un profil en long très évolué, alors que la Jonte présente une pente beaucoup plus raide signe d'un profil en long plus jeune et loin de la pente d'équilibre d'un cours d'eau. La méthode de datation par radio-cosmogénique a été utilisée sur des galets présents dans des remplissages karstiques dans les grottes qui bordent le haut des falaises de la Jonte. Ces remplissages ont donné des âges d'enfouissement beaucoup plus récents que du côté du Tarn ; entre $3,96 \text{ Ma} \pm 0,25$ et $1,6 \text{ Ma} \pm 0,5$. Ces résultats confirment que l'incision de la Jonte se fait de façon *diachrone** et beaucoup plus tardive que celle du Tarn.

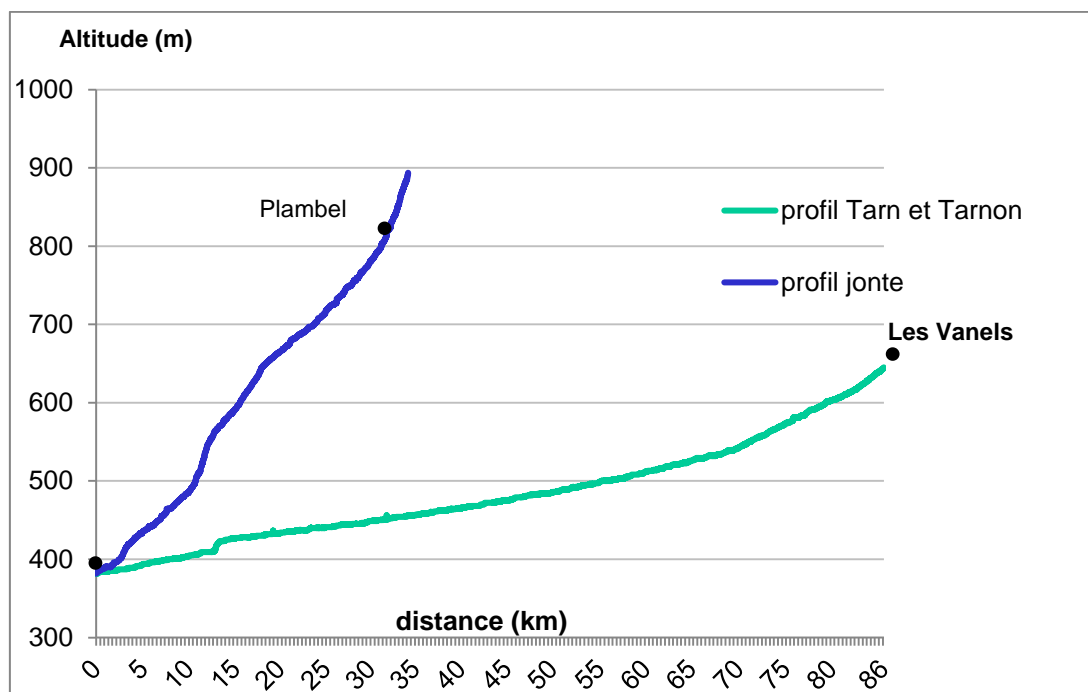


Figure 87 : Profils altitudinaux du Tarn et de la Jonte.

Lorsque la Jonte incise son lit entre le Causse Méjean et le Causse Noir, son bassin versant vient capturer une partie des écoulements qui se dirigeaient vers le Tarn, notamment dans la zone sud-ouest du Causse Méjean. Cette capture a été d'autant plus facile qu'elle vient vidanger des couloirs altérés donnant cette structure typique en baïonnette à la morphologie du réseau hydrographique (Figure 75).

Entre ces périodes d'incisions, les phases de remontée et de stabilité des niveaux de base jouent un rôle morphodynamique majeur, au moins aussi important que les phases d'abaissement, notamment en provoquant la réorientation des drainages karstiques en direction de nouveaux points de restitution, souvent au fond des reculées karstiques. Cette évolution est à l'origine d'une réorganisation des circulations souterraines en imposant une concurrence entre les « anciens » réseaux karstiques tributaires des canyons et les réseaux néo-formés qui alimentent les reculées karstiques et les vallées de contact.

Le creusement diachronique de ces vallées périphériques a ouvert de nouvelles possibilités de drainage karstique caractérisées :

- par la mise en place de reculées karstiques souvent calées sur des axes anticlinaux et dans des secteurs où la structure géologique provoque la remontée des termes marneux du Lias, notamment en bordure du Bassin des Grands Causses (Bruxelles, 2001 ; Camus, 2003 ; 2012) ;
- par l'érosion régressive souterraine des zones d'altération par fantômisement, comme en témoignent les réseaux karstiques des Cabanes de St-Paul sous le Causse de l'Hospitalet ou ceux de la Sorgue et du Mas Raynal sous le Causse du Guilhaumard (Bruxelles & Camus, 2013).

Les encaissements des canyons de la Jonte et le Tarn n'ont pas le même âge mais semblent s'être créés tous les deux par incision progressive lors d'une chute du niveau de base. En revanche le Tarnon draine un bassin versant imperméable en périphérie de causses. La mise en place et le développement de ce type de bassin versant tributaire procède d'une dynamique d'érosion régressive. L'implication des structures géométriques et des variations de faciès au sein des séries est à l'origine d'une partie de la variation de la dynamique d'érosion.

Cette érosion régressive initiée en grande partie par la remontée du niveau de base et son maintien à un haut niveau pendant 1,5 Ma au Pliocène s'opère en deux temps avec (Camus, 2003) :

- le blocage du drainage karstique en aval suite à la remontée du niveau de base d'où la mise en place d'un réseau hydrographique qui exploite préférentiellement les zones imperméables ;
- l'entretien et développement du réseau de vallées périphériques par les oscillations climato-eustatiques du Plio-Quaternaire dont résulte une nouvelle physiographie des vallées par déchaussement des structures calcaires et dolomitiques, particulièrement au contact du socle cévenol comme la vallée du Tarnon.

La vallée du Tarnon correspond donc à la dernière vallée mise en place autour du Causse. L'érosion régressive s'est sans doute faite dans un premier temps par reculée karstique au sein des terrains carbonatés du Malm jusqu'à l'Hettangien, avant d'atteindre le substratum imperméable. Cette dernière évolution a provoqué la déconnexion hydrogéologique définitive entre le socle cristallin des Cévennes et le Causse Méjean, à l'endroit de l'ancien *poljé de contact** (Figure 86).

4.2. APPLICATION POUR L'HYDROGÉOLOGIE

4.2.1. Faciès lithologiques / Réservoirs hydrogéologiques

Afin de caractériser les formations géologiques aquifères du Causse et celles « imperméables » constituant de possibles barrières hydrogéologiques, des logs synthétiques ont été réalisés en différents secteurs sur le Causse et son pourtour, le long du Tarnon, de la Jonte et du Tarn. Sur ces logs, ont été reportées les sources inventoriées dans la thèse de Rouquet (1976). Ont été considérées comme roches perméables les calcaires, les dolomies, et comme roches imperméables les marnes et marno-calcaires et comme roches semi-perméables les formations présentant des alternances de marno-calcaires. Cette spécification à caractère hydrogéologique a été confrontée à la position des différentes sources.

Secteur est - Tarnon

Dans le secteur est (Tarnon), deux logs synthétiques ont été dressés à partir des données des cartes géologiques de Florac et de Meyrueis. Les sources émergent en différents points du log géologique qui sont de bas en haut (Figure 88 et Figure 89):

- au contact entre le Trias inférieur et le Trias supérieur (Rhétien) : sources Pêcher, Clauzel, Labrède ;
- au contact entre les marnes du Toarcien et les calcaires et dolomies de l'Aalénien : sources Taillades et Vebron ;
- au sein du Dogger entre le Bajocien et le Bathonien : Sources de la ferme de l'Hom et Veygalier ;
- au sein du Kimméridgien entre les calcaires et dolomies : sources Deïdou et Fretma.

L'occurrence de ces différentes sources dans la colonne stratigraphique permet de préciser le caractère perméable, semi-perméable et imperméable des formations et de réaliser un log hydrogéologique. La position des sources sur les logs stratigraphiques fait apparaître 3 aquifères comme l'avait distingué L. Bechelen (2013) :

- un aquifère inférieur limité à sa base par le socle des Cévennes (schistes et quartzites) et à son sommet par les marnes du Domérien-Toarcien ;

- un aquifère intermédiaire limité dans sa partie supérieure par les marno-calcaires du Callovien et de l'Oxfordien ;
- un aquifère supérieur correspondant au Kimméridgien supérieur.

À la base de la colonne stratigraphique, les quartzites et schistes et les calcaires en plaquettes du Rhétien apparaissent comme une barrière hydrogéologique. Cette observation conforte l'interprétation de Rouquet (1976) qui parle d'un complexe détritique Permo-triasique imperméable et est en désaccord avec Bechelen (2013) pour qui, le Trias est intégré dans l'aquifère inférieur du Jurassique. Les marnes du Domérien et du Toarcien sont clairement identifiées comme une barrière hydrogéologique. Bien qu'aucun faciès à caractère marneux ne soit identifié sur les cartes géologiques, des sources (Ferme de l'Hom et Veygalier) sont présentes au sein du Bathonien.

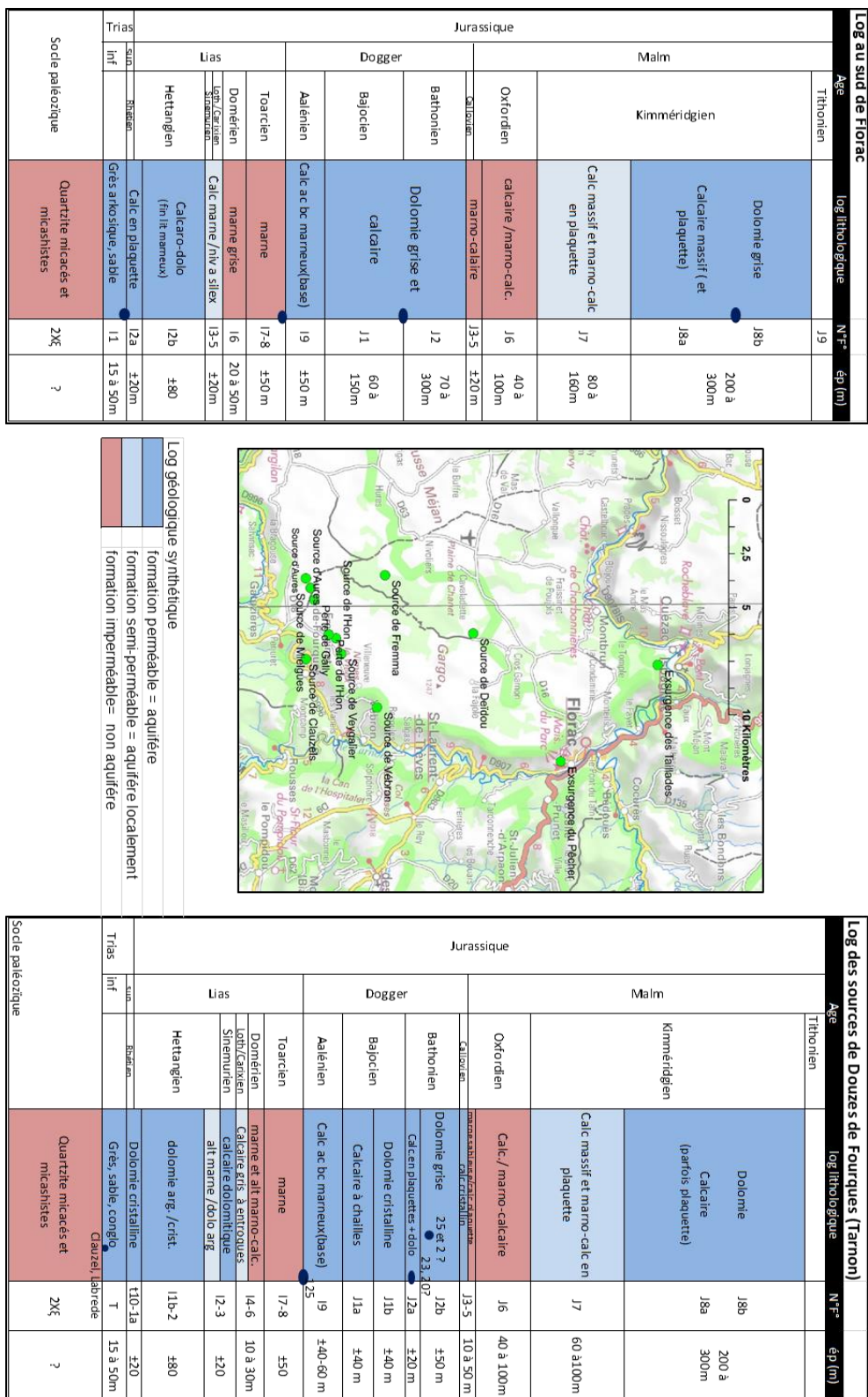


Figure 88 : Logs géologiques synthétiques et localisation de la position des sources dans la partie est du causse au sud de Florac et dans le secteur des sources des Douzes de Fourques.

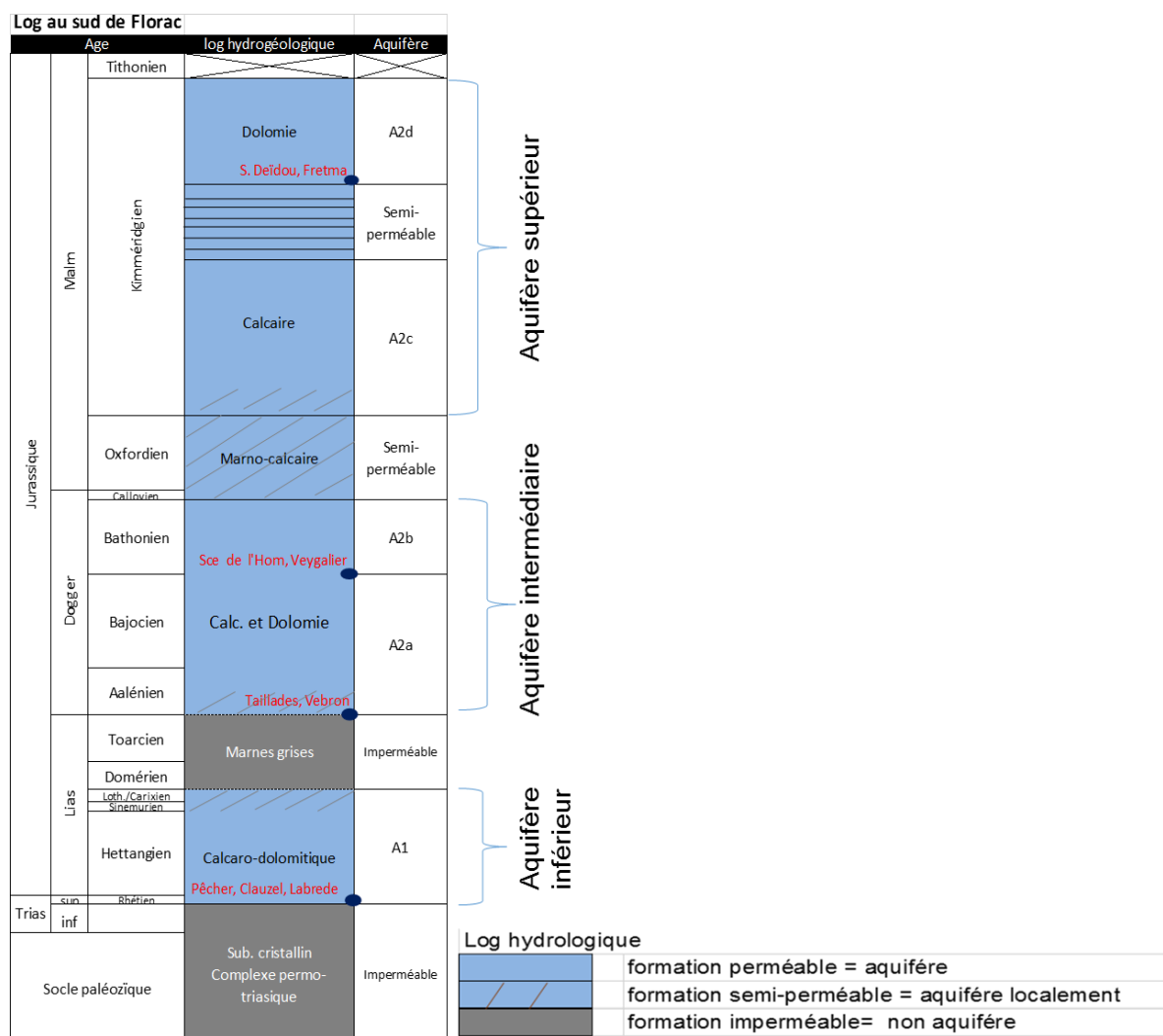


Figure 89 : Log synthétique hydrogéologique au sud de Florac.

Secteur nord et ouest – Tarn

Le long du Tarn depuis Quézac jusqu'au Rozier, 3 logs synthétiques ont été réalisés : dans le secteur de Montbrun-Quézac, à proximité de la Malène et à proximité de la source de l'Ironselle (Figure 90). La position des sources sur les logs présente des similitudes à la Malène et à Montbrun (Figure 91). Elles émergent au toit de calcaires oolithiques du Bathonien inférieur, à la limite de Callovien et de l'Oxfordien et au sein du Kimméridgien. Les calcaires oolithiques du Bathonien inférieur, les marno-calcaires du Callovo-Oxfordien et les marno-calcaires du Kimméridgien pourraient correspondre à des niveaux semi-imperméables. À noter que bien qu'aucun faciès particulier ne soit présent au Kimméridgien supérieur, plusieurs sources sont présentes au sein de cet étage. (Figure 93).

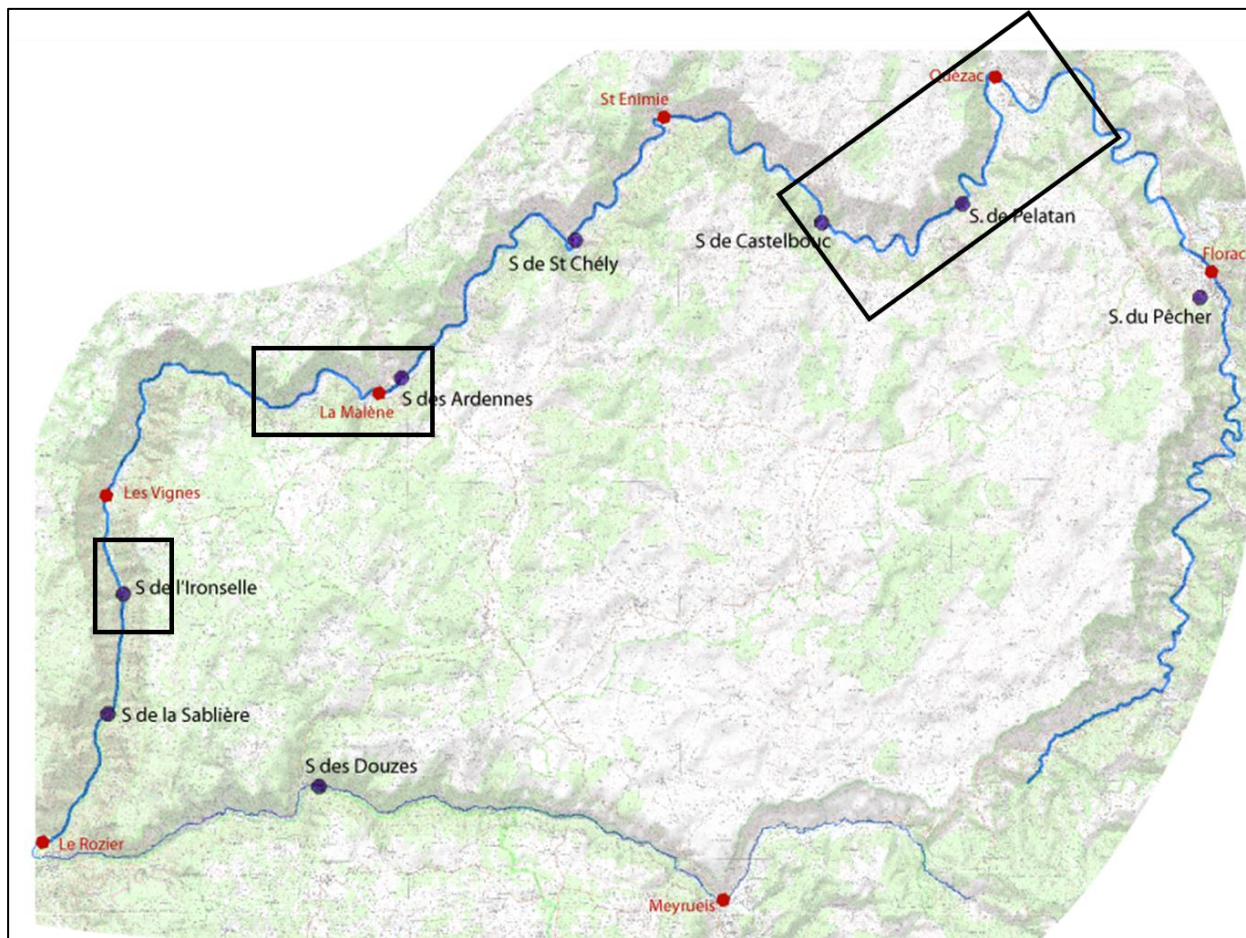


Figure 90 : Localisation des logs synthétiques réalisés à proximité de Montbrun-Quézac, de la Malène et de la source de l'Ironselle.

Le log synthétique réalisé à proximité de la source de l'Ironselle se distingue clairement des logs de la Malène et de Montbrun\Quézac par une intense dolomitisation dans la partie supérieure (Figure 91). Dans ce log, les sources sont positionnées au sein du Bajocien et au sein du Kimméridgien. Les calcaires argileux du Bathonien et les marno-calcaires du Callovo-Oxfordien ne semblent pas présenter un caractère imperméable (Figure 92).

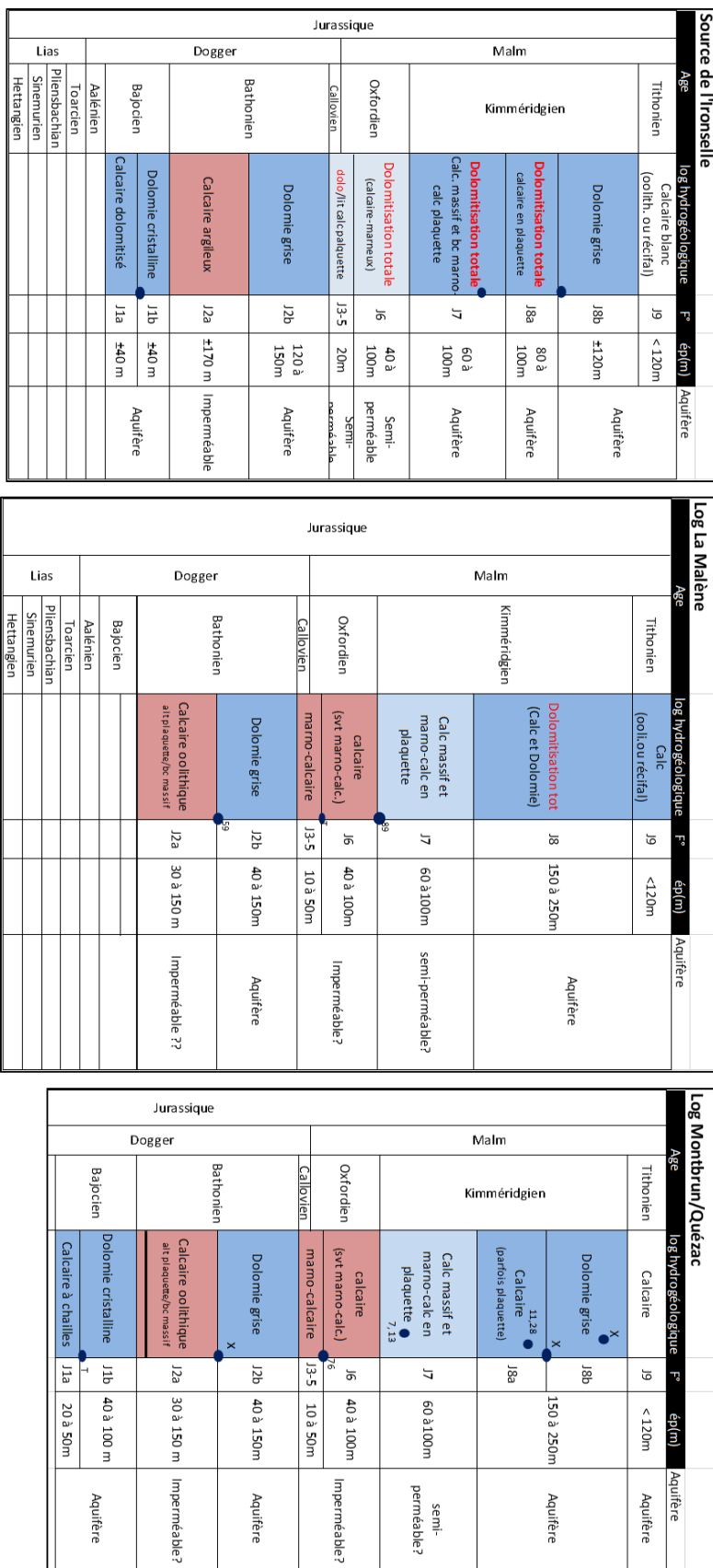


Figure 91 : Logs synthétiques réalisés le long du Tarn dans les secteurs de l'Ironselle, de la Malène et de Montbrun-Quézac.

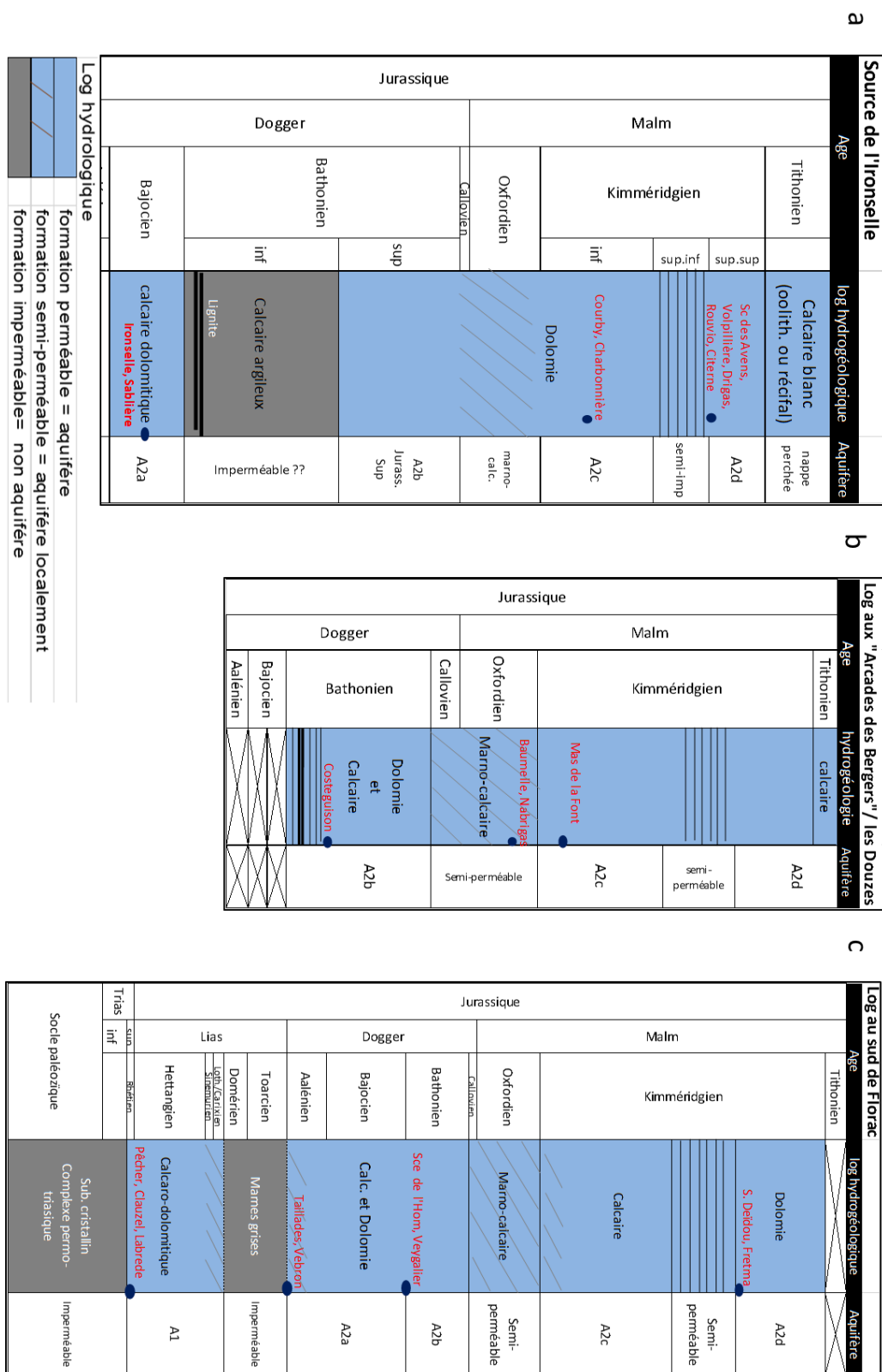


Figure 92 : Logs hydrogéologiques synthétiques réalisés à proximité de la source de l'Ironselle, (gorges du Tarn), aux arcades de Bergers (gorges de la Jonte) et au sud de Florac (Tarnon).

Secteur sud - La Jonte

Dans les gorges de la Jonte, aux arcades des Bergers, les sources émergent au mur des calcaires en plaquette du Bathonien, dans les marno-calcaire de l'Oxfordien, et au sein des marno-calcaires du Kimméridgien inférieur (Figure 93).

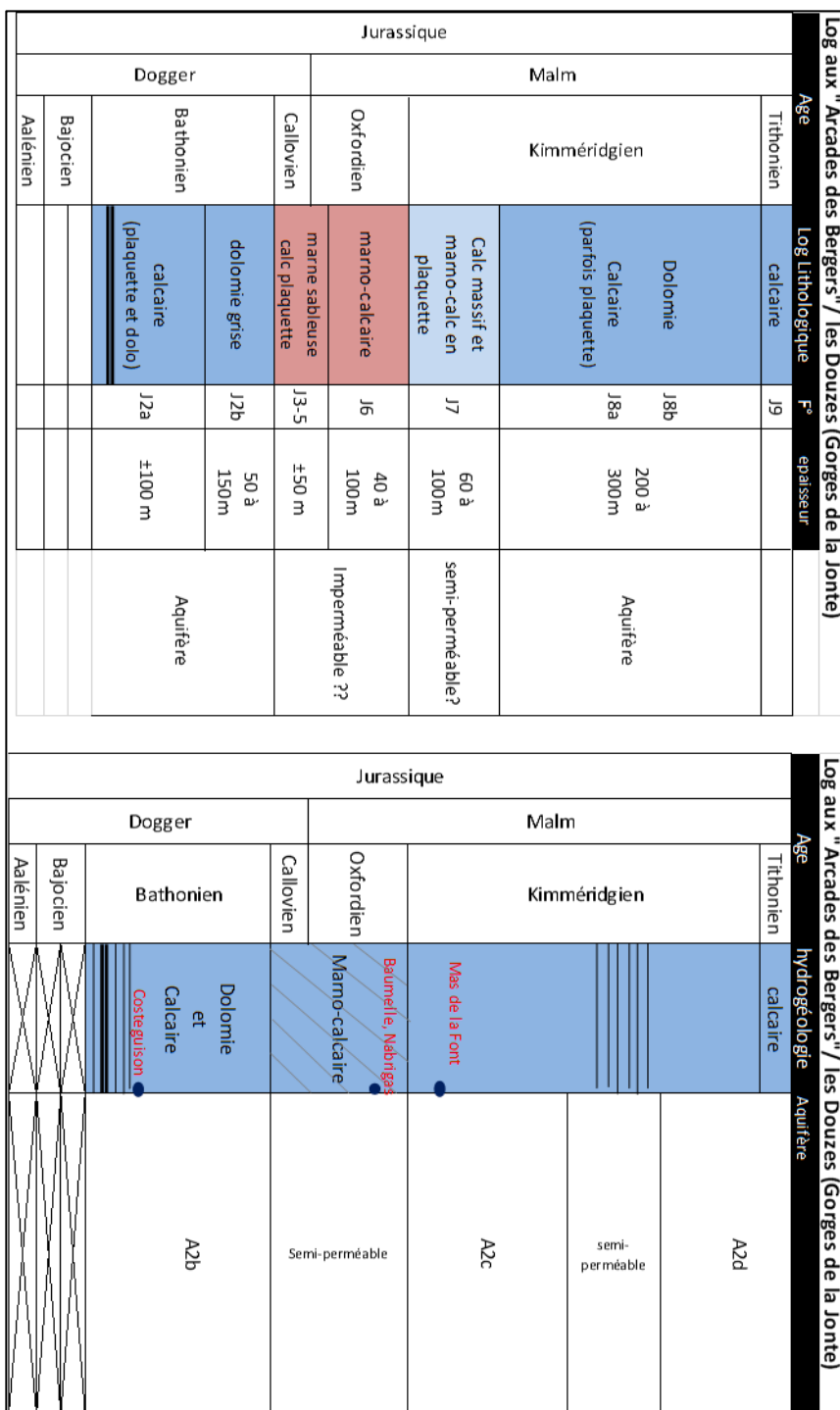


Figure 93 : Log stratigraphique synthétique et log hydrogéologique avec positionnement des sources dans le secteur « Arcades des Bergers » et Douze (gorges de la Jonte).

L'ensemble des logs hydrogéologiques proposés semble indiquer plusieurs niveaux imperméables ou semi-imperméables localisés :

- à l'ensemble Domérien - Toarcien (secteur de Florac) ;
- à la limite du Bajocien - Bathonien (secteur de Florac, Montbrun) ;
- à la limite du Bathonien inférieur et du Bathonien supérieur (secteurs des Douze/Arcade des Bergers, Ironselle, La Malène, Montbrun).

Ainsi qu'à différents niveaux au sein de la série du Kimméridgien (secteurs des Douze/Arcade des Bergers, Ironselle, Montbrun, Florac).

4.2.2. Contexte géologique des sources

Afin de caractériser le contexte géologique des sources, de conforter les observations précédentes et compléter les observations de L. Bechelen (2013), des reconnaissances de terrain ont été effectuées sur quelques sources dans la vallée du Tarn (Figure 94).

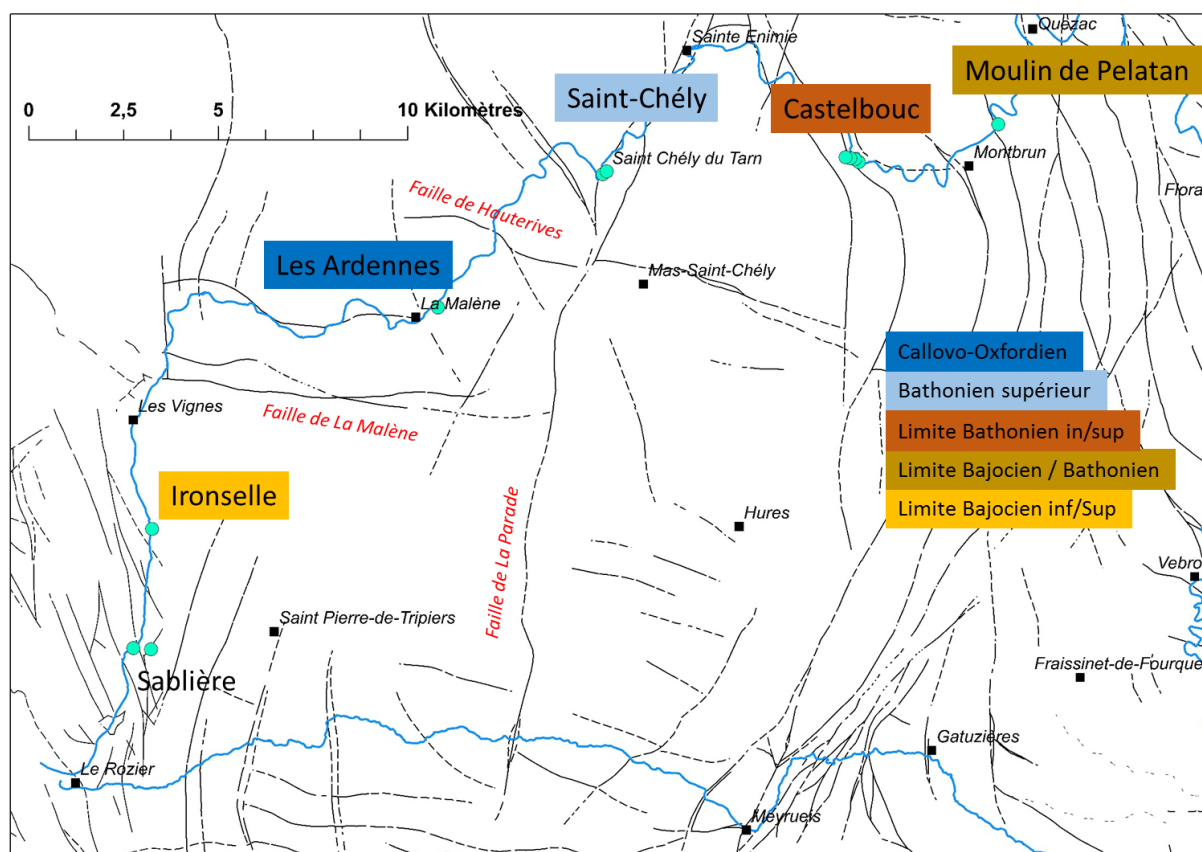


Figure 94 : Localisation des sources (cercles verts) ayant fait l'objet d'une reconnaissance de terrain. La position de l'exurgence dans le log stratigraphique, pour chaque source, est indiquée par une couleur différente marquant l'âge des terrains.

La source du Moulin de Pelatan

L'exurgence de Pelatan se situe au début des gorges du Tarn, en amont du village de Montbrun. Aménagée pour le captage, la source sort quelques mètres au-dessus de la rivière dans une cavité dolomitique. L'eau s'écoule et/ou ruisselle ensuite pour former une petite cascade sur une formation de travertin (Figure 95).

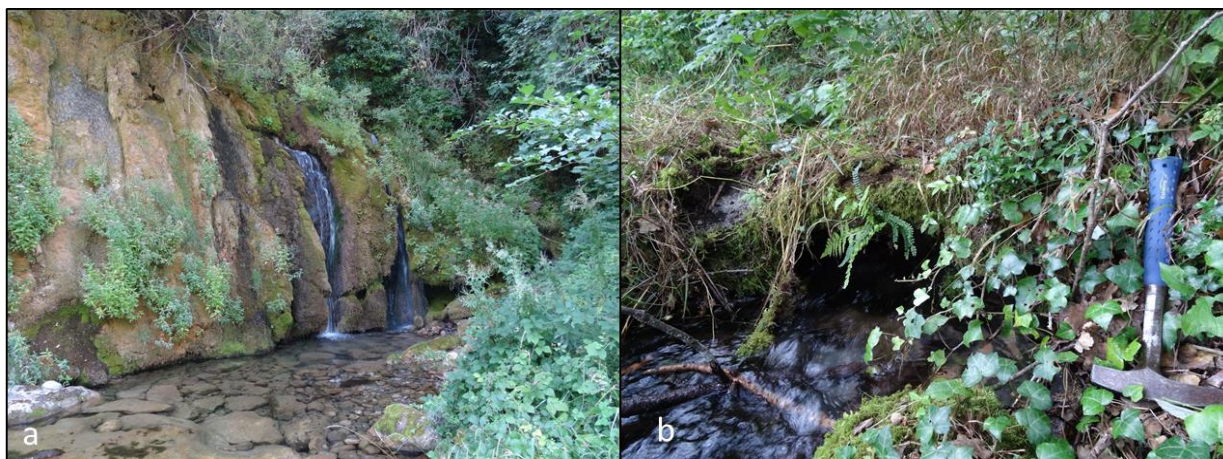


Figure 95 : (a) Cascade de la source du Moulin de Pelatan. L'eau ruisselle sur les formations de travertin et (b) sortie d'eau annexe, proche de la grotte et de la source captée. Des faciès de calcaire mudstone ont été retrouvés à la base du conduit. Photos : Coline Ariagno.

La végétation dense autour de la source a rendu les observations lithologiques difficiles et certaines zones n'ont pu être identifiées. Le log sédimentaire levé identifie la source au niveau de la transition entre le Bajocien supérieur (dolomies) et le Bathonien inférieur (calcaires) (Figure 96).

Une petite sortie d'eau jouxtant la grotte a permis d'échantillonner des calcaires de type mudstone à la base (Figure 95). Ce faciès compact et imperméable pourrait éventuellement constituer une barrière hydrogéologique locale. Cependant l'hypothèse reste à vérifier avec une analyse des faciès dans la grotte au-delà du captage.

Les barres de dolomie cristalline du Bajocien supérieur sont bien visibles depuis le Tarn avec un pendage d'environ 25° vers le sud-ouest. Au-dessus, plusieurs barres décimétriques à pluri métriques de calcaires blanc souvent oolithiques sont présentes. Les niveaux de transition, trop végétalisés pour être identifiés, sont probablement de lithologie plus tendre. Au sommet du log, les imposantes barres de dolomie grise du Bathonien sont aisément reconnaissables.

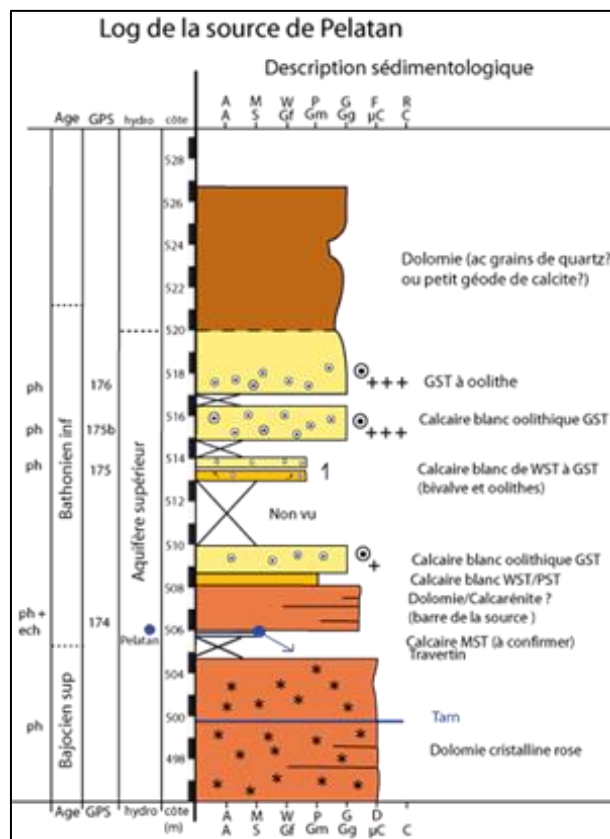


Figure 96 : Log sédimentologique autour de la source de Pelatan.

Pour compléter les données lithologiques, une coupe presque perpendiculaire au Tarn et passant sur la source du Moulin de Pelatan a été réalisée (Figure 97). Les séries stratigraphiques sont globalement tabulaires dans ce secteur et sont affectées par une faille de direction nord-nord-ouest – sud-sud-est appartenant au faisceau de Meyrueis. Son jeu apparent en faille normale fait plonger légèrement les strates au contact de la faille. Selon la carte géologique, le décalage créé par la faille apparaît mineur (de l'ordre de 5 m voire inférieur), cependant d'extension plurikilométrique, elle traverse le Causse Méjean. Elle pourrait constituer un axe de drainage préférentiel pour les eaux du système karstique. Dans le paysage, la faille n'est pas repérable côté causse Méjean, en revanche une zone perturbée est observable le long de la route des gorges sur le causse de Sauveterre. Aucune direction n'a pu cependant être relevée.

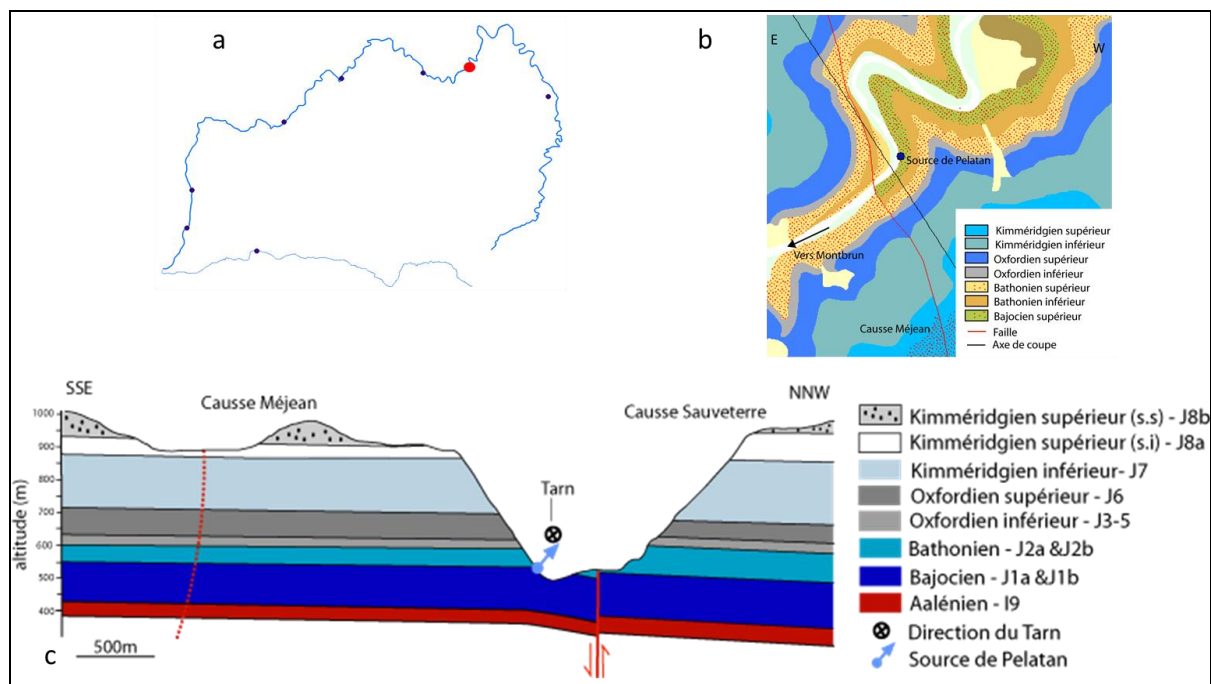


Figure 97 : Localisation de la source du Moulin de Pelatan (a) sur la carte géologique (b) et coupe géologique nord-nord-ouest – sud-sud-est (c).

Les sources de Castelbouc

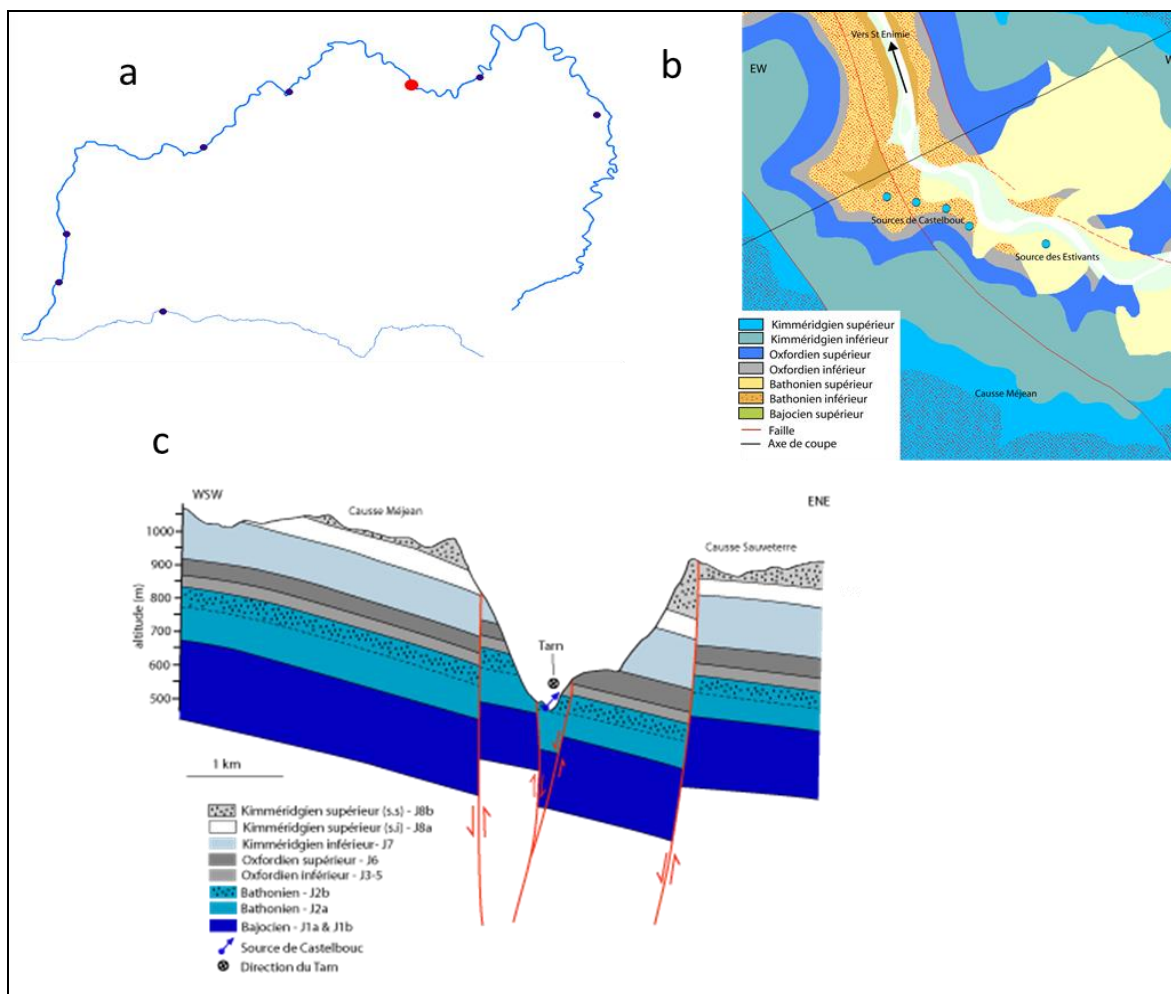
Le site de Castelbouc regroupe 4 sources, dont une (n° 4) a un débit très important (> 100l/s) (Rouquet, 1996 ; Bechelen, 2013). Les trois autres sont temporaires et sont un trop-plein de l'exsurgence principale. La source des Estivants, située légèrement en amont du village, est associée au système karstique de Castelbouc (mesures physico-chimique identiques) et représente un autre exutoire important.

L'aménagement et la végétation n'ont pas permis de réaliser un log sédimentologique autour des sources. L'exsurgence principale, bien visible, sort d'un conduit karstique majeur (grotte) créé dans les falaises dolomitiques du Bathonien supérieur. La grotte de Castelbouc a fait l'objet de plusieurs campagnes d'études qui ont nécessité d'importantes opérations de pompage (*Spéleo* n° 41, 2002). L'exploration des spéléologues a ainsi apporté des connaissances sur la géométrie karstique du réseau de Castelbouc. Derrière le premier siphon, plusieurs grands lacs ont été rencontrés avec des volumes de cavité très importants, rarement observés sous le causse. Des relevés lithologiques et structuraux dans Castelbouc n° 4 ont également signalé des niveaux plus calcaro-marneux et un réseau karstique parfois « calé » sur les axes faillés.

Ces observations restent encore minces pour comprendre les raisons d'un tel complexe d'exsurgence à ce niveau du Tarn. Les campagnes de traçages lui attribuent pourtant un grand bassin versant qui s'étend jusque dans la partie sud du causse.

Selon la carte géologique de Florac, une faille importante traverse le site parallèlement au Tarn (Gèze *et al.*, 1980). Elle a pu constituer un axe de drainage préférentiel lors de la mise en place du réseau karstique.

Une coupe d'orientation sud-ouest – nord-est a été réalisée sur le site de Castelbouc (Figure 98). Avec des pentes favorables, le bassin versant de la source semble donc s'étendre vers le Puech d'Alluech (ouest-sud-ouest). L'exutoire est situé entre deux failles parallèles au Tarn formant un petit « graben » coincé au sein d'une zone faillée.



La source de Saint-Chély-du-Tarn

L'exurgence situé dans le village de Saint-Chély-du-Tarn livre peu d'indices lithologiques en raison des aménagements autour de la source. Les eaux traversent le village dans un « lit » aménagé puis rejoignent le Tarn par une cascade d'une dizaine de mètre de hauteur formée par une imposante formation de travertin (Figure 99). Cette dernière reposant sur les dolomies du Bathonien supérieur, constitue le relief sur lequel la quasi-totalité du village est construit. Une source annexe, peu accessible, est située légèrement en aval, à la sortie du village. Selon L. Bechelen (2013), les mesures physico-chimiques montrent que les deux exutoires sont issus du même aquifère et les débits sont très bien corrélés.

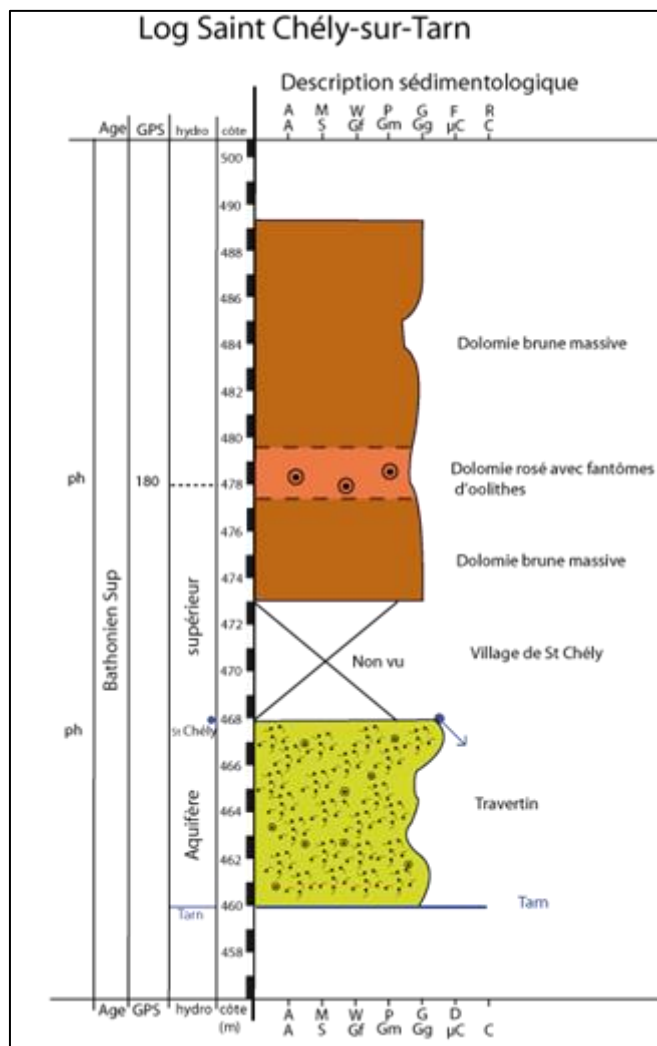


Figure 99 : Log sédimentologique de la source de Saint-Chély-du-Tarn.

Au-dessus du village, les barres massives de dolomie du Bathonien supérieur sont nettement visibles. Quelques bancs plus rosés avec fantômes d'oolithes ont été identifiés.

La zone étant complexe structuralement, une coupe est-ouest a permis d'imager les géométries créées (Figure 100) où 5 compartiments limités par des failles ont été identifiés. Situé dans le compartiment 4 (C4), le village et la source de Saint-Chély se trouve dans un « graben » entre deux failles, dont l'une majeure à l'est (faille de la Parade) crée un fort décalage des séries sédimentaires (au moins 200 m selon la carte géologique). À noter que les épaisseurs de l'Oxfordien (J6 et J3-5) sont nettement plus importantes dans C4 que dans la partie ouest de C2. Ce couloir de faille qui apparaît aujourd'hui avec un abaissement du compartiment occidental suggère qu'au cours de la sédimentation du jurassique ce couloir de failles synsédimentaire permettait d'avoir une sédimentation plus importante dans la partie orientale.

Bien qu'elles n'affleurent pas sur la coupe, les séries du Kimméridgien sont présentes dans C3 et semblent relativement tabulaires, d'où le pendage dans ce compartiment.

Une flexure des roches dans le compartiment C2, coïncidant avec la zone de brèche, a été représenté pour expliquer l'altitude plus basse des toits de formations sur le causse Méjean par rapport au causse de Sauveterre.

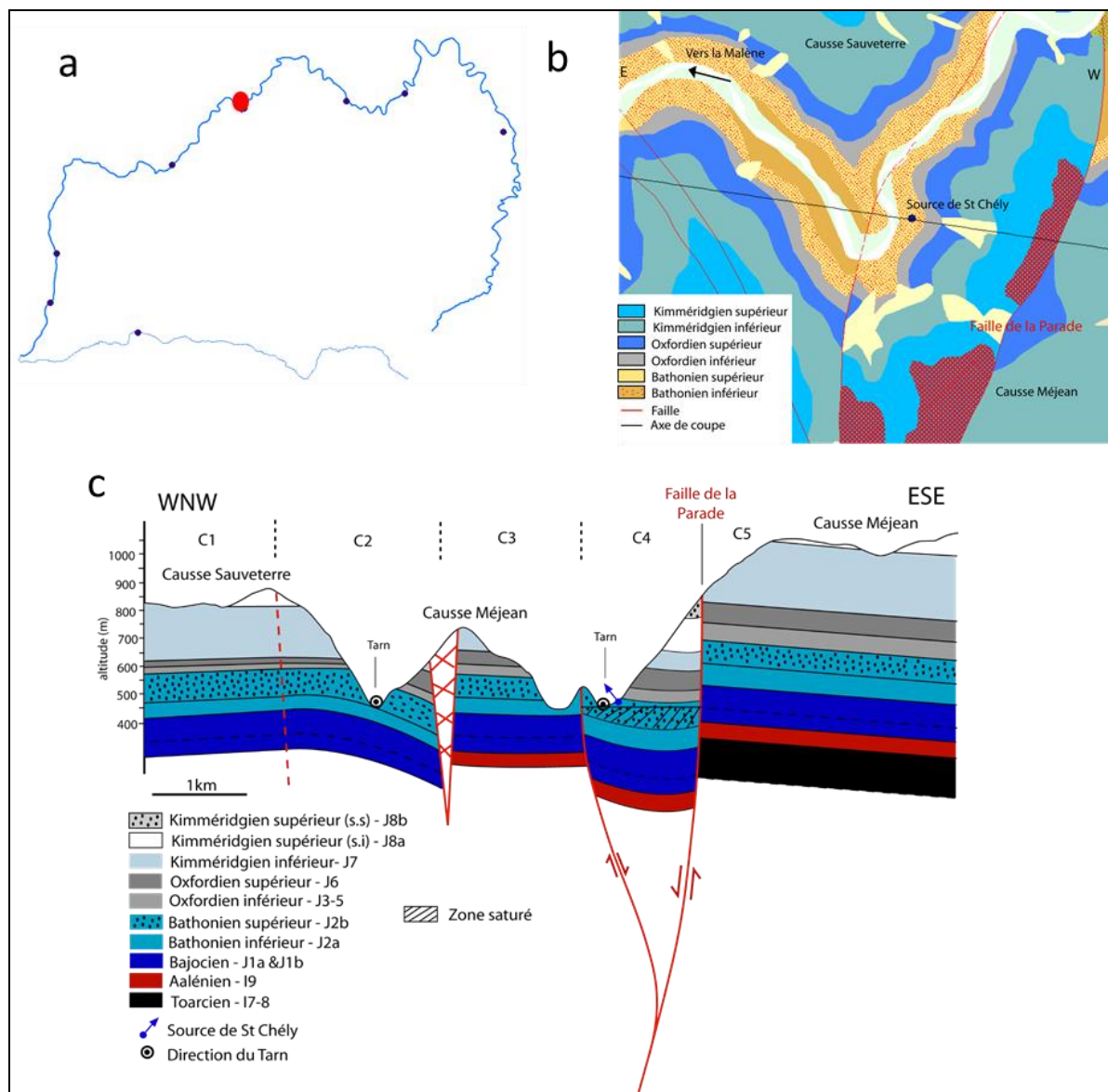


Figure 100 : (a) Localisation de la source de Saint-Chély (a) sur la carte géologique (b) et coupe géologique ouest-nord-ouest – est-sud-est. La zone hachurée en rouge correspond à une zone bréchique sur la carte géologique.

La source des Ardennes

Située légèrement en amont du village de la Malène, la source des Ardennes sort dans le Tarn, de façon diffuse sur une vingtaine de mètres (Figure 101). Aucune mesure de débit n'a pu être réalisée et une estimation par jaugeage différentiel reste compliquée étant donnée la configuration du Tarn dans ce secteur (section large avec retenue d'eau juste en aval de la source).

D'après la carte géologique de Florac (Gèze *et al.*, 1980), la source se situe dans la série de l'Oxfordien inférieur (J3-5). Sur le terrain, cela se traduit par des replats très végétalisés où les affleurements sont quasi inexistant. Quelques barres de calcaires gris dolomités sont présentes un peu plus haut dans la série.

Aucun indice lithologique ne permet donc de conclure quant à la localisation de cet exutoire karstique. Selon Bechelen (2013), l'exutoire se situe entre les dolomies du Callovien et les calcaires de l'Oxfordien.

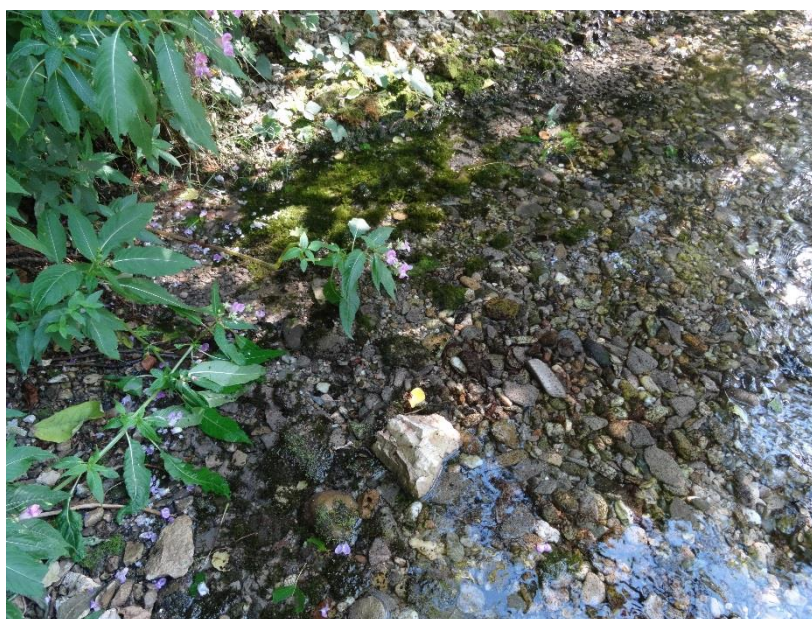
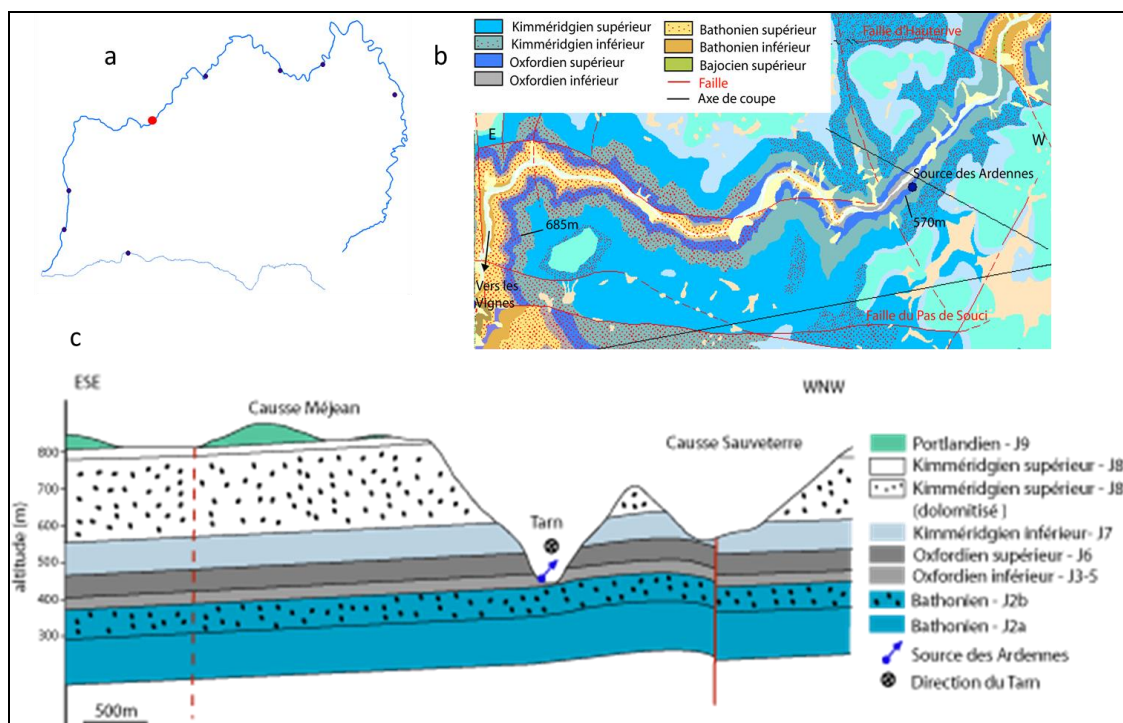


Figure 101 : Sources des Ardennes dans le Tarn (photo C. Ariagno).

La coupe réalisée au niveau de la source des Ardennes (Figure 102) montre que les séries stratigraphiques ont un très faible pendage vers l'est-sud-est. Comme observé sur la coupe du Moulin de Pelatan, un léger bombement associé à une compression puis plongement des séries est probablement présent à proximité de la faille. Celle-ci recoupe le Tarn en aval de la coupe, au niveau de la Malène. Une faille est-ouest est également cartographiée avec une terminaison plus ou moins nette au niveau du village. Bien qu'ils soient situés à proximité de la source, ces deux accidents tectoniques semblent ne pas avoir un impact direct sur le réseau karstique et son exurgence.



Source de l'Ironselle

L'exurgence d'Ironselle est située dans la partie ouest du causse, sur la section nord-sud du Tarn, à quelques kilomètres en aval du village des Vignes, en face du ravin de Poudounies. Comme aux Ardennes, l'eau sort du sol au niveau du Tarn sur quelques mètres seulement. Cette arrivée d'eau est pérenne. Plus haut dans le ravin, une imposante grotte, sculptée dans les dolomies cristallines du Bajocien supérieur, témoigne d'anciennes circulations (Figure 103). À l'intérieur un conduit karstique permet de rejoindre un niveau d'eau à fort débit. Des mesures de traçages ont ici été réalisées et confirment la connexion avec la source en aval. Des alluvions remplissent en partie les espaces karstiques.



Figure 103 : (a) Entrée de la grotte de l'Ironselle. La première cavité est formée par les travertins. Au-dessus, une imposante galerie s'est creusée dans les dolomies du Bajocien supérieur (b) intérieur de la grotte avec alluvions étagées, (c) exutoire de l'Ironselle dans le lit du Tarn (photos photo C. Ariagno).

Sous la grotte une cavité formée par des travertins constitue une sortie de trop plein lors des périodes de crues (Figure 103). En période estivale, le vallon reste à sec.

Ces données de terrain ne permettent cependant pas d'expliquer la position de la source. D'un point de vue cartographique, l'exurgence de l'Ironselle se situe proche de la limite entre le Bajocien inférieur et supérieur. La coupe est-ouest du secteur (Figure 105) permet d'imager cette position. L'exutoire se situe au point de contact de l'aquifère avec le niveau de base, le Tarn. Non définie comme une barrière dans les unités hydrogéologiques, le changement de lithologie entre le Bajocien inférieur et supérieur ne semble pas être un argument pour expliquer la position de la source (Figure 104). Cependant aucun relevé n'a pu être fait du côté du causse Méjean. Par la suite, il sera donc nécessaire de croiser ces informations avec les profils en long.

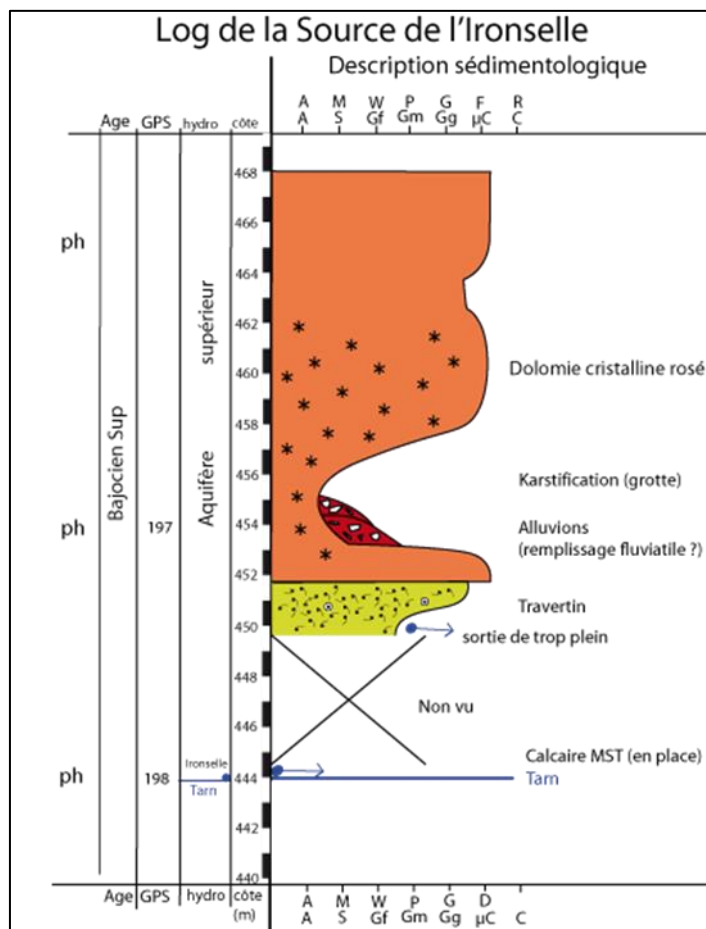


Figure 104 : Log sédimentologique de la source de l'Ironselle.

À noter que des faciès de calcaire GST oolithiques ont été identifiés dans le village des Vignes. Situés plutôt à la base de la série, ces faciès ne constituent pas un horizon imperméable. Une évolution de la lithologie en montant dans la série reste donc à vérifier. Plusieurs petites sources ont également été repérées en-dessous du village.

Non visible sur la coupe, la coulée basaltique du Jurassique est pourtant présente sur la majeure partie de la zone nord-ouest du Causse Méjean. Elle s'intercale entre les séries du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur et n'apporte donc pas d'information quant au fonctionnement du système karstique de l'Ironselle.

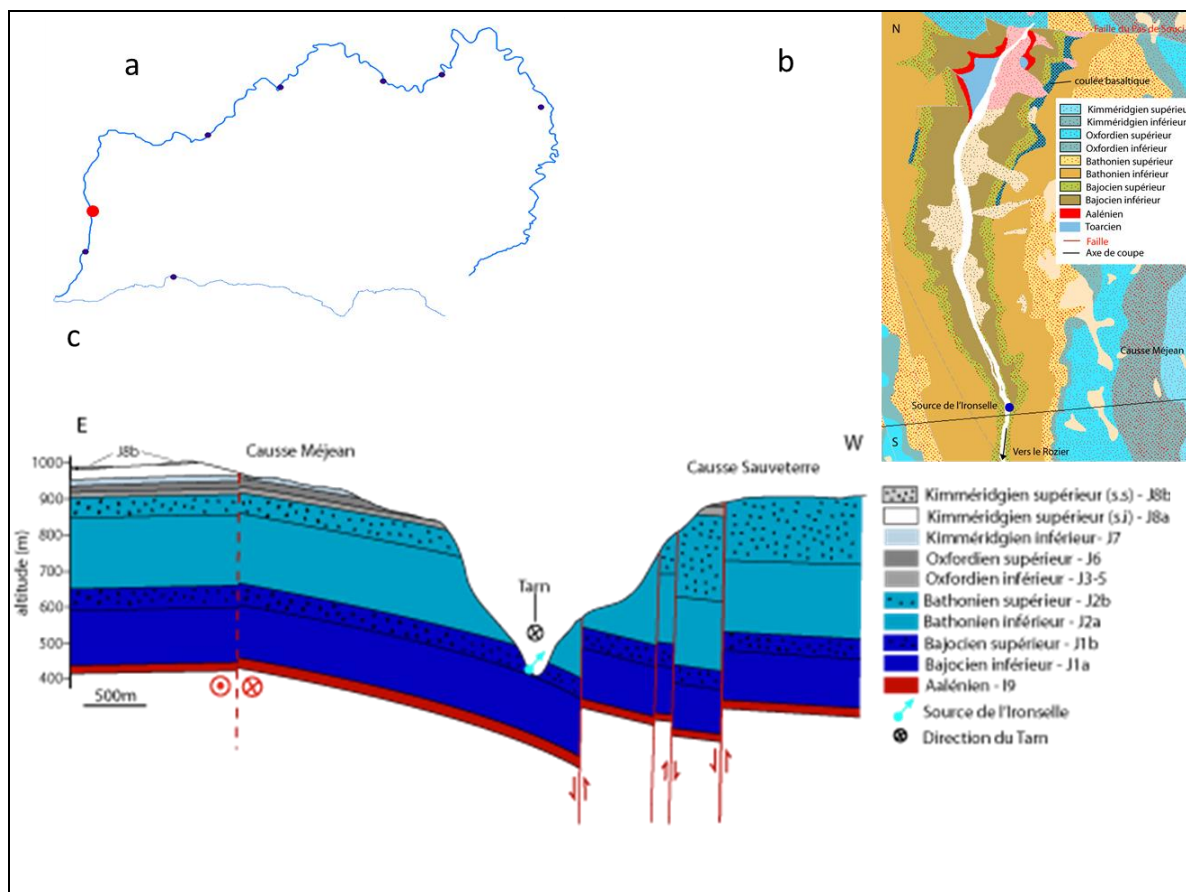


Figure 105 : (a) Localisation de la source de l'Ironselle (a) sur la carte géologique (b) et coupe géologique est-ouest.

La source de la Sablière aval/amont

Située en aval de la source de l'Ironselle, l'exsurgence de la Sablière n'a pu être visitée du fait de son accessibilité limitée (par canoë). Toutefois, les mesures physico-chimiques et les analyses chimiques (ions majeurs) ont donné des résultats très similaires à ceux de l'Ironselle. Leur système karstique semble donc avoir des lithologies proches et très différentes de ceux de la source de Sablière amont.

Selon la carte géologique, cette exsurgence majeure se situe de nouveau dans une zone très mouvementée et notamment traversée par des failles d'orientation nord-ouest – sud-est.

4.2.3. Caractéristiques des principales sources

L'ensemble des données des principales sources visitées le long du Tarn est résumé dans le tableau ci-dessous (Tableau 1) et la Figure 94. A l'exception de la source de Ardennes, les sources sont localisées à proximité de failles qui peuvent agir comme des drains. La reconnaissance de terrain n'a pas permis d'établir avec certitude et de façon ubiquiste s'il existait des niveaux lithologiques imperméables permettant l'émergence de sources à leur toit. Ces sources (Pelatan, Castelbouc, Saint-Chély, Ironselle) émergent dans le Dogger.

La source des Ardennes présente deux singularités eu égard des autres. La source émerge dans un niveau stratigraphique supérieur qui s'explique par sa localisation entre deux failles normales (faille de Hauterives et failles de la Malène) qui abaissent ce compartiment ayant l'allure d'un graben. Elle émerge dans le Callovo-Oxfordien correspondant à des alternances de marnes et calcaires pouvant correspondre à des niveaux imperméables.

Sources	Formations géologiques des exurgences	Présences de failles
Pelatan	Limite Bajocien / Bathonien	oui
Castelbouc	Limite Bathonien inférieur / Bathonien supérieur	oui
Saint-Chély	Bathonien supérieur	oui
Les Ardennes	Limite Oxfordien/Callovien ?	
L'ironselle	Limite Bajocien / Bajocien	oui

Tableau 1 : Caractéristiques géologiques des principales sources le long du Tarn.

4.2.4. Géométrie des réservoirs

La carte structurale simplifiée (Figure 106) met en évidence trois grand secteurs ou blocs séparés d'est en ouest par le faisceau de Meyrueis et par la faille de la Parade.

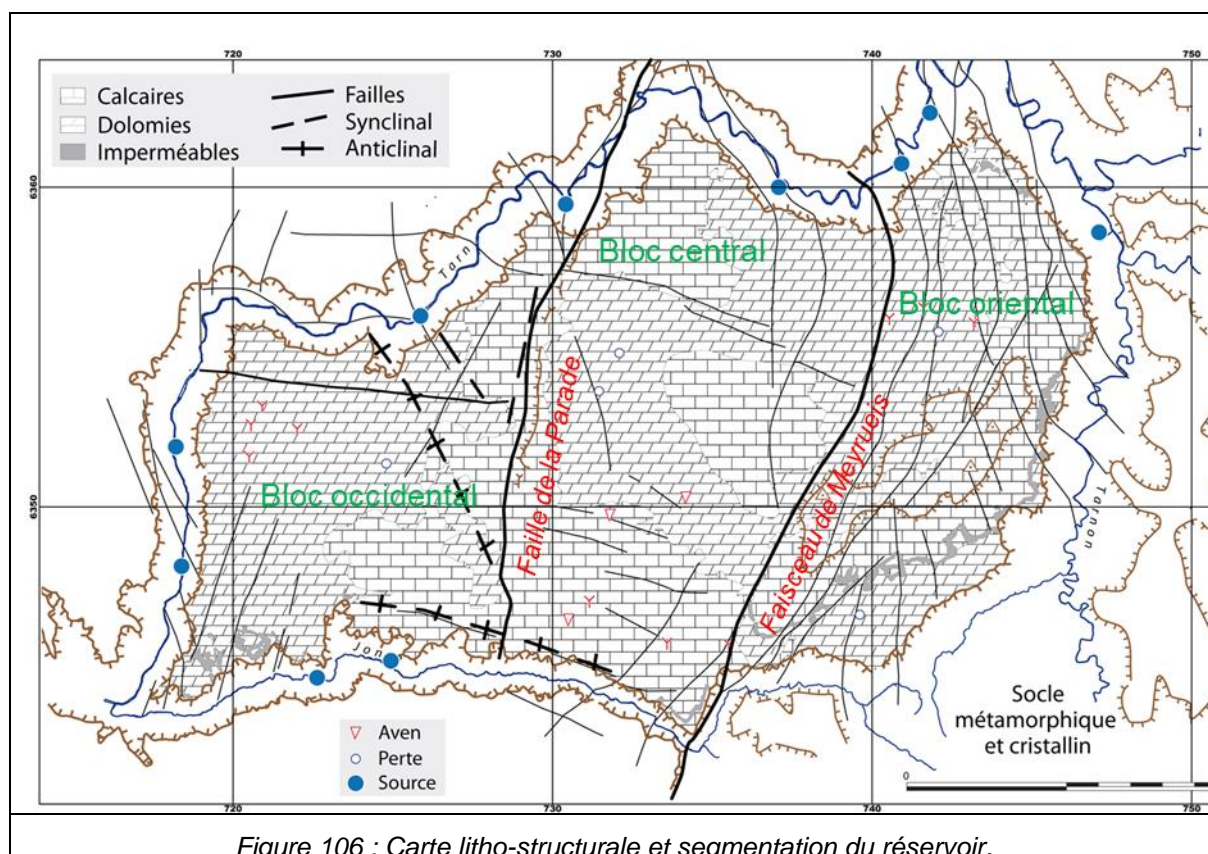


Figure 106 : Carte litho-structurale et segmentation du réservoir.

Le bloc oriental est le plus élevé ce qui permet la mise à l'affleurement des dolomies du Bathonien et surtout celui de l'imperméable du Toarcien qui se retrouve à son point le plus haut tout le long de l'escarpement bordier du causse au sud-est. Ce bloc est intensément découpé en lanières d'orientation sub-méridienne par de nombreuses failles et couloirs de fracturation.

Le bloc central est nettement moins fracturé et conserve globalement la géométrie d'une structure plissée d'orientation est-ouest à pendages modérés.

Le bloc occidental présente des plis plus resserrés. Au sud, un anticlinal ouest – nord-ouest / est – sud-est marque la bordure du causse et contraint le tracé de la Jonte. Plus au nord, un autre anticlinal d'orientation nord – nord-ouest / sud – sud-est forme un V avec la faille de la Parade à l'intérieur duquel deux petits synclinaux correspondent aux secteurs où la colonne stratigraphique est la plus épaisse du causse.

L'ensemble de ces blocs structuraux décalés par des failles méridiennes, forme un réservoir à pendage apparent globalement sud-est – nord-ouest.

Une coupe synthétique de direction est-ouest a été réalisée au travers du Causse, depuis la Jonte jusqu'au Tarn (Figure 107). Elle met en évidence le caractère subtabulaire des formations géologiques et le rôle des failles qui les décalent.

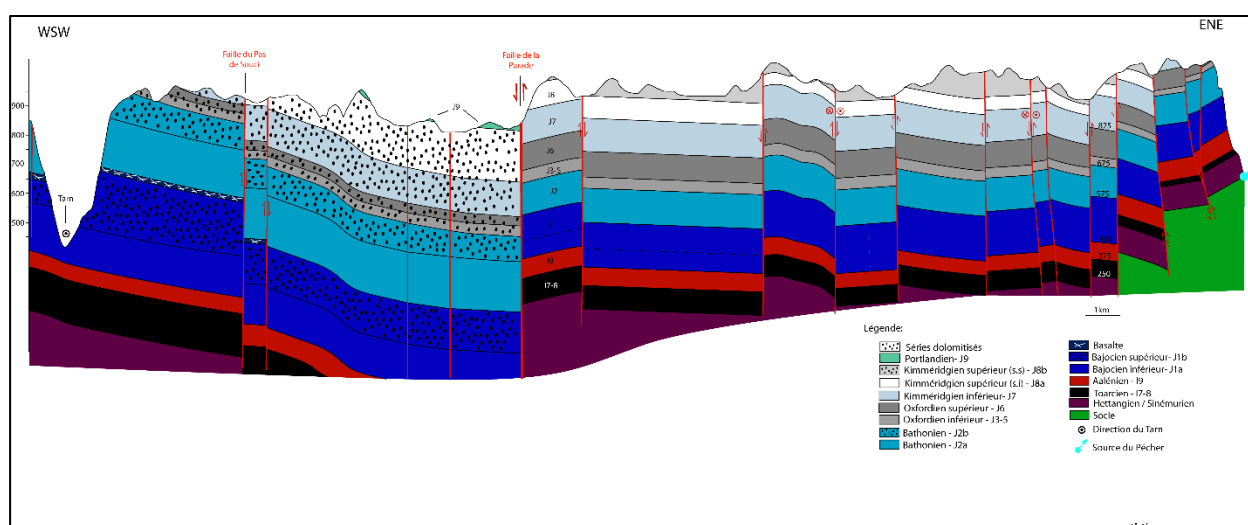


Figure 107 : Coupe schématique ouest-sud-ouest / est-nord-est au travers du Causse Méjean.

4.2.5. Cartographie de la topographie des formations aquifères ou imperméables

La cartographie de la topographie des formations aquifères et/ou imperméables et les profils topographiques sont des méthodes pertinentes pour visualiser les gradients topographiques et hydrauliques et peuvent constituer un élément de compréhension des circulations souterraines et de la localisation des sources. Le report de la topographie du toit ou mur des formations géologiques permet de préciser l'allure de ces pendages sur l'ensemble du Causse. Cette topographie a été évaluée en utilisant les cartes IGN, les cartes géologiques et les données issues de forages. Cependant, compte tenu de configuration géologique du Causse Méjean (absence d'affleurements du Lias dans la partie occidentale du causse) et la méconnaissance de l'épaisseur réelle des formations géologiques en tout point du causse (rares forages profonds localisés essentiellement sur la bordure est), cette cartographie ne peut être réalisée de façon homogène. Néanmoins, plusieurs surfaces ont pu être prises en compte. Elles correspondent à : toit du socle (dans la partie orientale), le mur du Domérien et le toit du Toarcien, le toit du Bathonien, à l'ouest, le toit du Bathonien (Figure 108).

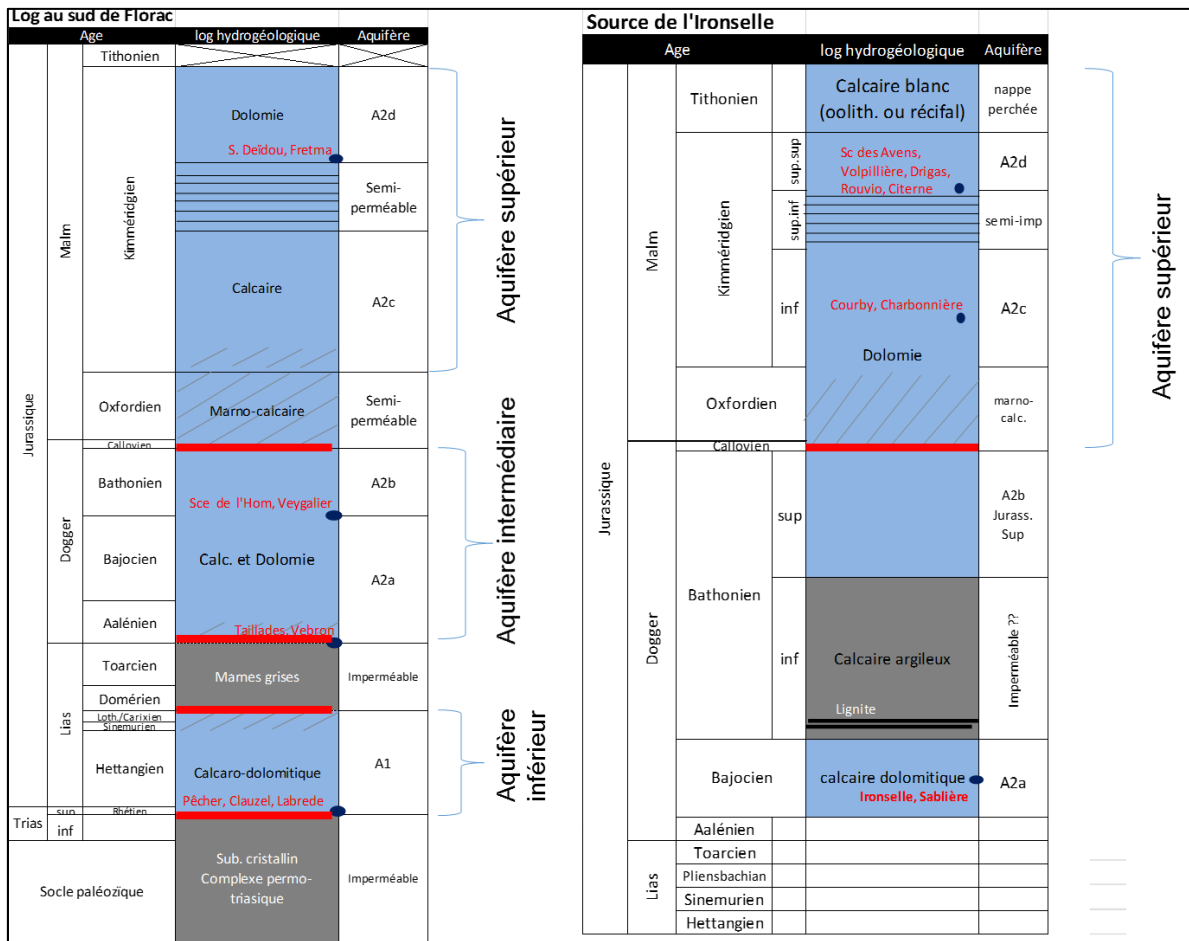
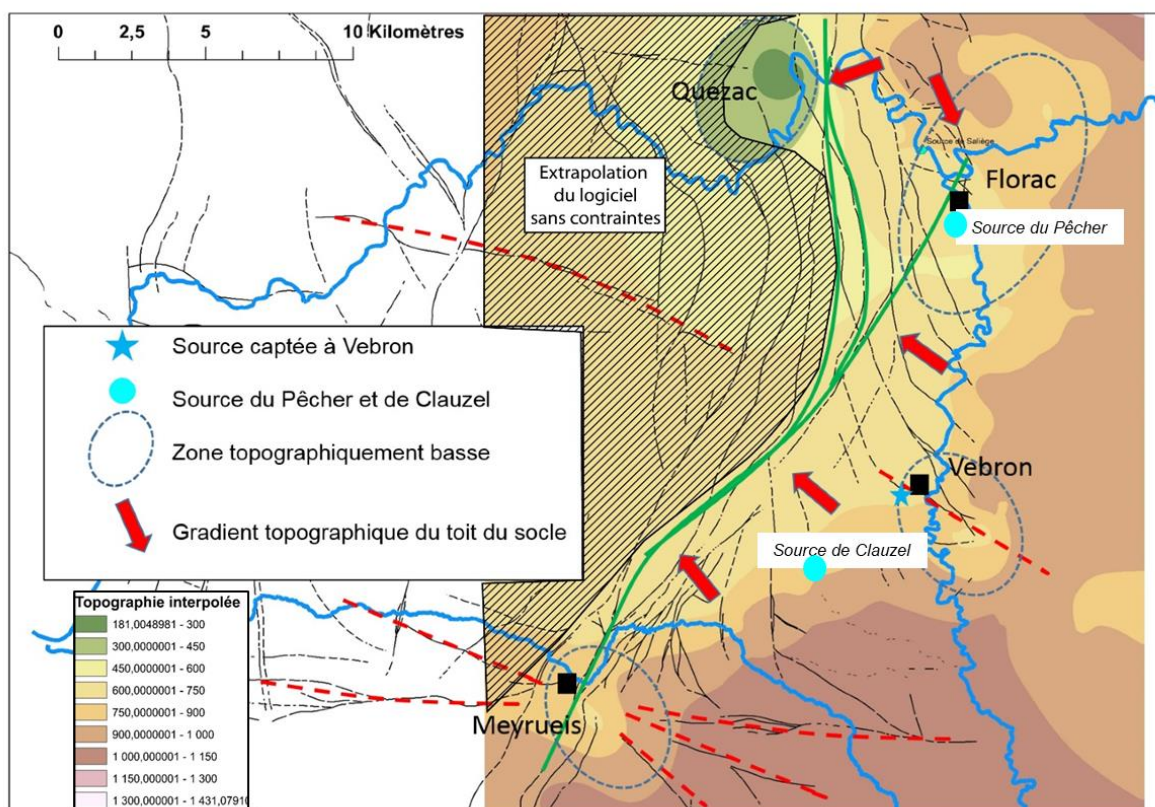


Figure 108 : Les traits continus rouges représentent les surfaces altimétriques des formations prises en compte pour évaluer la topographie à l'est (à gauche) et à l'ouest (à droite) du causse.

a) Le toit du socle

La topographie du toit du socle (formation considérée comme imperméable) peut constituer un indice sur les directions d'écoulement des eaux souterraines dans l'aquifère sus-jacent, appelé aquifère inférieur du Jurassique, correspondant aux dolomies hettangiennes. La topographie du toit du socle en bordure est du Causse Méjean (Figure 109) fait ressortir des zones topographiquement plus basses à Meyrueis (≈ 800 m), Vebron (≈ 730-750 m), Florac (≈ 750 m) et Quézac (≈ 170 m). Les zones topographiquement les plus hautes se situent dans le secteur de Gatuzières (≈ 1 100 m). Le secteur de Quézac et de Montbrun, où les altitudes sont issues des données de forage, se situent à l'ouest des failles majeures du faisceau de Meyrueis, dans le compartiment abaissé par ces failles d'environ 300 m. À l'est de ces failles, la topographie permet de visualiser les gradients topographiques et hydrauliques. Entre Gatuzières et Florac, il existe un différentiel de 350 m, soit un gradient moyen de 20 m/km. Ce gradient pourrait expliquer la localisation de la source du Pécher et proposer une circulation des eaux souterraines du sud-ouest vers le nord-est. Par ailleurs, le secteur de Florac se situe le long du Tarnon entre deux zones où le toit du socle est topographiquement plus haut mettant ainsi en évidence deux gradients inverses du sud vers le nord et du nord vers le sud aboutissant vers la source du Pécher.

À proximité de Vébron, une source captée non référencée par Rouquet, se situe également dans une zone topographiquement basse.



b) Le mur du Domérien et le toit du Toarcien:

Le mur du Domérien et le toit du Toarcien permettent de visualiser le drainage de l'aquifère intermédiaire entre les marnes du Toarcien et les marno-calcaires de l'Oxfordien (Figure 110).

Le mur du Domérien ne peut être mesuré que dans la partie est du Causse, le long du Tarnon où il affleure ou à l'aide des forages dans les secteurs de Montbrun-Quézac et de Lanuéjols. L'altitude de cette surface présente une topographie maximale dans le secteur de Gatuzières et au sud de Meyrueis où elle est supérieure à 950 m. Elle est minimale dans le secteur de Quézac (<250 m) et de Lanuéjols (<450m). Ce fort gradient met en évidence l'importance des failles de direction nord-est – sud-ouest de Quézac à Meyrueis qui abaissent fortement le compartiment ouest du Causse. Les « paléovallées » que l'on pouvait distinguer sur la topographie du toit du socle (Figure 109) marquant des directions structurales nord-ouest – sud-est – sud-est ne se distinguent plus. En revanche, trois « anomalies » topographiques se marquent nettement avec une zone topographiquement haute à Gatuzières, deux zones topographiquement basses dans les secteurs de Montbrun-Quézac et de Florac. On note un gradient Sud-Nord depuis Gatuzières jusqu'à Florac et un gradient Nord-Sud depuis Le Fayet jusqu'à Florac. Le secteur de Florac apparaît se situer sur une topographie basse du mur du Domérien.

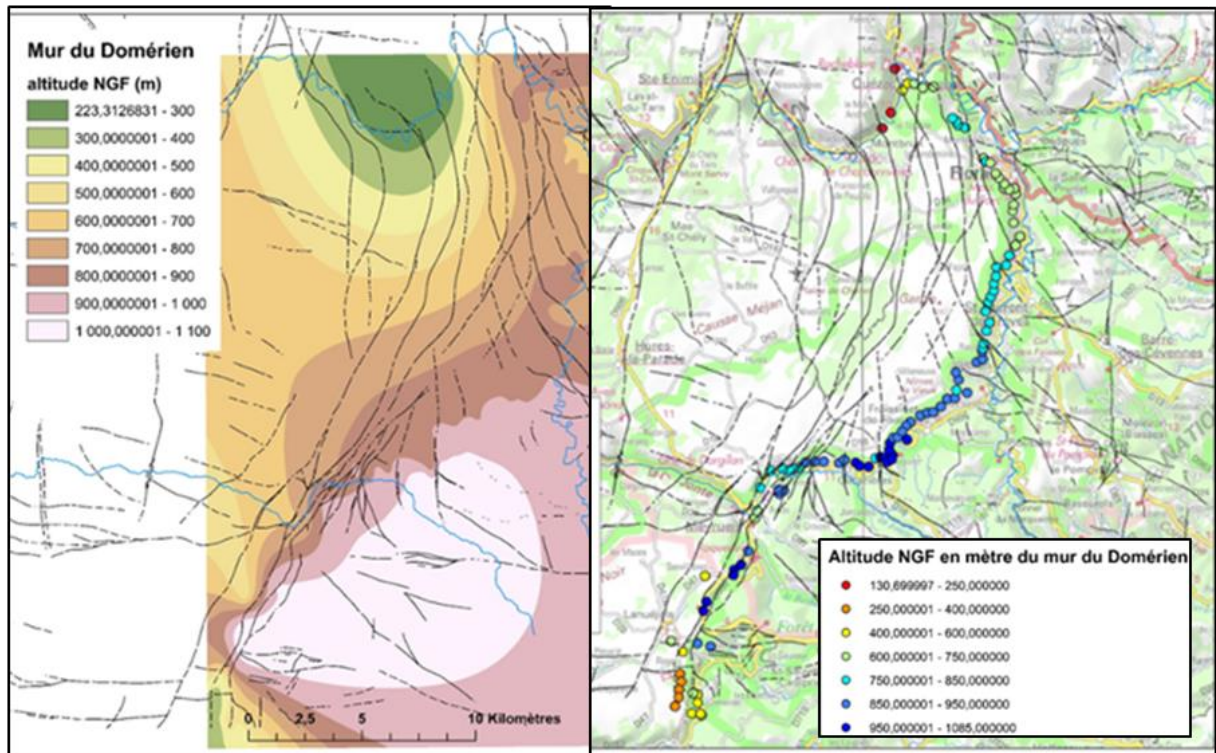


Figure 110 : À droite report des altitude NGF en mètre du mur du Domérien et à gauche interpolation de ces altitudes.

Ces observations sont confirmées par le profil géologique réalisé le long du Tarnon (Figure 111). Le secteur de Florac apparaît comme une zone topographiquement basse entre deux zones plus hautes (Gatuzières au sud et Le Fayet au nord).

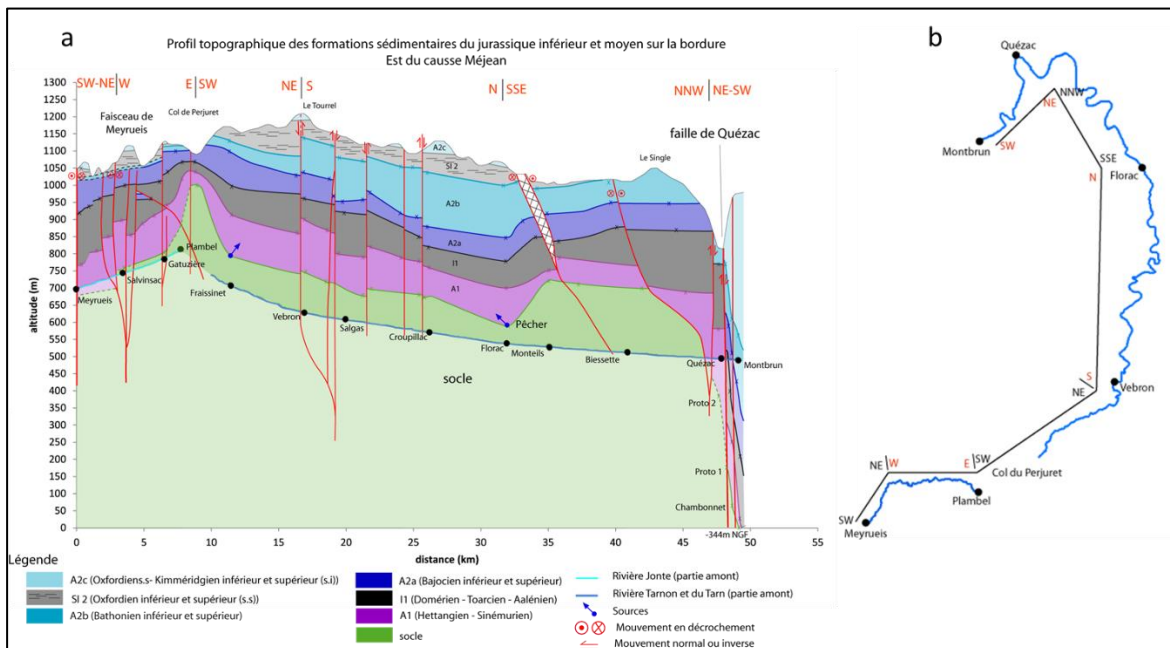


Figure 111 : Profils géologiques (a) réalisés depuis Meyrueis jusqu'à Montbrun.

L'allure des gradients est similaire si l'on reporte la topographie du mur du Toarcien. Sa topographie est basse dans le secteur de Florac (Figure 112).

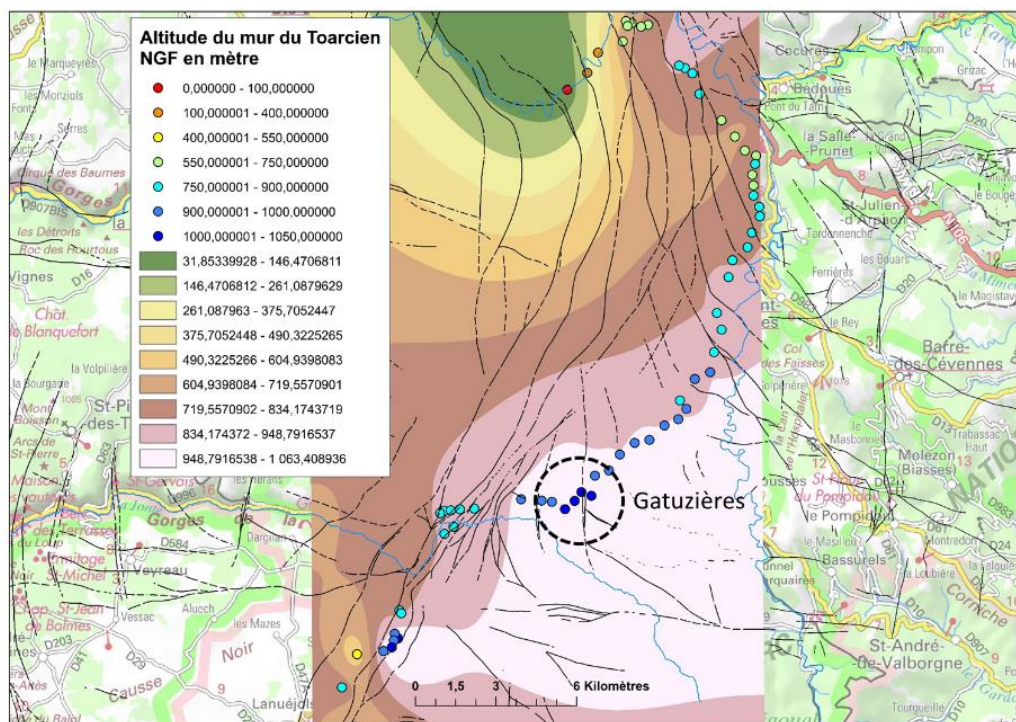


Figure 112 : report des altitude NGF en mètre du mur du Toarcien et carte d'interpolation de ces altitudes.

c) Le toit du Bathonien

Le toit du Bathonien (limite J2b/J3-5) présente l'avantage d'être présent sur la quasi-totalité du pourtour du Causse (à l'exception du secteur entre La Malène et Pugnadoires où le Bathonien n'affleure pas) et permet ainsi une interpolation plus fine de la topographie de cette surface. La carte interpolée à partir de 292 points permet de visualiser la topographie du toit du Bathonien et de rendre compte du drainage de l'aquifère supérieur. Elle met en évidence un gradient topographique du sud-est vers le nord-ouest (Figure 113).

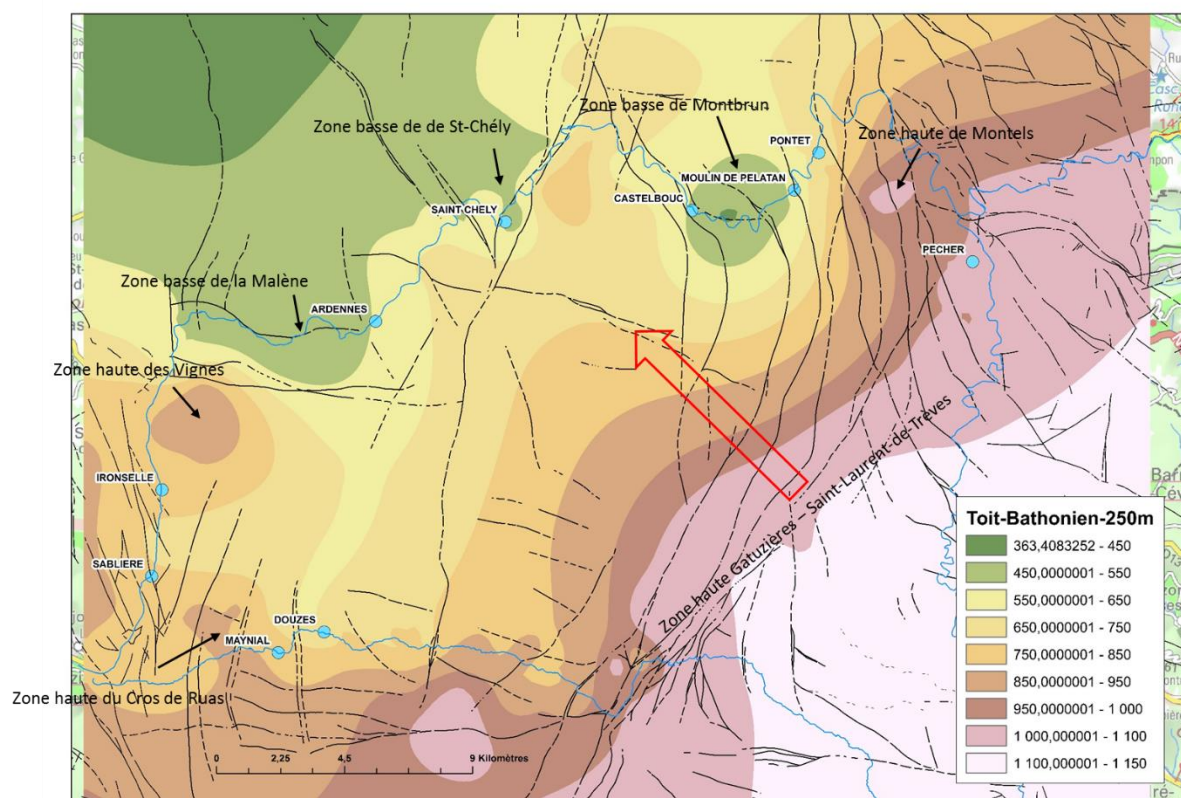


Figure 113 : Carte de l'altitude du toit du Bathonien interpolée. Elle met en évidence des zones topographiquement hautes et basses et un gradient topographique (flèche rouge) du sud-est vers le nord-ouest.

Entre les points les plus hauts topographiquement (secteur de Gatuzières et Saint-Laurent-de-Trèves) où le toit du Bathonien est situé à environ 1 100 m et les points les plus bas à la Malène (420 m), la pente moyenne est de l'ordre de $2,43^\circ$. Entre Gatuzières et Montbrun (altitude de 450 m du toit du Bathonien), elle est de l'ordre de $2,87^\circ$.

Afin d'affiner l'interpolation entre la Malène et Saint-Chély où le Bathonien n'est pas affleurant, le toit de l'Oxfordien (limite J6-J7) a été pris en compte. À cette surface, a été soustraite l'épaisseur du Callovien-Oxfordien (J3-5 et J6) afin d'obtenir l'altitude du toit du Bathonien. Bien que les notices de cartes donnent des épaisseurs approximatives et que ces épaisseurs sont parfois variables, l'hypothèse d'une épaisseur moyenne de 60 m a été retenue. La carte interpolée précise les gradients entre la Malène et Saint-Chély (Figure 114). Entre La Malène et Saint-Chély apparaît une zone topographiquement plus haute (secteur Hauterives – Cirque de Pugnadoires).

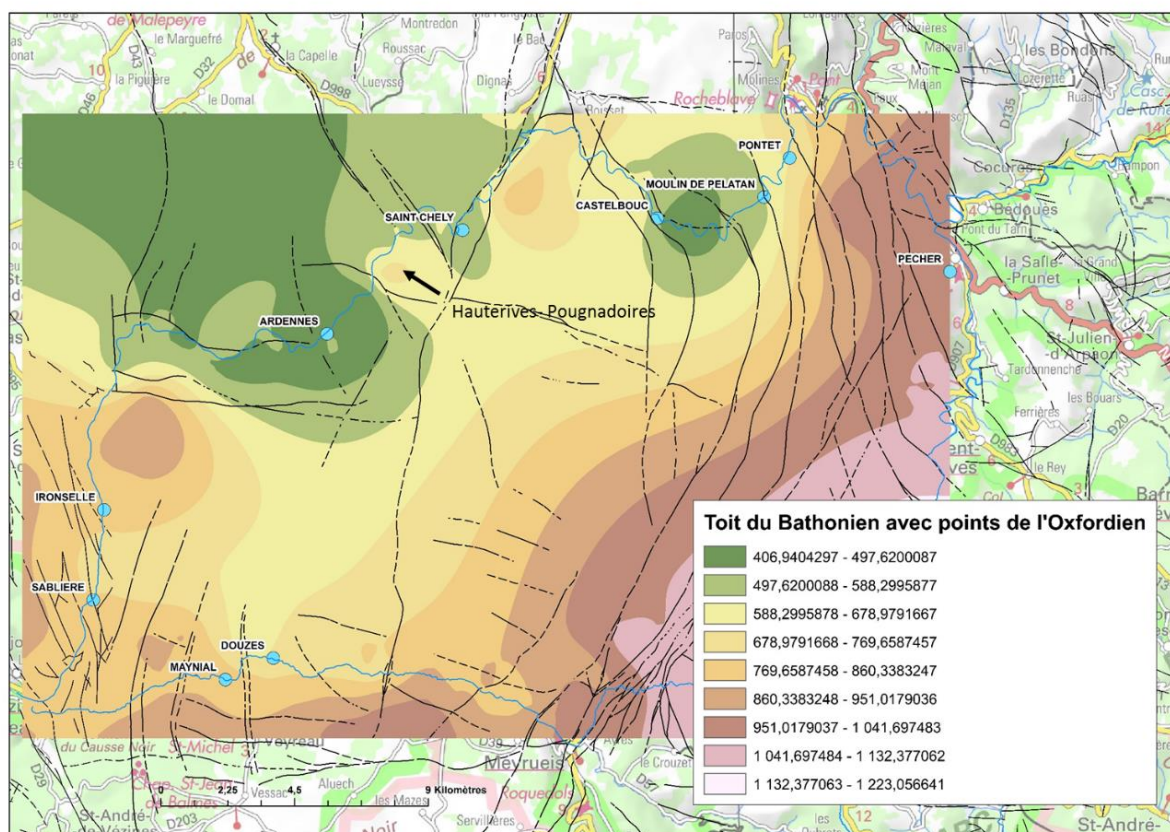


Figure 114 : Carte d'interpolation des altitudes du toit du Bathonien. Entre la Malène et Saint-Chély où le Bathonien n'est pas affleurant, l'altitude a été estimée à partir du toit de l'Oxfordien.

Les basaltes des Vignes qui affleurent de part et d'autre des gorges du Tarn (Figure 64), constituent un exemple unique à l'échelle régionale, voire de toute l'Europe de l'Ouest, d'épanchement de laves basaltiques à brèches et laves en coussins interstratifiées dans des séries littorale du Callovo-Oxfordien, 161,2 +/- 1,8 Ma (Dautria *et al.*, 2010). D'après la notice de la feuille de Florac de la carte géologique, les affleurements d'une soixantaine de mètres d'épaisseur, sont corrélés à la partie sud d'une structure d'anomalie magnétique reconnue par des mesures aéromagnétiques (INAG-BRGM, Massif Central 1975), séparée en deux parties fortement décalées par la faille est-ouest du Pas-de-Souci, avec :

- au nord de cette faille et à l'ouest de la Malène, une structure qui s'étend sous la cote du Tarn jusque sous le Causse de Sauveterre ;
- au sud, la structure des Vignes qui correspond au prolongement des affleurements basaltiques, suivant le pendage de la série sédimentaire entre 600 m à l'ouest et 300 m à l'est.

L'extension de cette anomalie intéresse tout l'angle nord-ouest du plateau où les infiltrations verticales sont sans doute contrariées dans leur trajet vers le fond de la vallée, et surtout, où une partie du réservoir est confinée sous ces structures basaltiques interstratifiées. La formation des basaltes des Vignes a donc des implications hydrogéologiques en jouant un rôle d'écran :

- conduisant les infiltrations de l'impluvium sus-jacent vers le sud, dans un secteur qui a comme limite nord la faille du Pas de Souci (Figure 114);
- entretenant une partie confinée au-dessous dont la sortie hydrologique reste à définir.

Enfin, au cours de l'incision du canyon, cet écran basaltique interstratifié a pu jouer un rôle à préciser, comme un rôle de seuil par exemple, au moment où le lit de la rivière coulait à son altitude.

4.2.6. Phases de structurations karstiques du réservoir

Comme vu précédemment, la structuration karstique découle d'une histoire polyphasée qui débute dès le Crétacé inférieur et peut être classée en trois grandes étapes majeures dont les circulations actuelles sont héritées.

a) *Premier type de structurations karstiques : le rôle des anciennes couvertures*

Le réservoir karstique du Causse Méjean présente des indices de structurations anciennes associées aux crypto-karsts issus de l'altération des formations du Crétacé.

Nous avons pu repérer deux stades majeurs antérieurs aux déformations pyrénéennes :

- le premier correspond à la surface des bauxites des Grands Causses ;
- le second correspond à l'épisode marin du Crétacé supérieur.

Un troisième événement géologique correspondant à une ou plusieurs ingressions marines durant le Paléocène est très probable, avec les enregistrements des paléokarsts et des brèches à *laminites** déformées.

Dans le détail, ces enregistrements géologiques se déclinent en plusieurs phases de structuration karstique :

- la surface contemporaine de l'altération des bauxites proprement dite, reconnue à l'échelle du bassin des Grands Causses. Cette surface est exhumée au centre du plateau, une partie des altérations profondes, fantômes de roche, brèches d'altération, pourrait lui être imputée ;
- la vieille surface infra-Crétacé supérieur correspondant à un premier épisode de dénudation de couvertures; cette paléosurface au relief contrasté est dénudée, puis transgressée par les dépôts margino-littoraux de la mer Coniacienne ;
- le crypto-karst développé au cours de l'altération des grès du Crétacé supérieur ; sans doute la phase majeure de mise en place des couloirs de brèches et de la fantômisiation ; cette phase de forte altération sous couverture débute au Campanien et perdure pendant tout le début du Paléogène.

La présence de paléokarsts du Campanien et des paléokarsts à *laminites** intra-bréchiques et intra-karstiques datés du Dano-Séladien dans les causses voisins montre **la mise à l'affleurement du substratum carbonaté jurassique dès la fin du Crétacé, et par là, la possibilité d'une phase majeure de structuration karstique.**

L'ensemble de ces **épisodes de structuration karstique échelonnés entre 100 Ma et 60 Ma** aboutit à un schéma de couloirs d'altération interconnectés à l'échelle du réservoir associés à des paléosurfaces correspondant à des reliefs contrastés évoluant en *karst à buttes** et en *karst polygonal**. Ces éléments de structuration karstiques sont déformés par la tectonique pyrénéenne.

b) Second type de structuration karstique : l'étagement des surfaces d'aplanissement et des *poljés induit par variation du niveau de base**

Le deuxième type de structuration karstique correspond à l'enregistrement des variations des niveaux de base et au retrait de couverture permettant la mise en place de surfaces d'aplanissement. Au cours de cette phase plusieurs dynamiques se sont succédées ou se sont développées de façon conjointe :

- la mise en place d'un réseau hydrographique sur les couvertures d'âge Crétacé ; ce réseau s'est ensuite imprimé dans le causse sous forme de vallons *fluviokarstiques** ;
- le réseau de surface entraîne la dénudation des couvertures, d'abord sur les points hauts, initiant ainsi un *karst à buttes**. À la base de ces reliefs, se développent de vastes surfaces d'aplanissement (S1, S2, etc.) qui correspondent globalement à des paléo-*poljés** de grande extension, qui s'étendent de part et d'autre des canyons actuels. Ces surfaces d'aplanissement scellent ou tronquent les failles et les structures compressives pyrénéennes ce qui positionne leur initiation à partir de l'Oligo-Aquitainien. La plus basse de ces paléo-surfaces constituait une vaste dépression dont le point bas a fixé la confluence du Tarn et de la Jonte ;
- avant d'être étagées, ces surfaces d'aplanissement constituent des zones basses sujettes à la crypto-altération et la fantômisation. Ces phénomènes sont entretenus tant que les couvertures allochtones ou autochtones (comme le *grésou**) restent en place. Cette dynamique est à l'origine de tous les *mégapajés** ruiniformes du causse ;
- en partie initié à ce stade et continuant à évoluer jusqu'à l'actuel, l'abaissement progressif des niveaux de base engendre un emboîtement des *poljés** selon un dispositif dinarique*. Ces *poljés** emboîtés dans les surfaces plus anciennes sont disposés en escaliers entre les zones dénudées portées en relief et la dépression qui accueille initialement la confluence du Tarn et de la Jonte, puis au cours de l'incision de la vallée du Tarn.

L'organisation des chemins de drainage est traduite par les niveaux de grottes perchés organisés entre *poljés**, à proximité du niveau de base et initiés avant l'incision des canyons. À ce stade, le causse est toujours en connexion topographique avec ses amonts cévenols.

c) Troisième type de structuration : modification des chemins de drainage induits par variations du niveau de base et l'incision des vallées

Le troisième type de structuration karstique enregistre les phases de variations des niveaux de base induites par l'incision des vallées :

- mise en place d'une gouttière fluviale dans l'axe du Tarn, contrôlant les stades d'incision et de raccordement des vallons *fluviokarstiques** du plateau, notamment au détriment de la surface S2 à 1 000 m ; à ce stade, un chemin de drainage s'établit entre les *poljés de contact** et la surface S3 (1, Figure 115) ; avec le soulèvement des reliefs, un chemin de drainage correspondant au dispositif dinarique* de *poljés** en escalier s'établit d'est en ouest (2, Figure 115) ;
- incision des canyons sous l'effet de la surrection ; le creusement des canyons engendre la mise en place de nouveaux chemins de drainage, notamment par des captures des bassins d'alimentation du dispositif dinarique des *poljés** emboîtés ; on observe quatre phases de structuration :
 - entretien du vaste système de drainage « 1 » entre les paléo-*poljés de contact** et le Tarn au centre du plateau ; ce système est drainé actuellement par les sources des Ardennes,

- mise en place des systèmes drainant la zone de l'ancienne couverture de Crétacé en direction de la source de St-Chély-du Tarn (3, Figure 115); ce chemin de drainage s'établit au détriment de l'ancien drainage des *poljés** à dispositif dinarique*,
- capture des bassins d'alimentation des *poljés** du dispositif dinarique au cours de l'incision du Tarn (4, Figure 115) ; on peut proposer une phase de capture par érosion régressive des altérites des couloirs d'altération profonde d'orientation sub-méridienne. Dans un premier temps, le bassin d'alimentation des *poljés** de Cros Garnon et de la Fajole est capturé par l'organisation du réseau de Castelbouc ; les secteurs drainés par le paléo-*poljé** de Chanet sont potentiellement concernés. Puis dans un second temps, une évolution tardive traduite par l'approfondissement du *poljé** de Mativet contrôlée par la source du Moulin de Pelatan,
- Sans doute de façon tardive aussi, la partie ouest du plateau est drainée vers les sources d'Ironselle et de la Sablière (5, Figure 115) ;
- l'incision de la Jonte présente une évolution isolée avec des drainages souterrains contraints entre les axes anticlinaux entre lesquels se développe ce canyon ; de ce fait, les alimentations du plateau restent modérées, l'essentiel du drainage étant assuré par des systèmes de pertes-résurgences calées sur le profil en long de la rivière (7, Figure 115) ;
- le creusement de la vallée du Tarnon et du ruisseau du Frayssinet correspond, comme la haute vallée de la Jonte, à la mise en place des vallées périphériques qui isolent le causse de ses anciens amonts cévenols. On peut proposer qu'avant le creusement du Tarnon, une reculée karstique pouvait se trouver non loin de la vallée du Tarn déjà incisée, le point d'émergence étant sans doute calé sur une remontée du socle formant un seuil de déversement. La mise en place du chemin de drainage du système du Pêcher correspond à une bascule de sens d'écoulement de part et d'autre de l'imperméable du Toarcien :
 - au-dessus de cet imperméable, le drainage s'opère des paléo-*poljés de contact** en direction du Tarn (1) ;
 - au-dessous, en direction du Pêcher (6, Figure 115).

Cette structure de drainage est héritée d'une époque où les talwegs de la haute Jonte et/ou du Frayssinet se situaient plus haut que l'actuel, mais en restant sous le mur du Toarcien, zone cerclée en violet (7, Figure 116). Dans cette configuration, le réseau de couloirs d'altération profonde reconnu sur le terrain a pu être exploité par décolmatage à partir de la zone de résurgence en position de reculée karstique en aval du site actuel du Pêcher.

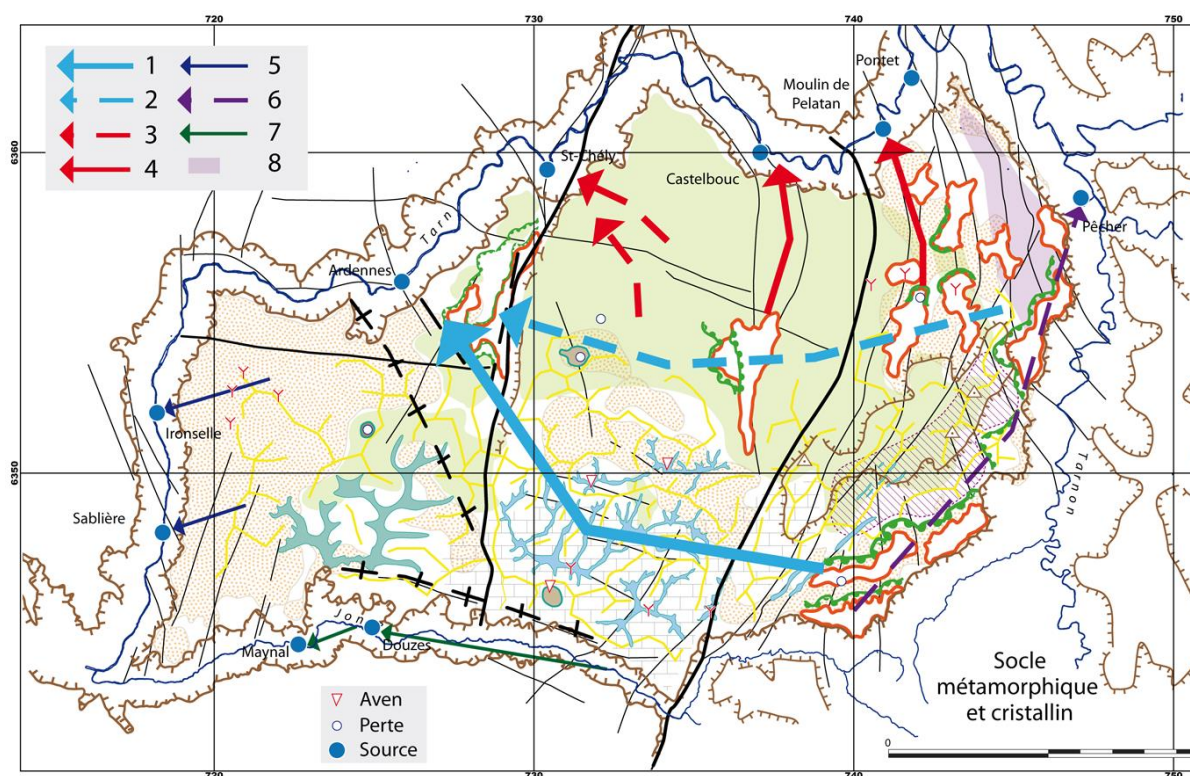


Figure 115 : Mise en place des chemins de drainage successifs : 1 : Drainage poljés de contact* surface S3 ; 2 : Drainage du dispositif dinarique de poljés* en escalier ; 3 : Drainage conquérant des secteurs couverts et à vallons fluviokarstiques* en voie de démantèlement, 4 : Drainage capturant le bassin d'alimentation des paléo-poljés* du dispositif dinarique ; 5 : Drainage des replats dolomitiques de la S3 ; 6 : Drainage du réservoir hettangien de la bordure sud-est ; 7 : Drainage pertes-résurgence de la vallée de la Jonte ; 8 : Zone de drainage potentielle en direction de la source du Pêcher.

Cette reconstitution de la mise en place des chemins de drainage successifs permet de comparer les zones de recharge à l'origine de ces unités de drainage. Les aires d'alimentation et les zones de concentration préalable des eaux de surface peuvent ainsi être définies, comme on vient de le voir dans le cas du système du Pêcher (7 et 8, Figure 116).

On note ainsi des zones de concentration des ruissellements de surface, comme la zone de déversement des vallons de la Bastide (9, Figure 116), en direction de la Jonte en surface. Mais, il est probable que les infiltrations qui se produisent au nord de l'anticlinal qui longe la Jonte et au toit de l'imperméable de l'Oxfordien, se dirigent en direction du Tarn.

De la même manière, les vallons qui drainent les dépressions endoréiques (10, Figure 116), zone de concentration de très grande extension à l'échelle du causse, rejoignent les circulations souterraines en direction des Ardennes via des réseaux spéléogénétiques capables d'assurer l'évacuation d'importants flux sédimentaires.

On observe aussi, plusieurs points d'infiltration concentrée (11, Figure 116) dans des dépressions isolées, *mégadolines** de Bédos, de la Barelle, du Sauvage, ou de véritables pertes comme celle du Devès, qui traduisent l'occurrence d'un réseau sous-jacent connu pour certains de ces points, parfois assez vastes, comme l'aven de la Barelle.

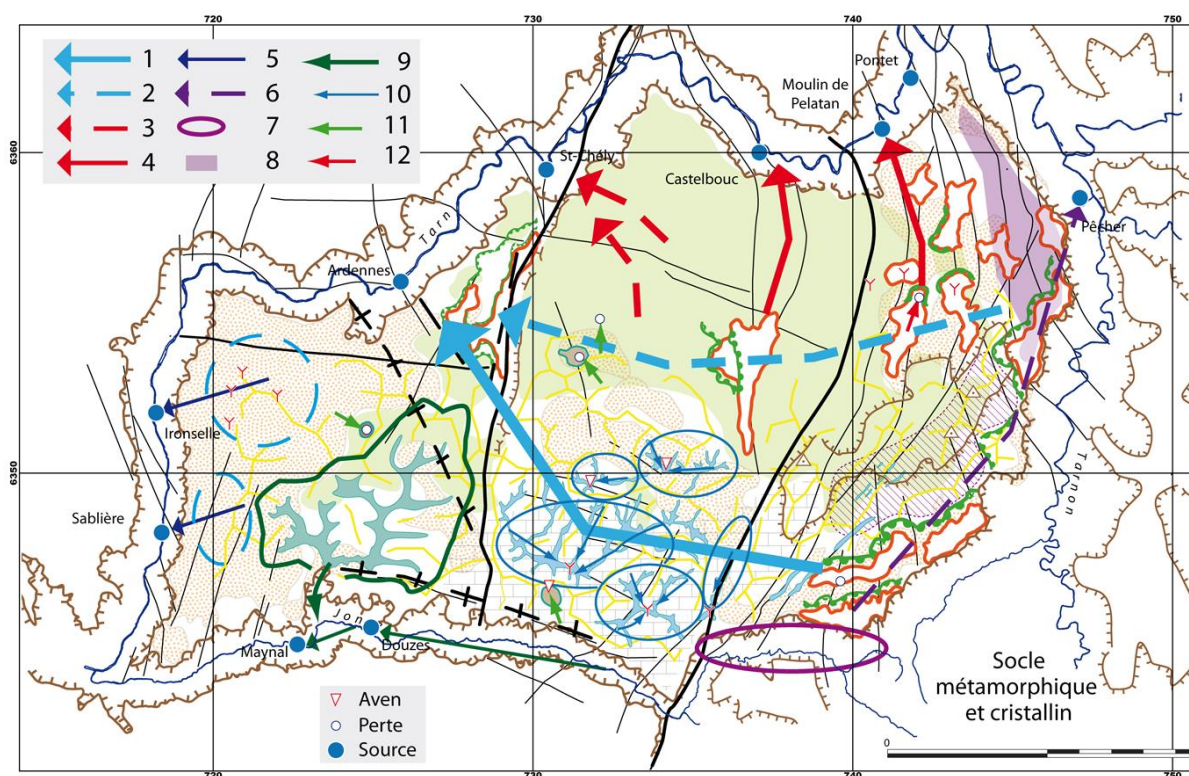


Figure 116 : Relations entre les chemins de drainage et les zones d'infiltration concentrées (recharge). Typologie des zones de concentration des eaux en surface à l'origine de la structuration des chemins de drainage successifs. Formes rouges : poljés* ; Cercles bleus : dépressions endoréiques ; Forme verte : bassin versant de la Bastide ; Cercles bleus en pointillés : infiltration diffuse dans les canaux* ; Cercle violet : zone de paléo-perdes à l'origine du chemin de drainage vers le site du Pêcher ; de 1 à 6 : voir légende figure précédente ; 7 : Zone potentielle de paléo-perde alimentant le réservoir hettangien sortant à la source du Pêcher ; 8 : Zone potentielle d'alimentation en direction de la source du Pêcher ; 9 : Raccordement du vallon perché de la Bastide à l'épaule de la Jonte à 750 m ; 10 : Drainage en surface des zones endoréiques ; 11 : Infiltration concentrée locale (perdes) ; 12 : Infiltration fortement concentrée (perdes de poljés*).

Enfin, on observe au moins une perte de type ponor* dans le poljé* de Cros-Garnon (12, Figure 116), mais de nombreuses zones de pertes encombrées de sédiments correspondent à ce type de fonctionnement hydrodynamique, notamment au pied des bordures de corrosion*.

L'identification des zones de concentration des eaux de surface, à la lumière de l'analyse de chemins de drainage successifs, renseigne ainsi sur le rôle des états de surface découlant des dynamiques de mise en place des formes karstiques et des formations superficielles.

4.2.7. Relations avec les traçages

a) Vers un schéma de connexion entre la surface et des réseaux karstiques

L'analyse des états de surface permet de caractériser les connexions entre le plateau et les l'endokarst* (Figure 117). Les traçages montrent l'extension des bassins d'alimentation et l'implication des différentes zones de recharge déterminées par l'analyse des états de surface.

Les zones où se situait la couverture crétacée sont peu documentées. Un seul traçage montre une relation avec la source de Saint-Chély.

La partie centrale du plateau correspond à un grand bassin d'alimentation drainé vers le Tarn entre les *poljés de contact** et la source des Ardennes avec un relais d'alimentation par les grandes cellules endoréiques. Ces circulations sont conformes à la structure géologique : plusieurs systèmes karstiques contraints par ces conditions structurales se sont succédés à partir de la zone de concentration des eaux dans les *poljés de contact**, ainsi que par concentration dans les dépressions endoréiques situées sur le passage des circulations souterraines.

Le drainage souterrain des reliefs les plus élevés et des *poljés** étagés est assuré par les sources dans le Tarn : Castelbouc et Pélatan, en englobant de vastes secteurs pourtant plus proches de la vallée du Tarnon. Les traçages indiquent des zones de concentration des eaux dans des paléo-*poljés** et une extension du bassin d'alimentation dans les reliefs dénudés voisins situés en altitude.

Un seul traçage documente la bordure est du plateau en direction de la Source du Pêcher. À ce stade, les connexions identifiées avec la surface du plateau restent limitées. Ces zones d'alimentation potentielles correspondent à la bordure nord-est du causse et peut-être aux secteurs de karsts nivaux qui recoupent des couloirs d'altération profonde. Il reste à savoir si ces surfaces d'alimentation sont suffisantes pour expliquer le débit moyen de la source du Pêcher, qui sera connu à l'issue de l'étude hydrodynamique.

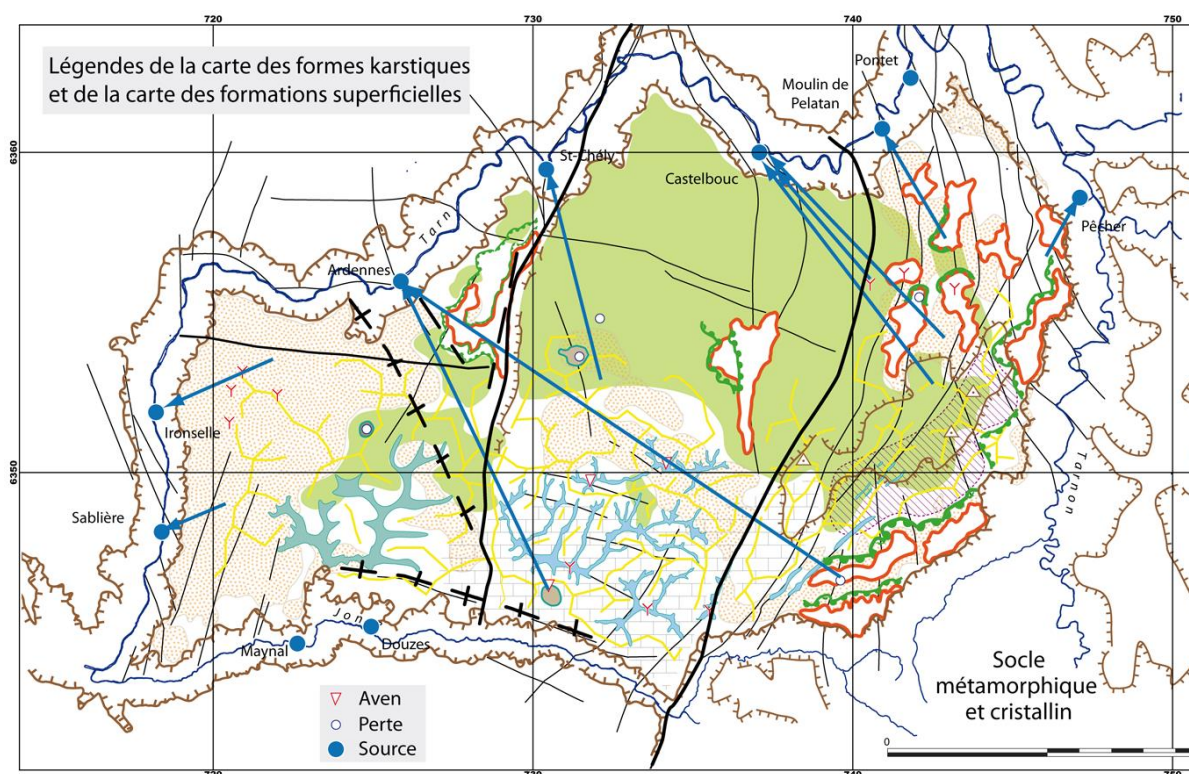


Figure 117 : États de surface indicateurs de concentration des eaux de surface et traçages (flèches bleues).

Les traçages des avens Ironselle et Sablière ressortent aux sources les plus proches, avec des temps de circulation assez longs au regard des gradients et de la proximité du canyon du Tarn.

Le système de la Jonte correspond à des pertes-résurgences le long du profil en long de la rivière. Les relations avec le plateau ne sont pas connues par des traçages au moment de la rédaction de ce rapport, mais elles restent peu probables en raison de l'axe anticlinal qui longe la rive droite, forçant les infiltrations à suivre le pendage au toit de l'imperméable de l'Oxfordien (Figure 117).

L'organisation des réseaux est de nature à expliquer les chemins de drainages empruntés par les circulations souterraines.

b) Cas particulier de la source du Pêcher

Cette source assure le drainage de l'Hettangien sous l'imperméable du Lias marneux. Le réservoir carbonaté du Lias drainé par les vallées du Tarnon et de la Jonte est riche en corps de brèches ou en discontinuités associées et organisées en couloirs. La zone de restitution des eaux de la source du Pêcher constitue à ce titre un bel exemple de sorties d'eau en aval d'un corps bréchique démantelé en chaos de blocs.

La rive gauche du Tarnon correspond au front structural des couches du Lias carbonaté, l'Hettangien et Sinémurien, posées directement sur le socle ou sur une faible épaisseur de Trias, et surmontées par les marnes du Toarcien.

La paléotopographie du toit du socle montre que la source du Pêcher se situe dans la zone la plus basse modélisée (Figure 109 et Figure 111). L'organisation d'un système de drainage initial en direction de cette source pourrait trouver son origine par initiation de paléo-perdes dans les bassins versants amont de la Jonte (Figure 116) et du Tarnon (ruisseau du Frayssinet) selon une direction sud-ouest / nord-est. Cette structuration a pu se réaliser au cours du creusement par érosion régressive de la zone de contact entre le causse et ses anciens amonts cévenols (col du Perjuret). De taille plus modeste, un système drainant déduit de la paléotopographie du socle de direction nord-sud peut contribuer à alimenter la source du Pêcher.

Néanmoins, si l'organisation de ce chemin de drainage héritée n'explique pas les débits actuels de la source (cf. résultat apporté par l'étude hydrodynamique en cours), et que le fonctionnement actuel de telles pertes n'est pas observé, il sera nécessaire d'imaginer une alimentation par les aquifères de socle. Les résultats de l'étude géochimique et isotopique (notamment le Sr) ne sont pas encore connus. Toutefois ils permettront de conclure sur l'éventuel lien entre les sources. Il semble que des structures de brèches se calquent sur certains accidents du socle, notamment des structures filoniennes susceptibles de constituer des drains. Ces structures affleurent et se prolongent juste sous la surface infra-triasique et/ou infra-liasique affectée par un front d'altération latéritique (Wynns, 2015) qui pourrait constituer un réservoir de socle à l'origine de l'alimentation des couloirs de brèches du réservoir liasique.

4.2.8. Implications sur les modalités d'infiltration

Afin de faciliter l'utilisation des données issues de la cartographie des formes karstiques de surface et des formations superficielles, nous proposons une carte des modalités d'infiltration du Causse Méjean (Figure 118). Cette carte sera utilisée lors de la phase 6 de l'étude lorsqu'on procèdera à l'analyse de la vulnérabilité du Causse Méjean.

La surface du causse a ainsi été divisée en cinq zones dont les caractéristiques d'infiltration sont différentes. Au sein de ces zones, des secteurs ponctuels ou plus ou moins linéaires tels que les *dolines** donnant directement accès à un réseau souterrain ou bien les vallons *fluviokarstiques** creusés directement dans le substratum, ont été représentés lorsqu'ils étaient à l'origine d'un fonctionnement local très différent d'une de ces zones.

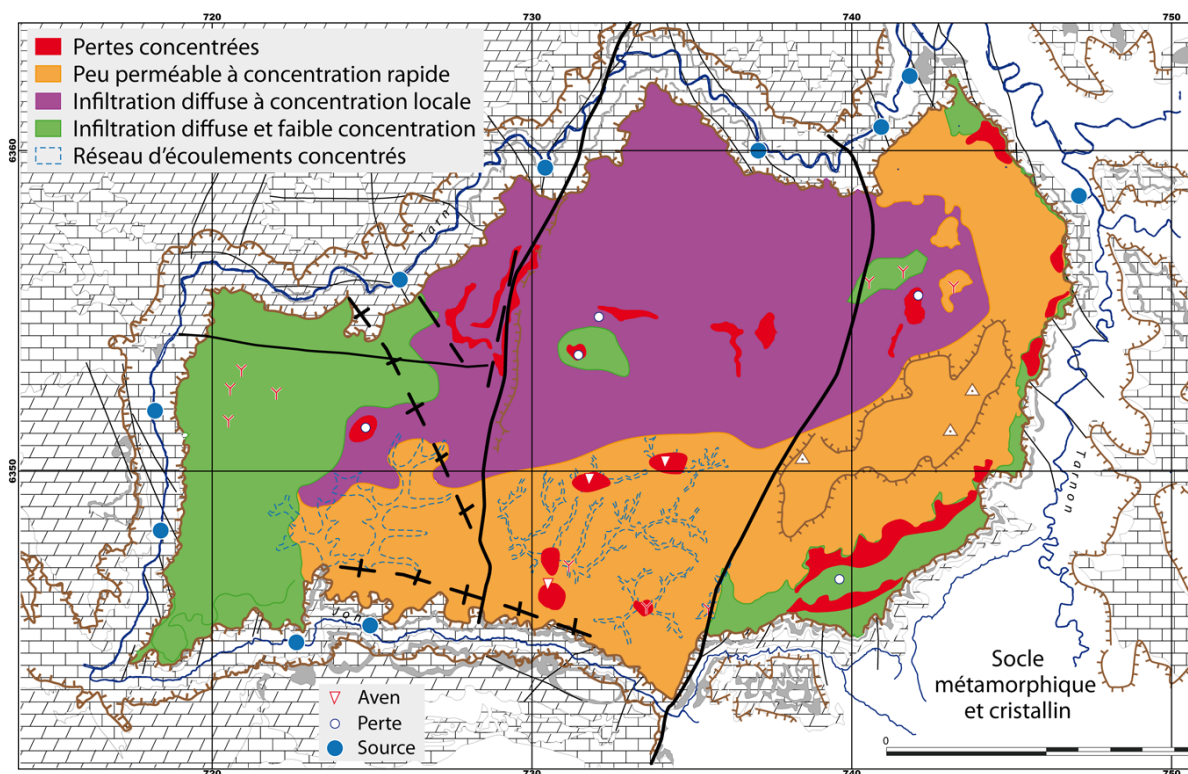


Figure 118 : Carte des modalités d'infiltration

Cinq ensembles sont distingués :

- **zone d'infiltrations diffuses fortement tamponnées et à faible concentration (en vert) :** ce sont les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans avoir la possibilité de se concentrer au préalable, grâce aux formations superficielles par exemple. Cet ensemble concerne essentiellement les replats et les reliefs dolomitiques où les dépressions sont tapissées de *grésou**. Localement, des points d'infiltration ont évolué en *canaules** au fond desquelles peuvent s'ouvrir des grottes ou des avens, mais le comblement de *grésou** tend globalement à tamponner les infiltrations ;
- **zone d'infiltrations diffuses avec concentration locale (en violet) :** les formations superficielles sont très discontinues, mais elles permettent, localement et au cours d'évènements climatiques rares, une concentration des eaux en surface. Cela concerne surtout les reliefs où des formations résiduelles issues des dépôts d'âge Crétacé empâtent le bas des topographies : vallons *fluviokarstiques**, *ouvalas** et *mégadolines** à remplissage crétacé, champs de *dolines** de la surface S1 à 1 100 m ;
- **zone d'infiltrations peu perméables avec concentration rapide en surface (en orange) :** ces secteurs constituent un impluvium où les eaux s'infiltrent relativement lentement. En temps normal, l'infiltration et le drainage par le karst sont fonctionnels, mais l'engorgement est rapide et les eaux de surface ruissellent lors d'évènements pluvieux modérés à forts, sans doute avec un fort contrôle du manteau neigeux. Ce sont les grandes dépressions, souvent endoréiques, où ces ruissellements de surface sont concentrés vers des points d'absorption, parfois directement dans des avens. Ces secteurs correspondent aux *mégadolines** et dépressions endoréiques à affleurements carbonatés du *karst polygonal** (Drigas, Hures, la Barelle), ou à certains *pojés** (Mativet et de la Fajole) ;
- **zone d'infiltrations rapidement concentrées en surface (en pointillé bleu) :** Ce sont les vallons et ravins des affleurements carbonatés du secteur de la Volpilière et du ravin de la Bastide. Les vallons des plus grandes dépressions endoréiques du *karst polygonal** et les alignements de *dolines** sur fracturation du sud-est du plateau peuvent correspondre

à ce type de modalité d'infiltration en cas de fortes précipitations ou sous contrôle du manteau neigeux ;

- **zone d'infiltrations préférentielles à concentration lente et prolongée, parfois soumises aux inondations (en rouge)** : ce sont les réceptacles des eaux collectées dans les zones peu perméables. Les eaux se perdent de manière fortement concentrée et rejoignent rapidement les circulations karstiques profondes. Ce sont donc des zones très sensibles en termes de pollution. Ces secteurs correspondent aux *bordures de corrosion** et pertes notoires des *poljés** (*Ségala** et bordure est, Cros-Garnon, Montignac) et à certaines *mégadolines** (Sauvage, Bédos) ou *ouvalas** comblés de *grésou** (Baraque de Rocanti) ou perte de vallon (Devès).

4.3. RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES

Les deux volets « géologie » et « géomorphologie » ont été construits afin de répondre à des questionnements d'ordre hydrogéologique : détermination des unités hydrogéologiques, des géométries des réservoirs carbonatés, compartimentation des systèmes hydrogéologiques, reconstitution de l'évolution géodynamique et karstique du Causse Méjean. L'objectif était de mieux comprendre la répartition des sources karstiques, ainsi que de mieux cerner la vulnérabilité intrinsèque des réservoirs aquifères du Causse par rapport à l'infiltration des eaux superficielles.

Ce travail n'a pas l'exhaustivité d'une étude dédiée strictement à ces deux thématiques mais a permis d'apporter des réponses aux questionnements initiaux. Il sera complété dans les phases suivantes grâce à d'autres acquisitions : traçages (en cours de réalisation), caractérisation géochimique des eaux, suivi hydrogéologique des sources, mesure des débits, ...

4.3.1. Volet géologique

Si certains résidus des vieilles couvertures sédimentaires qui ont recouvert les Grands Causses ont été précédemment datés, aucune datation n'a été réalisée au cours de cette étude. Or un grand nombre de déterminations réalisées lors de ce travail mériterait d'ores et déjà des analyses minéralogiques ou géochimiques afin de les confirmer. Plusieurs de ces analyses pourraient révéler des observations de première importance ou compléter utilement la connaissance géologique des karsts caussenards. L'interprétation qui découle de la longue évolution sous couverture est fondamentale et mériterait d'être confirmée notamment par la datation des dépôts de ces paléo-couvertures. Cela nécessiterait une tentative de datation sur les grès attribués au Crétacé supérieur et une reconnaissance minéralogique pour les éléments azoïques. Les remplissages intra-karstique dont les sédiments marins peuvent être datés par nanno-flore permettraient de dater les anciennes phases de karstification de manière plus précises (Crétacé sup ? Paléocène ?). Enfin, la bauxite nécessite un dépistage géochimique et minéralogique afin de prouver réellement sa paléo-existence.

Concernant l'incision des canyons, on pense notamment aux problématiques de datation des remplissages karstiques et à l'étude des processus d'incision des vallées, thèmes abordés depuis longtemps dans la vallée du Tarn, mais qui bénéficient depuis peu d'innovations techniques qui permettraient de réviser ou d'affiner les résultats obtenus dans le passé. Par exemple, la méthode de la dégradation des isotopes cosmogéniques et le rapport $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ pourrait s'avérer très utile pour préciser les stades d'incision et d'aggradation dans les canyons du Tarn, de la Jonte et du Tarnon.

L'activité volcanique a été traitée rapidement mais de nombreuses questions restent en suspens. Par exemple, on peut se demander quelle est l'incidence des dykes et coulées sur

le développement des systèmes karstiques, pour le volcan des Vignes ou encore du Puech Alluech.

L'activité phréatomagmatique est attribuée au passage de la vallée du Tarn et les éjectas volcaniques reconnus sur les versants qui surplombent le *diatrème*** confirment une explosion à l'air libre d'un maar. Il faut néanmoins noter la présence toute proche des maars du causse de Masegros et de Sauveterre, Soulages, La Combe, les Fonts, Cauvel, dont l'activité phréatomagmatique est imputée à la présence d'une nappe perchée dans la couverture de Crétacé supérieur encore en place (Bruxelles, 2007). L'hypothèse d'une vallée déjà creusée reste donc encore à préciser, même si elle constitue la meilleure interprétation exposée à ce jour (Ambert, 1991).

Notons que cet édifice volcanique, avant d'être démantelé, a pu contenir en arrière du barrage qu'il formait, une zone d'aggradation fluviatile susceptible d'avoir entretenu un niveau de base « momentanément » suspendu. Les explorations spéléologiques (com. Orale D. André) et des observations antérieures à cette étude (Camus, 1999) révèlent de nombreux paléo-drains qui doivent leur morphologie à un fonctionnement en source vauclusienne ou dans la zone épinoyée.

Enfin, la topographie du toit des formations réalisée manuellement avec les cartes IGN et les cartes géologiques mériterait d'être complétée et affinée à l'aide de l'analyse du MNT. Cette étude complétée avec les données gravimétriques existantes permettrait de modéliser en 3D la géométrie des réservoirs karstiques et des formations géologiques imperméables.

4.3.2. Volet géomorphologique

Les résultats obtenus lors de cette étude sont destinés à caractériser la sensibilité et la vulnérabilité karstique du Causse Méjean, à évaluer éventuellement les ressources en eaux et identifier le patrimoine naturel des sites karstiques du massif. Mais ils pourraient être complétés par des observations dans plusieurs domaines, notamment le milieu souterrain qui n'a été que très légèrement abordé dans cette étude. Une étude complémentaire sur les formes et les formations souterraines s'imposerait pour compléter l'étude. D'autres sujets d'ordre scientifique demanderaient également des approfondissements.

Ainsi, associée à de potentielles datations des remplissages le long de l'incision des canyons, une analyse morpho-spéléologique lors des prélèvements pour les isotopes cosmogéniques et le rapport $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ devrait automatiquement avoir lieu afin de pouvoir intégrer l'âge obtenu dans une lecture de la formation (ou de la galerie) et être interprété dans un contexte karstique plus global (mise en place des réseaux).

Associé à l'effort de datation de ces anciennes couvertures, il conviendrait aussi de vérifier l'extension de ces formations superficielles à l'aide de sondages (tarière mécanique par exemple) sur la surface du Causse. Par le biais de ces sondages, certaines *dolines** dont l'origine n'est pas encore tranchée pourraient apporter des éléments de compréhension, notamment sur les cas des *méga-dolines** comme celle de Nabrigas, où la possibilité d'une origine volcanique n'est pas à exclure.

5. Conclusion

Ce travail fait ressortir le caractère indispensable des études pluridisciplinaires intégrant les volets géologie, hydrogéologie, géomorphologie et la karstologie. Axés sur une meilleure compréhension de l'hydrogéologie du Causse Méjean, les deux premiers volets « géologie » et « géomorphologie » apportent des informations capitales pour la compréhension des systèmes karstiques et leur fonctionnement hydrodynamique.

À l'échelle du Causse, l'étude géologique a permis de préciser l'importance et le rôle des failles qui structurent le Causse et les aquifères karstiques. Certaines d'entre elles jouent un rôle important structurant :

- la faille reliant Meyrueis à Quézac est une faille majeure qui découpe l'aquifère inférieur avec abaissement d'environ 300 m du compartiment ouest. Elle est associée à la faille de la Parade de même cinématique dont le jeu n'a pu être estimé ;
- les failles normales est-ouest du Pas-de-Souci et de Hauterives abaissent tout le secteur compris entre le cirque de Pugnadoires et la Malène qui correspond à un graben.

À l'échelle des sources karstiques, malgré la présence de végétation et de travertins qui ne permettent pas l'observation complète des affleurements, le contexte géologique des sources a pu être précisé. La cartographie du toit ou mur de certaines formations- clés et les profils réalisés le long du Tarn, de la Jonte et du Tarnon mettent en évidence des gradients topographiques et hydrauliques qui apportent un éclairage nouveau pour la compréhension des circulations souterraines, la localisation des sources et les résultats issus des campagnes de traçage :

- pour l'aquifère inférieur de l'Hettangien, la cartographie du toit du socle imperméable souligne des gradients du sud-ouest vers le nord-est, de Gatuzières à Florac. On note également un gradient nord-sud depuis le Fayet jusqu'à Florac ;
- Pour l'aquifère intermédiaire (Bajocien, Bathonien), le toit du Toarcien imperméable met également en exergue un gradient topographique du sud-est vers le nord-ouest ;
- La topographie du toit du Bathonien met en évidence des zones topographiquement basses. Elles sont focalisées pour le Tarn et la Jonte aux principales sources karstiques : Moulin de Castelbouc, Pelatan, Saint-Chély, les Ardennes, l'Ironselle, Sablière, Douze. Ces zones basses sont séparées par des zones plus hautes comme à Saint-Chély.

La morphologie du toit du socle met en évidence l'enracinement des failles du Causse Méjean dans le socle des Cévennes.

La cartographie des formes karstiques et des formations superficielles a permis d'établir le diagnostic karstologique du Causse Méjean. À l'issue de ce diagnostic karstologique plusieurs phases de karstification majeures à l'origine de la structuration du réservoir ont été repérées et le rôle des couvertures sur la recharge de l'aquifère a été mis en évidence. Trois grandes phases majeures de structuration karstique ont ainsi été mises en évidence :

- une première organisation profonde et une préstructuration du réservoir s'est développée au sein du substratum carbonaté jurassique au cours du Crétacé et début du Paléogène. Elle s'est acquise par crypto-karstification et fantômisation alors que le massif était recouvert par une couverture principalement constituée de sédiments d'âge Crétacé à Paléocène soumise à de fortes altérations ;
- une deuxième phase majeure s'opère lors de bouleversements tectoniques polyphasés (pyrénéens à oligocènes) provoquant l'érosion et le retrait de ces anciennes couvertures

et permettant la mise en place de grandes surfaces d'aplanissement (*poljés**) qui vont s'emboîter les uns dans les autres au fur et à mesure des variations du niveau de base. Lors de cette période charnière, les écoulements vont progressivement passer d'une circulation aérienne sur la couverture, à une circulation souterraine lors de son décapage ;

- les derniers évènements majeurs structurant correspondent aux incisions diachrones* du Tarn, de la Jonte et du Tarnon qui vont modifier les chemins de drainage « historique ». Le Tarn étant le premier canyon à se former, il est le plus structurant, mais la paléo-Jonte a peu à peu capturé la partie sud-ouest du Causse et l'incision du Tarnon a permis l'émergence de la source du Pêcher. C'est durant cette troisième phase que se soulève le massif cévenol et s'acquiert les paléotopographies des formations jurassiques avec un gradient orienté nord-ouest – sud-est.

Cette reconnaissance a permis, après compréhension de la mise en place des écoulements passés et actuels, la réalisation d'une carte des modalités d'infiltration classant cinq zones dont les caractéristiques d'infiltration sont différentes :

- zone d'infiltrations diffuses fortement tamponnées et à faible concentration ;
- zone d'infiltrations diffuses avec concentration locale ;
- zone d'infiltrations peu perméables avec concentration rapide en surface ;
- zone d'infiltrations rapidement concentrées en surface ;
- zone d'infiltrations préférentielles à concentration lente et prolongée, parfois soumises aux inondations.

Ces différentes cartes croisées avec les informations hydrogéologiques et hydrochimiques permettront de redessiner les périmètres et bassins versants des sources à la surface du Causse Méjean.

6. Bibliographie

Alabouvette B., Azéma C., Bodeur Y. et Debrand-Passard S. 1984 – Le Crétacé supérieur des Causses. *Géol. France*, 1-2, 67-73.

Alabouvette B., Pellet J., Rouire J., Brouder P., Rabanovitch M., Roger G., Van Moort J.C., Fernandez A., Girard F., Sabourdy G., Mialhe J., Vialette Y. 1990a – Carte géologique à 1 / 50 000 de Génolhac (n°887) – BRGM, Orléans.

Alabouvette B., Défait B., Burg J.P., Leyreloup F., Boitant A., Romney F., Paloc H., 1990b – Carte géologique à 1 / 50 000 de Séverac-Le-Château (n°885), éditions BRGM, Orléans.

Ambert, P. 1991 - L'évolution géomorphologique du Languedoc central (Grands Causses méridionaux- Piémont languedocien) depuis le Néogène. - Thèse, Aix-Marseille 2, 224 p.

Ambert, M., Ambert, P., Coulet, E., Fabre, G., Guendon, J.-L., Nicod, J. & Orengo, C., 1978 - Le Causse de Blandas et le canyon de la Vis, étude géomorphologique. - *Trav. ERA 282, Aix, et Mem. CERGA Montpellier*, 52 p.

Ambert, M. & Ambert, P., 1995 - Karstification des plateaux et encaissement des vallées au cours du Néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas). - *Géologie de la France*, 4, 37-50.

Audra P. & Palmer A.N. (2015) - Research frontiers in speleogenesis. Dominant processes, hydrogeological conditions and resulting cave patterns. *Acta Carsologica* 44, 3, p. 315-348.

Barbarand, J., Lucazeau F., Pagel M. and Séranne M., 2001 - Burial and exhumation history of the southeastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*: 275-290.

Baubron J.C., Défait B., Demange S., Maury R., 1978 – Une coulée sous-marine d'âge jurassique dans les causses : le basalte alcalin des Vignes (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t287.

Bechelen L. 2013 – Pré-étude hydrogéologique du causse Méjean (Lozère). Rapport de Master AgroParisTech, 79p.

Berger E., Brousse R., et Causse C. 1968 – Les pipes et diatrèmes des Causses septentrionaux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, t. 10, pp. 588-601.

Bernier P., 1967 – Étude du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur au sud des Cévennes (région de Ganges-Madières). Thèse 3^{ème} cycle, Paris.

Bonte A., 1958 – Réflexions sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. *C.R. 83^{ème} Congr. Soc. Sav.*, pp. 147-165.

Bogdanoff S., Donnot M. et Ellenberger F., 1984 – Notice de la feuille de Bédarieux à 1/50 000. Carte géologique de la France n° 988, BRGM éd., Orléans, 105 p.

Brouder P, Gèze B., Macquar J.C., Paloc H., 1977 – Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 de Meyrueis (n° 910), éditions BRGM, 29p.

Brouder P., Alabouvette B., Faure M., 2009 – Carte géologique de Saint-André-de-Valborgne (n°911), éditions BRGM, Orléans.

Bruxelles L., Ambert P., Guendon J.-L. et Tonchetti G., 1999 – Les affleurements de Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). C.R. Acad. Sci. Paris, lia 329 (1999) 705-712.

Bruxelles L., 2001 – Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : cause de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphologique, conséquences géologiques et implication pour l'aménagement. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Provence. Document du BRGM, n°304, Orléans 2004, 266 p., 5 cartes couleur.

Bruxelles, 2007 – Etude hydrogéologique de la partie ouest du Causse de Sauveterre et de ses avants-causses. Géomorphologie et formations superficielles. PNRGC.

Bruxelles L. & Bruxelles S. 2002 - La chasse aux fantômes. Spelunca, 88, 4, p. 14-20.

Bruxelles L. et Camus H. 2010 – Géodynamique et évolution géomorphologique des Grands Causses. In Grottes et karsts de France. Karstologia Mémoires n°19, Association Française de karstologie, pp. 312-313.

Bruxelles L. et Camus H., 2013 – Etude hydrogéologique des Avants-Caussess du Saint-Affricain et du Causse du Guilhaumard – Lot 2, volet géomorphologie. Rapport d'étude GEOTER Rapport GTR/PNR/2012-2016, Parc Naturel Régional des Grands Causses, 86 p.

Bruxelles L. et Camus H., 2014 – Grotte de Lascaux. Formes et formations de surface et de sub-surface. Montignac, Dordogne. Rapport d'expertise PRO-R-2014-3, 99 pp.

Bruxelles L. et Wiénin M., 2009 – Les fantômes de roche de la mine de la Grande Vernissière, Fressac, Gard. Premières observations sur l'origine de certains karsts de la bordure cévenoles. Karstologia Mémoire n°17, pp. 192-200.

Cadillon M., 1970 – Les sols du Causse du Larzac. Thèse 3^{ème} cycle Science Montpellier.

Cals D., Prever-Loiri R. et Rousset C., 1980 - Les terres rouges des Grands Causses du Massif Central (France). Rev. Géol. Dyn. Géogr. phys., 22, 4-5, 343-356.

Camus, H., 1999 - L'organisation des réseaux de drainage à différents stades de l'évolution du paysage karstique de la bordure carbonatée sub-cévenole (de l'Aigoual à la basse vallée de l'Hérault). - *Cahiers Savoisiens de Géographie*, 1, 55-74.

Camus H., 2001 – Évolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes - Grands Causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. Bull. Soc. Géol. France, t 172, n°5, pp. 549-562.

Camus H., 2003 – Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud cévenole. Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Bordeaux 3.

Camus H. & Leveneur D., 2011 – Description des phénomènes karstiques dans les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. MICA-Environnement - Le NICKEL-SLN - Rn11-120.

Camus H. & Leveneur D., 2012 – Diagnostic hydrogéologique des fosses d'exploitation Grand Saint Pierre, Clémence et Carrière 3. MICA-Environnement - Le NICKEL-SLN - Rn12-026.

Charcosset P., 1998 – Reconstitution d'un segment de la marge ouest-téthysienne au Bathonien dans les Grands Causses et le Bas-Languedoc : analyse séquentielle à divers ordres et dynamique des bassins. Thèse doctorat Université de Paul Sabatier, Toulouse, 350p.

Charcosset P., Cizzak R., Peybernès B., Garcia J.P., 1996 – Modalités séquentielles de la transgression bathonienne sur le « seuil cévenol » (Grands Causses). C.R. Acad. Sci. Paris, 323, sériella, p. 419-426.

Combes P.-J., 1972 – Les différents types de bauxites sur substratum carbonaté dans le Languedoc et l'Ariège. Remarques sur la notion d'allochtonie et d'autochtonies. C. R. Acad. Sci. Paris, pp. 1613-1616.

Combes P.-J., 1990 – Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. *Geodynamica Acta*, 4, pp. 91-109.

Combes P.-J., Peybernès B., Fondécave-Wallez M.-J., Séranne M., Lesage J.-L., Camus H., 2007 – Latest-Cretaceous/Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc, South of France ; paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. *Geodynamica Acta*, 20/5, pp. 301-326.

Coulet, E., 1962 - Morphologie des Grands Causses. - *Bull. Soc. Lang. Géogr.*, **XXXIII**, 1-2., 3-62.

Coulet, E., 1970 - Caractères et problèmes du Karst languedocien. - *Etudes et travaux de Méditerranée*, 7, 15-33.

Coulet, E., 1975 - Plaines et garrigues languedociennes. - Thèse d'état. Lettres, Montpellier, 2042 p.

Coulet, E., 1970 - Caractères et problèmes du Karst languedocien. - *Etudes et travaux de Méditerranée*, 7, 15-33.

Coulet, E., 1975 - Plaines et garrigues languedociennes. - Thèse d'état. Lettres, Montpellier, 2042 p.

Dautria J.-M., Liotard J.M., Bosch D. et Alard O., 2010 – 160 Ma of sporadic basaltic activity on the Languedoc volcanic line (Southern France) : A peculiar case of lithosphere-asthenosphere interplay. *Lithos*, 120, pp. 202-222.

De Charpal et Trémolières, 1974 – Un exemple de tectonique de plateforme : les causses majeurs. *Revue de l'institut français du pétrole*, vol. XXIX, n°5, 74028.

Defaut B., Burg J.P., Leyreloup F., Romney F., Fuchs Y., Alabouvette B., Lefavrais-Raymond A., 1990 – Notice explicative de la carte géologique à 1 / 50 000 de Séverac-Le-Château (n°885), éditions BRGM, Orléans, 58p.

Demangeon, P., 1959 - Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc à l'ère Tertiaire. - Thèse doctorat d'Etat Sciences, Faculté des Sciences de Montpellier, 397 p.

Demangeon, P., 1967 - Premiers résultats d'une étude minéralogique des remplissages karstiques des Causses au Sud du Tarn. - *C.R.Acad.Sci. Paris*, **D**, 264, 2721-2724.

Enjalbert, H., 1967 - La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux, essai de chronologie. - *Mem. et Doc. CNRS*, 4, 295-328.

- Faure M., Brouder J., Thierry J., Alabouvette A., Cocherie A., Bouchot V.** 2009 – Notice explicative de la carte géologique de Saint-André de Valborgne à 1/50 000 (n°911), éditions BRGM, 153p.
- Fleury J.J.**, 1968 – Etude stratigraphique et micropaléontologique du Trias et du Jurassique de la région de Meyrueis, Lozère, Causses orientaux., Thèse de doctorat, Université de Paris ;
- Fleury J.J.**, 1968 – La marge orientale du causse Méjean et du Causse noir. Stratigraphie, paléogéographie du Lias et de l'Aalénien-Bajocien dans la région de Meyrueis (Lozère). Bull. Soc. Géol. France, 7, p.645-652.
- Gastaud J., Campredon R., Féraud G.**, 1983 – Les systèmes filoniens des Causses et du Bas-Languedoc (Sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes. Bull. Soc. Géol. Fr., 25, pp. 737-746.
- Gèze B., Macquar J-C., Michaud J-G., Rey M., Brouder D.** 1977 – Notice explicative de la carte géologique de Meyrueis à 1/50 000 (n°910), éditions BRGM Orléans, 29p.
- Gèze B., Pellet J., Paloc H., Bambier A.K, Roux J., Senaud S.**, 1980a –Notice explicative de la carte géologique de Florac (n°886) à 1/50 000, éditions BRGM Orléans, 29p.
- Gèze B., Pellet J., Paloc H.**, 1980b – Carte géologique de Florac à 1/50 000 (n°886), éditions BRGM Orléans.
- Guérangé-Lozes J. et Pellet J.**, 1990 –Notice explicative de la carte géologique à 1/50000 de Génolhac (n° 887), éditions BRGM, Orléans, 62p).
- Gillot P.-Y.**, 1974 – Chronométrie par la méthode K-Ar des laves des Causses et du Bas-Languedoc : interprétations. Thèse, Univ. Paris Sud, 88 p.
- Guendon J.-L. et Parron J.C.**, 1985 – Les phénomènes karstiques dans les processus de la bauxitisation sur substrat carbonaté : exemples de gisements du Se de la France. In Colloque International de karstologie appliquée, Ann. Soc. Géol. Belgique, n°108, pp. 85-92.
- Haq B.U., Hardenbol J. et Vail P.R.**, 1988 – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In : C.K. Wilgus, H. Posamenter, C.A Ross and C.G.S.C. Kendall, Eds. Sea-Level changes. An integrated approach. SEPM, Spec. Publ., 42, pp. 71-108.
- Husson E.** 2013 - Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonates : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts créacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 316 pp.
- Husson E., Séranne M., Combes J.-J., Camus H., Peybernès B., Fondécave-Wallez M.-J. et Melinte-Dobrinescu M.C.**, 2012 – Marine karstic infilling : évidence of extrême base level changes and geodynamic conséquences (Paleocene of Languedoc, south of France).
- Lehmann H.**, 1970 – Uber »Verzauberte Stadte « (Ciudades encatadas, villes de rochers) und ahnliche « Naturspiele » in Carbonatgesteinen Sudwest Europa. Univ. Frankfurt/Main, 8, 2, pp. 7-24.
- Lefavrais – Raymond A.**, 1963 – Essai de synthèse paléogéographique des Causses. Rapport BRGM DS.63.A11114, 64p.
- Le Strat P.**, 1981 - Jurassique des Causses, Languedoc, Bordure cévenole. Rapport public BRGM n°81SGN388GEO

Le Strat P. & Bonnijoly D. 1987 – Dynamique des dépôts bathoniens autour des Cévennes. Rapport BRGM, 87SGN679GEO.

Looks R.G., 1999 – Paleocave Carbonate Reservoirs: Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial Complexity, and Reservoir Implications.

Macquar J.C., 1973 – Evolution tectonique post-hercynienne du domaine péri-cévenol. Incidences sur les filons de couverture. Exemples des bordures ouest et sud des Cévennes. Bull. BRGM, 2, p.45-68.

Marres, P., 1935 - Les Grands Causses. Etudes de géographie physique et humaine. - *Thèse Lettres*, Tours, t.1, 209 p.

Menessier G., Collomb P., 1986 – Carte géologique à 1 / 50 000 de Saint-Beauzély (n°909), éditions BRGM.

Menessier G., Collomb P., Astruc J.G., Roche J., Vaubelle C., Galharagne J. 1986 – Notice explicative de la carte géologique à 1 / 50 000 de Saint-Beauzély (n°909), éditions BRGM, 43p.

Michard A.G., 1977 – La sédimentation liasique dans les Causses : contrôle des minéralisations Pb-Zn associées au Lotharingien, Rapport BRGM 77RDM009FE.

Nicod J. 1975 - Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. Bull. Assoc. Géogr. Franç., 428. p. 289-297

Peybernès B., Ciszak R., Fondécave-Wallez M.-J., Combes P.-J., Camus H. et Séranne M., 2003 – Présence de Paléocène marin dans les Grands Causses (France). C.R. Géosciences 335 (2003) 681-689.

Prever-Loiri R., 1979 – Terres rouges et sidérolithique dans le nord des Grands Causses, Massif Central français. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Provence, 146 p.

Quinif Y., 1999 – Fantômisation, crypto-altération, altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. Actes du colloque européen Karst 99, pp. 159-164.

Quinif Y., 2010 – Fantômes de roche et fantômisation. Essai sur un nouveau paradigme en karstologie. Karstologia Mémoires n°18, 190 p.

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

Rouire C., 1970 – Note préliminaire sur les terra rossa des Grands Causses, Massif Central, France. Actes du 95^{ème} Congr. Nat. Soc. Sav. Sci., t. 1, pp. 21-25.

Rouquet L., 1976 – Contribution à l'étude hydrogéologique de la région médiane des Grands Causses, causse du Tarn et de la Jonte, causse Méjean et causse Massegras. Thèse université de Montpellier.

Sartegou A., Mialon A., Thomas S., Giordani A., Lacour Q., Jacquet A., Calmels L., Boulès D.L., Bruxelles L., Braucher R., Leanni L., 2018 - When TCN meet high school students: deciphering western Cévennes landscape evolution (Lozère, France) using TCN on karstic networks. 4th Nordic workshop on cosmogenic Nuclides, June 2018, Geiranger, Norway.

Schwarz, R., 1971 - L'influence de la tectonique et de la structure des roches sur le relief des Grands Causse. - *Actes du Colloque international de karstologie et de spéléologie, Languedoc-Quercy*, Commission Nationale de Géographie, Le Mans, p29-34.

Séranne M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds), *The Mediterranean Basin: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. The Geological Society. Special Publication 156, London, 15-36.

Séranne M., Camus H., Lucazeau F., Barbarand J., Quinif Y. 2002 – Surrection et érosion polyphasée de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 173, n°2, pp. 97-112.

Vergari A. 1998 – Nouveau regard sur la spéléogenèse : le pseudo endokarst du Tournaisis, Hainaut, Belgique. *Karstologia*, n°31, pp. 12-18.

Vergari A. & Quinif Y. (1997) - Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). *GEODINAMICA ACTA*, 10, 4. p175-187.

Wynns R., 2015 – Origine de la fracturation des aquifères de socle : quel sont les facteurs qui contrôlent les propriétés de l'horizon fissuré. *Actes du Colloques Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles*. La Roche-sur-Yon, juin 2015.

Wyns R. et Guillocheau F., 1999 – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. In Ledru P., Ed., *Colloque GéoFrance 3D ; résultats et perspectives*. BRGM, 293, 103-108.

7. Lexique

Aramonite : les produits d'érosion des bauxites sont redistribués et redéposés sous formes d'accumulation de pisolithes de fer qui constituent les éléments les plus résistants et plus en aval sous forme de dépôts plus fins d'argilites rouge brique alternant avec des couches blanchâtres. Ces produits de remaniement sont appelés « *aramonite* » par analogie aux affleurements reconnus près d'Aramon dans la Gard

Bordures de corrosion : bords des *poljés** où s'infiltrent l'essentiel des eaux de surface.

Canales : ce sont des couloirs labyrinthiques, calqués sur la fracturation, dont la profondeur peut dépasser une vingtaine de mètres. Ces formes s'ordonnent généralement sur un même plan horizontal (fond de *poljé**, trottoir de corrosion*), en contrebas des *rajols**. Les plus connues de ces formes, comme Montpellier-le-Vieux (Causse Noir) ou Les Canalettes (Larzac), occupent des surfaces importantes.

Cryoclastique : ca cryoclastie (ou gélifraction) est un processus de fracturation des roches, provoqué par les cycles de gel et de dégel de l'eau. Les dépôts cryoclastiques sont ensuite colluvionnés sur les versants.

Diachrone : qui n'a pas le même âge

Diatrème : cheminée volcanique emplie de brèches volcaniques dues à des explosions. Ces explosions sont généralement la conséquence d'une vaporisation brutale d'eaux phréatiques lors de leur mise en contact avec des laves ascendantes.

Doline : dépression circulaire en milieu karstique.

Endokarst : partie souterraine du karst, en complément de l'exokarst (relief karstique) et l'épikarst (zone superficielle servant à l'infiltration)

Endoréique : cuvette qui n'a pas d'exutoire aérien

Fluviokarstique : correspond à un fonctionnement fluvial en domaine karstique caractérisé par un écoulement aérien.

Grésou (ou *sabel*) : sable dolomitique issu de l'altération des formations dolomitiques.

Hypogène (altération/processus) : d'origine profonde en opposition des termes épigène ou *supergène**.

Karst à buttes (ou *kuppen karsts*) : modelé karstique en forme de creux et bosse acquis lors d'altérations intenses en climat tropical. Les zones en creux, en s'agrandissant isolent de pitons (ou pinacles) aux flancs plus ou moins raides (*karsts coniques* ou *karsts à tourelles*)

Karst polygonal (ou *karsts à cockpits*) : désigne un *Karst à buttes** très évolué formé d'un dispositif cellulaire constitué par coalescence de *dolines** séparées par de simples cloisons. Les dépressions prennent une forme d'étoile avec un plancher légèrement concave.

Laminites : faciès de remplissage karstique constitué par des sédiments très fins déposés en fine couche.

Lapiés (lapiaz) : forme d'altération préférentielle au sein des discontinuités des roches solubles (diaclyse, fissures, ...), à l'origine de sillons de type rigole (petites formes) ou crevasse (formes plus évoluées)

Méga (doline, lapiés*)* : formes géantes dont la taille a été fortement élargis et approfondis.

Ouvala : dépression karstique correspondant à la coalescence de plusieurs *dolines**.

Poljé : dépression karstique fermée, à fond plat, dont les exutoires correspondent à des pertes situées au fond du poljé, appelé « *ponor** ». Lors d'épisodes pluvieux importants, le réseau karstique se met en charge, la perte déborde, et le poljé d'enneie temporairement.

Paléo-poljé : dépression karstique à fond plat dont les critères morphologiques sont encore visibles mais dont le fonctionnement hydrodynamique (phénomène d'enneiement) n'est plus actif.

Poljé de contact : cas particulier de *poljés** dont l'amont est composé d'un bassin d'alimentation de nature différente (cristallin ou imperméable)

Ponor : appellation spécifique dédiée aux pertes situées au fond des *poljés**.

Rajols : ce sont des reliefs hérissés de pinacles et de clochetons dolomitiques qui émergent des replats nivelés par la crypto-corrosion. Ils peuvent être isolés ou regroupés, arrondi pouvant atteindre une centaine de mètres de hauteur ; ils correspondent alors à des buttes karstiques et peuvent former des escarpements en forme de remparts au tracé irrégulier qui correspondent alors à des corniches des *bordures de corrosion**.

Ségala : appellation locale désignant une région aveyronnaise dont le nom s'est exporté dans le Sud du Massif Central pour caractériser un type de terre particulièrement siliceuse et acide sur lequel on cultivait le seigle (dont elle tira son nom : segal ou sigal en occitan)

Spéléothème : concrétion précipitée dans les cavités naturelles.

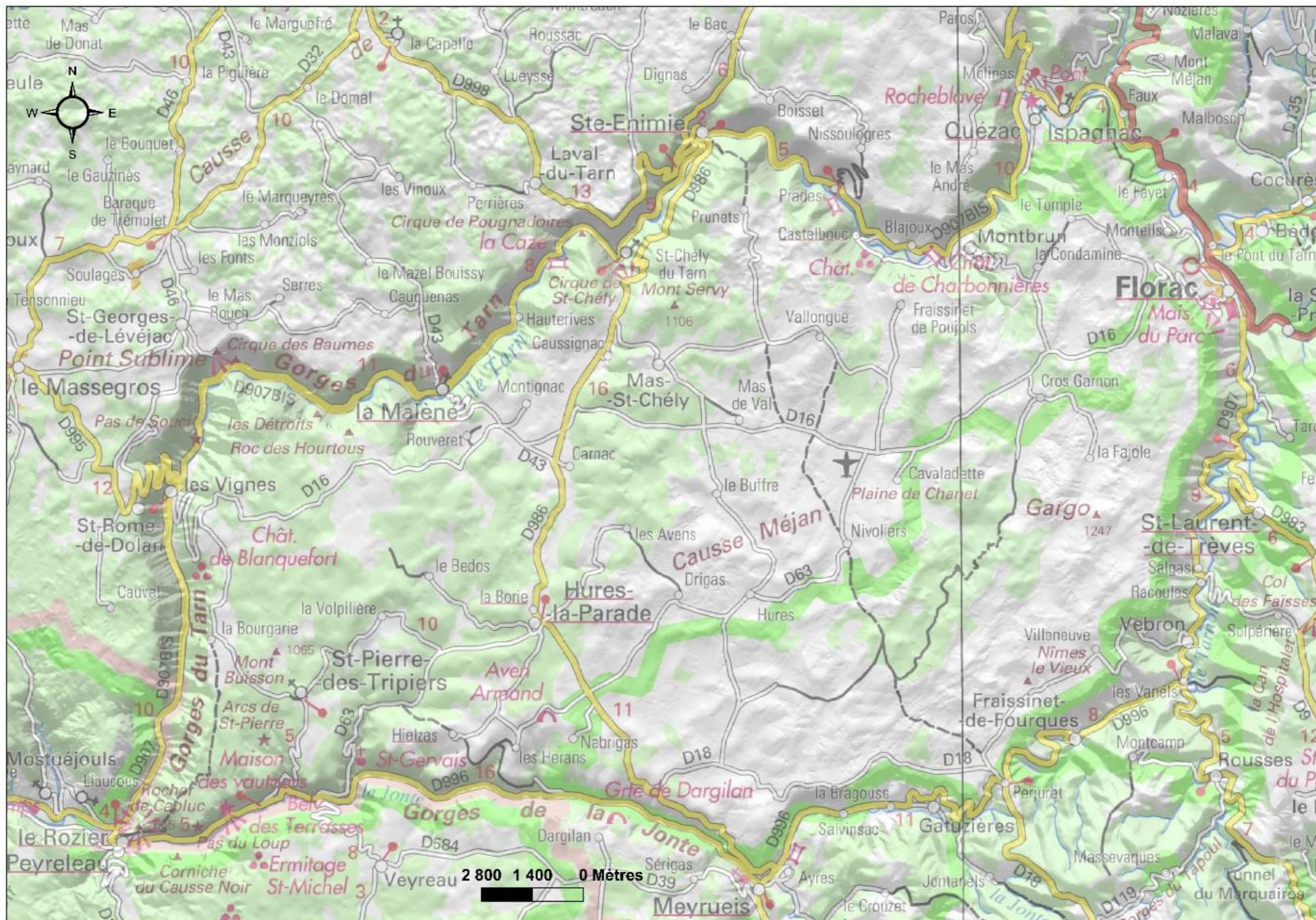
Supratidal : zone côtière situées au-dessus du niveau de la pleine mer.

Supergène (altération/processus) : qui vient de la surface en opposition du terme *hypogène**

Trottoir de corrosion : morphologie relique d'ancien planché (fond) de *poljé** laissé dans le paysage par abandon et emboîtement du nouveau *poljé** dans l'ancien. Ces deux *poljés** (le nouveau et l'ancien) son séparé par une *bordure de corrosion**.

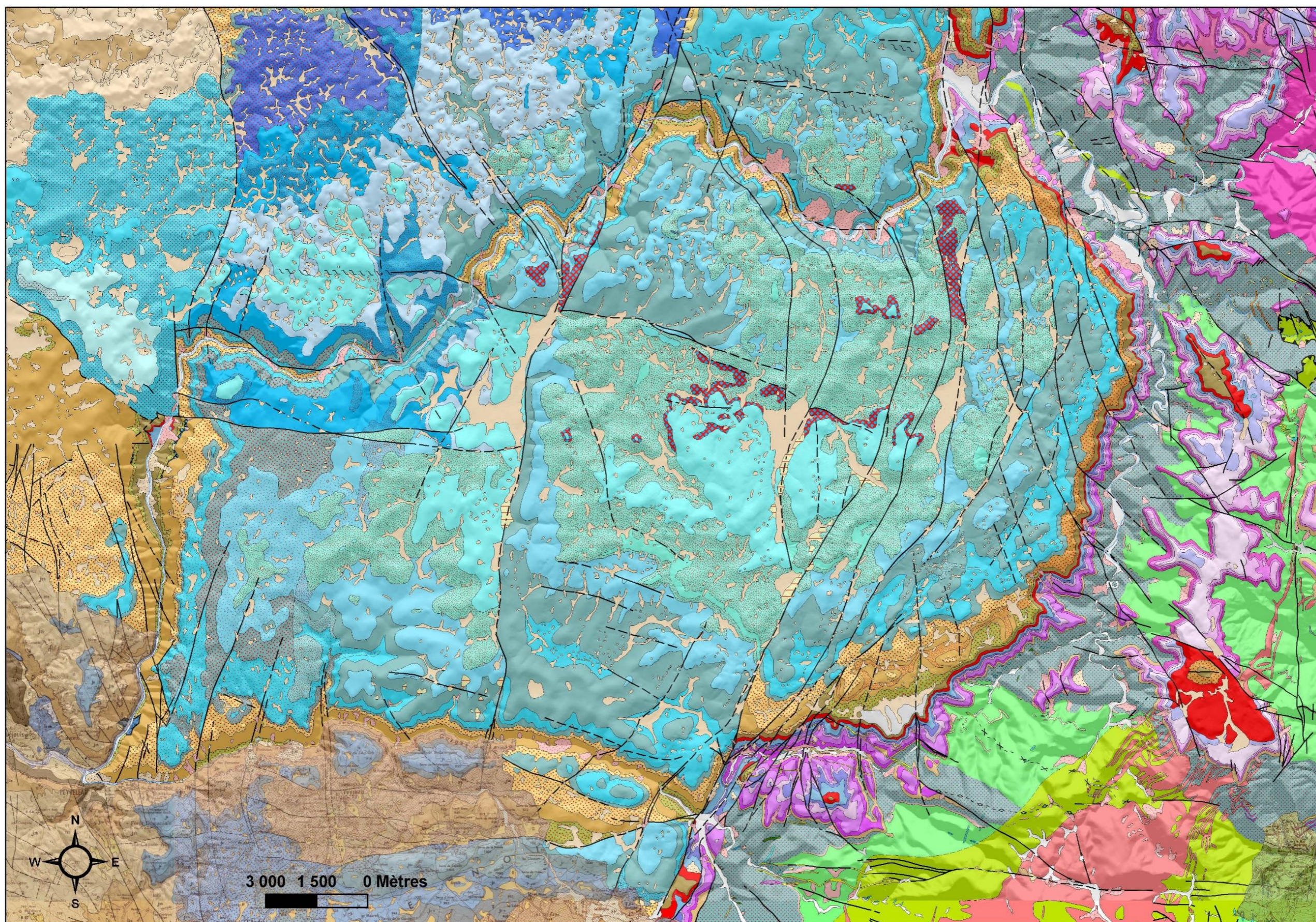
Annexe 1

Carte IGN du Causse Méjean



Annexe 2

Carte géologique harmonisée (département de la Lozère) et sa légende

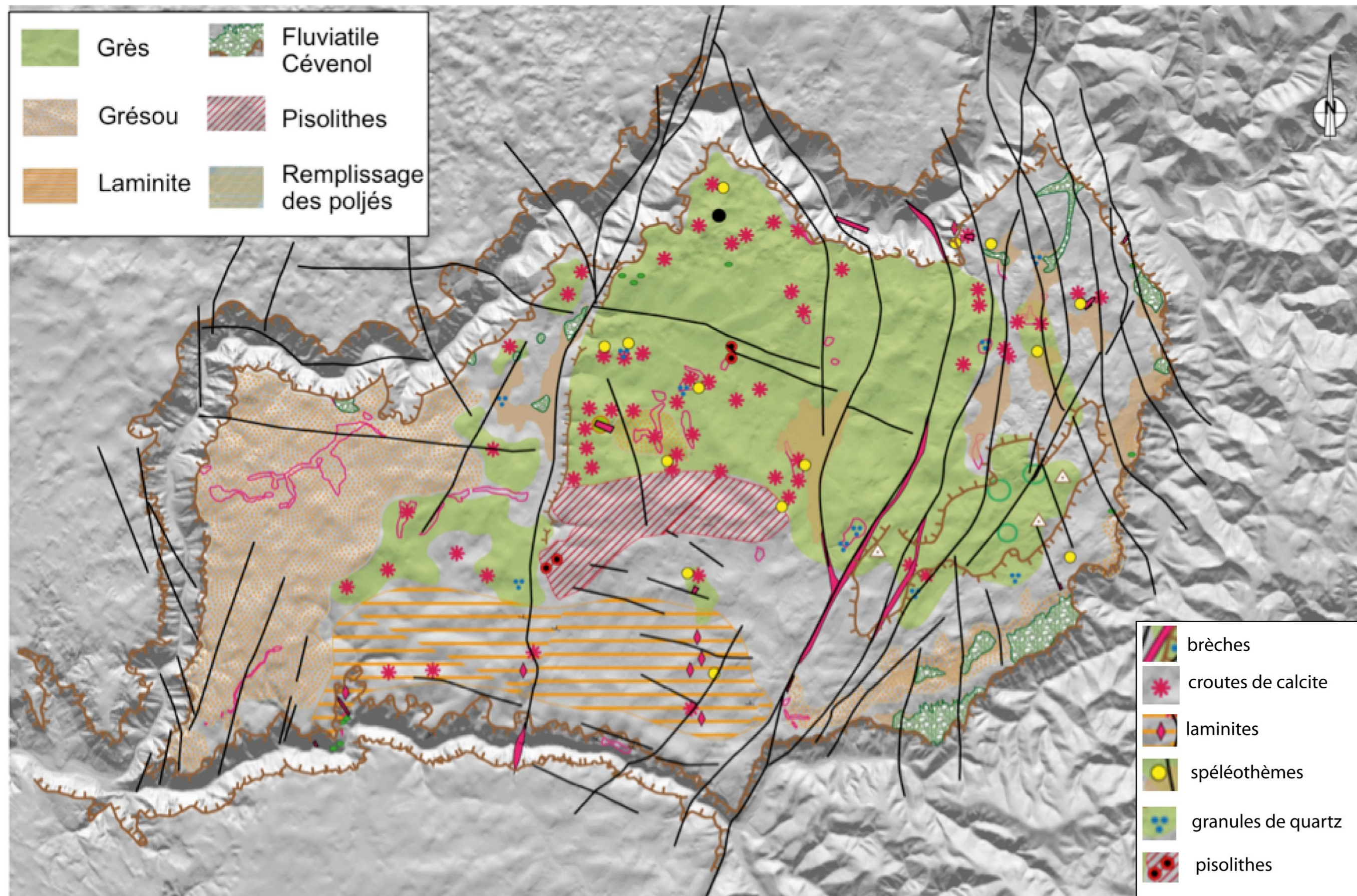


Légende de la carte géologique harmonisée

- 8 - alluvions tourbeuses (Holocène)
- 9 - alluvions fluviales récents indifférenciés (Quaternaire)
- 12 - formations mixtes d'alluvions et de colluvions (Quaternaire)
- 13 - colluvions: blocs ou détritiques avec matrice abondante à dominante limoneuse (Quaternaire)
- 16 - épanchages péglaciaires de blocs et cailloutis quartzeux (Quaternaire)
- 20 - éboulis et formations résiduelles associées (Quaternaire)
- 23 - formations résiduelles des surfaces calcaires (terre des causses) (Quaternaire)
- 30 - basaltes des appareils volcaniques dispersés (Mio-Plio-Quaternaire)
- 135 - brèches basaltique - formation basaltique sous-marine du Jurassique (Jurassique moyen)
- 142 - grès rouges de base (Eocène supérieur - Oligocène inférieur)
- 143 - calcaires blancs ou rosés à débris de polyptères, Nérinées et autres fossiles, rares horizons dolomitiques vers la base, passée de calcaires argileux et marnes laguno-lacustres - Domaine des Grands Causses (Tithonien)
- 144 - ensemble irrégulièrement dolomitisé de calcaires à caractère réclial - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 145 - passées de calcaires sublithographiques blancs ou rosés - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 146 - dolomie grise peu liée avec quelques rares niveaux de calcaires récliaux - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 147 - ensemble de gros bancs calcaires ou de calcaires en plaquettes irrégulièrement dolomitisé - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 148 - dolomie - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 149 - calcaires blancs en gros bancs ou en plaquettes sublithographiques à tubes de Serpules, lamellibranches et brachiopodes - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 150 - ensemble de gros bancs calcaires irrégulièrement dolomitisé - Causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 151 - dolomie - Causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 152 - ensemble principalement dolomitique parfois terminé par de gros bancs calcaires - Causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 153 - dolomie - Causse de Sévérac - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 154 - calcaires lithographiques, calcaires argileux - brèches intraformationnelles à cailloux noirs à la base - Causse de Sévérac - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien supérieur)
- 155 - calcaires partiellement dolomitisés - Domaine des Grands Causses (Kimmeridgien inférieur)
- 158 - dolomie du séquanien - Domaine des Grands Causses (Oxfordien supérieur (Séquanien))
- 159 - calcaires blancs massifs et marno-calcaires en plaquettes - Domaine des Grands Causses (Oxfordien supérieur (Séquanien))
- 160 - calcaire irrégulièrement dolomitisé du causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Oxfordien supérieur)
- 161 - dolomie du causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Oxfordien supérieur)
- 162 - ensemble monotone de calcaires en plaquettes du causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Oxfordien supérieur)
- 164 - ensemble irrégulièrement dolomitisé de calcaires blancs-gris - Domaine des Grands Causses (Oxfordien supérieur (Rauracien))
- 165 - dolomie - Domaine des Grands Causses (Oxfordien supérieur (Rauracien))
- 166 - calcaire blanc-gris, souvent marno-calcaires, sublithographiques - Domaine des Grands Causses (Oxfordien supérieur (Rauracien))
- 167 - calcaire gris-clair, argileux - Causse de Changefège - Domaine des Grands Causses (Oxfordien)
- 168 - ensemble de marne et marno-calcaire irrégulièrement dolomitisé - Domaine des Grands Causses (Callovien - Oxfordien)
- 169 - dolomie en minces bancs jaunâtres à débit en parallélépipèdes - Domaine des Grands causses (Callovien - Oxfordien)
- 171 - calcaire jaune cristallin - Causse de Changefège - Domaine des Grands Causses (Callovien)
- 172 - ensemble de calcaire blanc irrégulièrement dolomitisé - Causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Bathonien supérieur)
- 174 - Passées de calcaires blancs ou jaunâtres dans les dolomies grise caennaises - Causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Bathonien supérieur)
- 175 - Dolomie grise, caverneuse - Causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Bathonien inférieur)
- 178 - Calcaires blancs en plaquettes ou en gros bancs - Domaine des Grands Causses (Bathonien inférieur)
- 179 - calcaires irrégulièrement dolomitisés - Domaine des Grands Causses (Bathonien)
- 180 - dolomie - Causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Bathonien)
- 182 - dolomie cristalline rose à grise - Domaine des Grands Causses (Bajocien supérieur)
- 183 - calcaires irrégulièrement dolomitisés - Causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Bajocien inférieur)
- 184 - dolomie - Causse de Sauveterre - Domaine des Grands Causses (Bajocien inférieur)
- 188 - calcaires cochlithiques et dolomies blanches à roses - Domaine des Grands Causses (Bajocien)
- 189 - calcaire noduleux jaunâtre et bancs marnes grisâtres - Domaine des Grands Causses (Aalénien)
- 190 - calcaires noduleux gris à cancellophycus - Causse de Sévérac - Domaine des Grands Causses (Aalénien)
- 192 - marnes noires à gris-bleu, "schistes cartons" à la base - Domaine des Grands Causses (Toarcien)
- 197 - marnes grises et calcaires argileux - Domaine des Grands Causses (Pliensbachien supérieur (Domérien))
- 200 - calcaires argileux; calcaires à entroques; dolomies saccharoïdes à gravelles dolomitiques et grains de quartz - Domaine des Grands Causses (Sinemurien supérieur - Pliensbachien)
- 204 - dolomie et calcaires dolomitiques finement liés à débit feuilleté avec intercalations marnuses; abondance de "mud-cracks" et de niveaux bréchiques - Domaine des Grands Causses (Hettangien supérieur - Sinemurien inférieur)
- 210 - dolomies cristallines en gros bancs; calcaires et dolomies en petits bancs ondulés; dolomie cristallines plus ou moins chargées en grains de quartz - Domaine des Grands Causses (Hettangien inférieur)
- 214 - grès arkosique d'âge incertain (Trias - Hettangien)
- 245 - corréennes - Métamorphisme de contact - Domaine des Cévennes cristallines (Cambrien inférieur)
- 250 - quartzite blanc - Domaine des Cévennes cristallines (Ordovicien inférieur)
- 251 - quartz graphique - Domaine des Cévennes cristallines (Ordovicien inférieur)
- 254 - gneiss albitique - Domaine des Cévennes cristallines (Ordovicien inférieur)
- 255 - micaschiste riche en ocellés d'albite - Domaine des Cévennes cristallines (Ordovicien inférieur)
- 257 - micaschiste noir à grenats - Domaine des Cévennes cristallines (Ordovicien inférieur)
- 258 - micaschiste noir - Domaine des Cévennes cristallines (Ordovicien inférieur)
- 259 - micaschiste quartzo-feldspathique - Domaine des Cévennes cristallines (Cambrien inférieur)
- 263 - cipolin et épidote à phyllites rubanés, niveau gréséo-carbonatés - Domaine des Cévennes cristallines (Cambrien moyen - Cambrien supérieur)
- 265 - micaschiste quartzeux - Domaine des Cévennes cristallines (Cambrien moyen - Cambrien supérieur)
- 268 - quartzite indifférencié - Domaine des Cévennes cristallines - (Cambrien - Ordovicien)
- 300 - méta-conglomérat
- 327 - adamelite à biotite-cordérite - Massif des Laudies
- 328 - leucogranite à muscovite et biotite subordonnée
- 329 - granite porphyroïde de Rabeyral - Massif du Mont Lozère
- 330 - granite porphyroïde calco-alcalin à biotite du Pont de Montvert et de la Borne - Massif du Mont Lozère
- 331 - leucogranite à biotite dominante et muscovite - Massif du Mont Lozère
- 332 - granite porphyroïde des Bondons - Massif du Mont Lozère
- 333 - granite porphyroïde - Massif de l'Aigoual et du Saint Guiral - Liron
- 334 - enclave de schiste dans les granites
- 339 - filons de lamprophyres
- 341 - filons de microgranites
- 343 - filons de quartz minéralisés (bérylène par exemple)
- 344 - filons de quartz
- 347 - filons granitiques

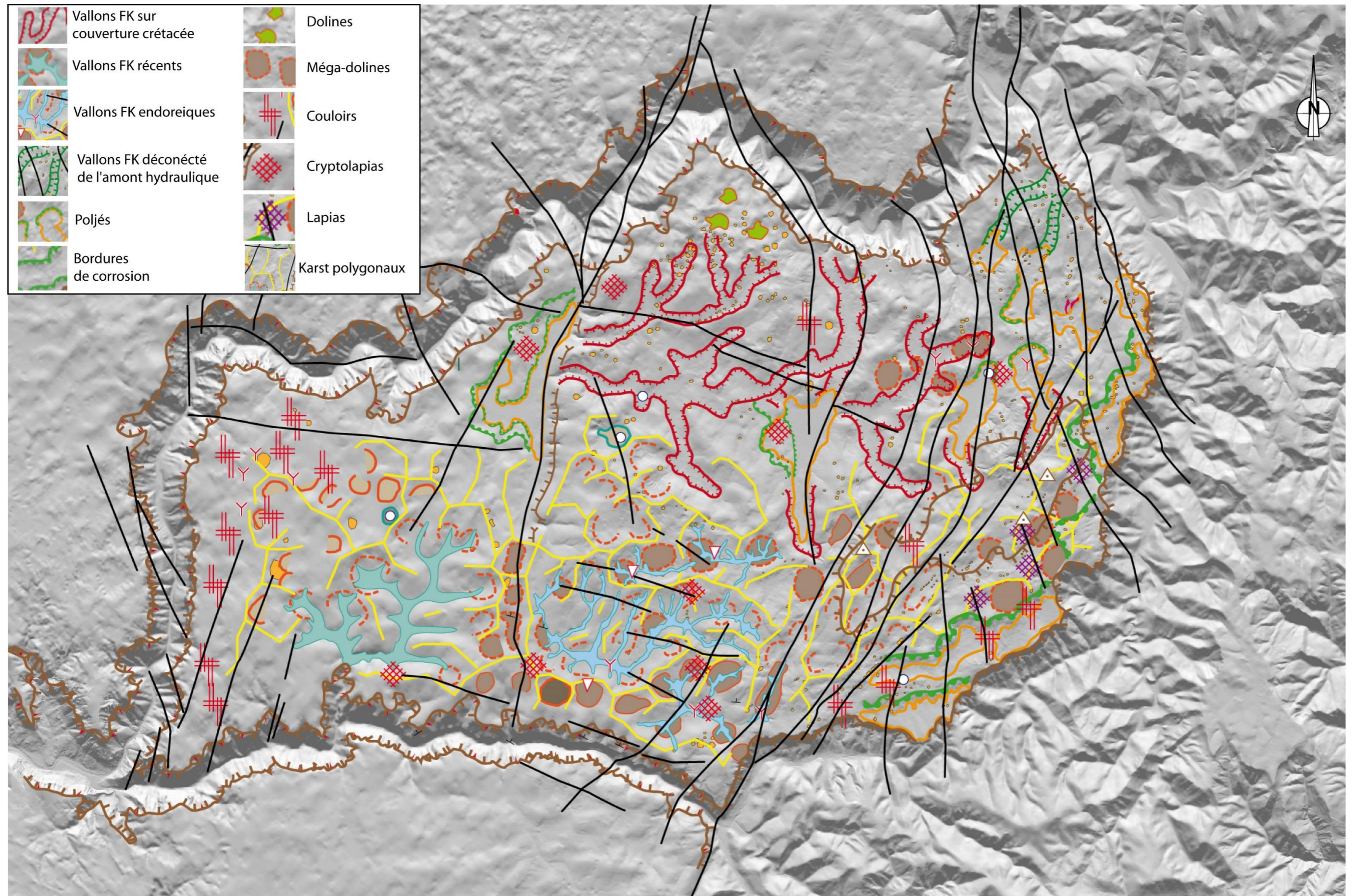
Annexe 3

Carte géomorphologique - Formations superficielles



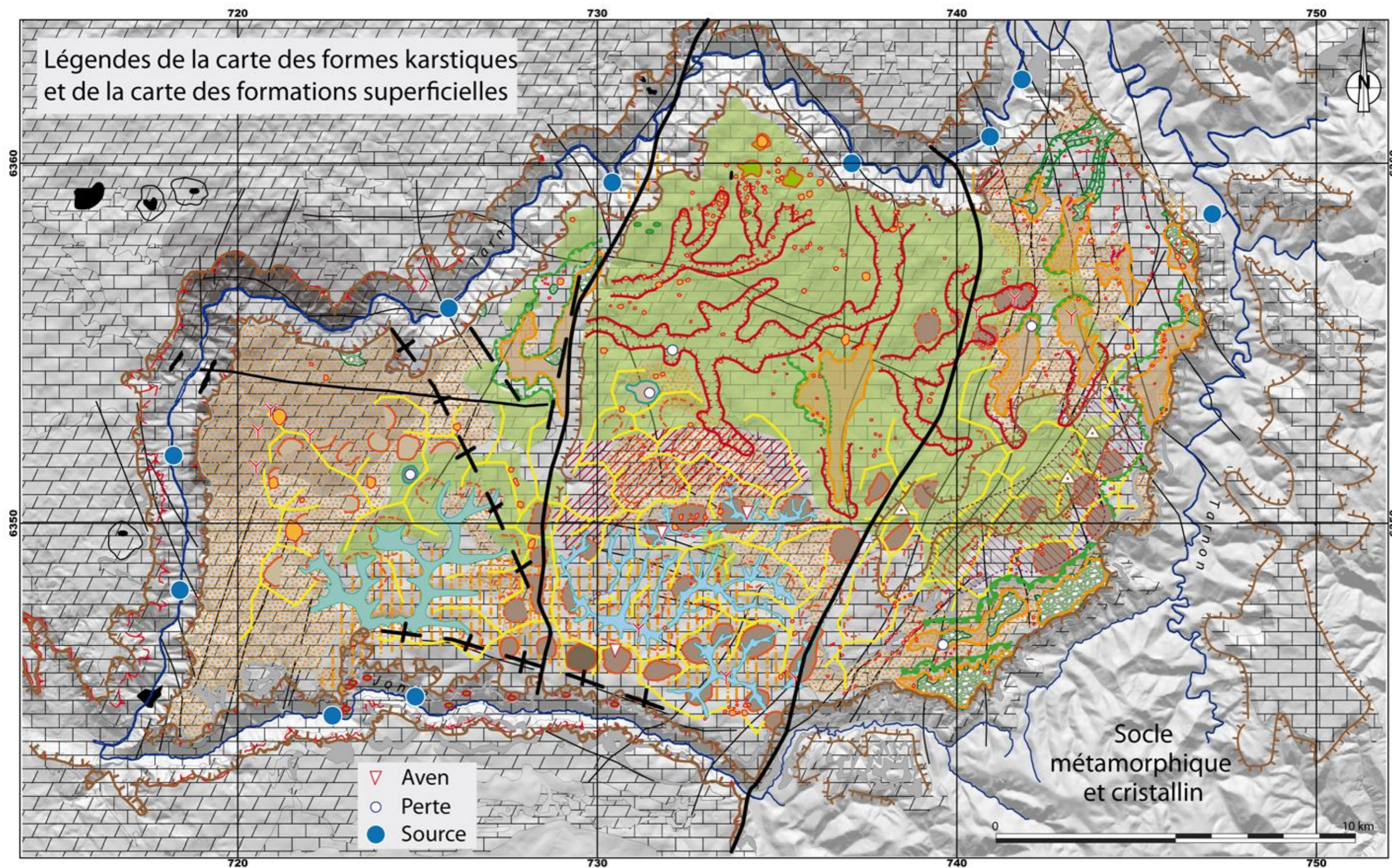
Annexe 4

Carte géomorphologique – Géomorphologies karstiques



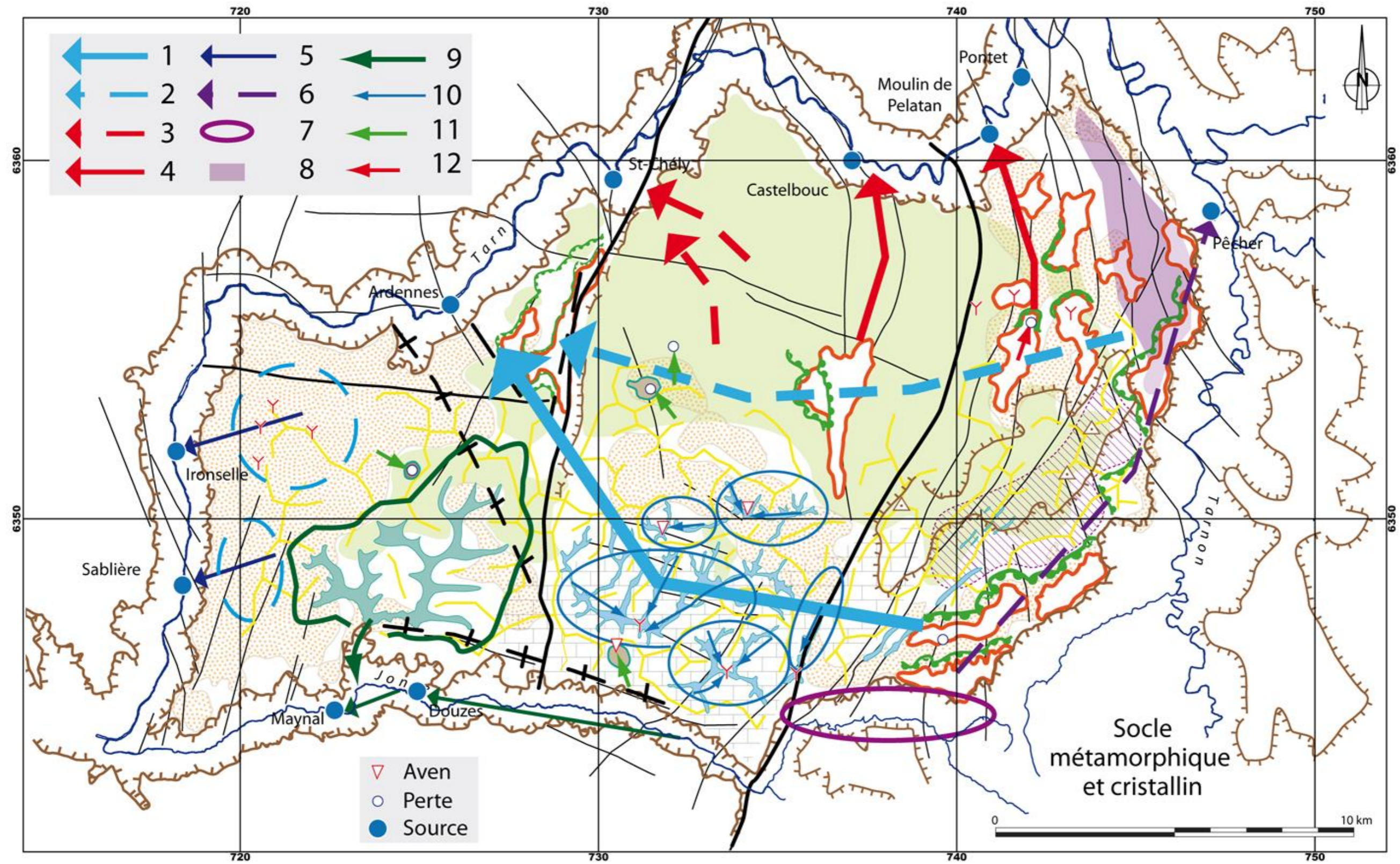
Annexe 5

Carte géomorphologique des formes et formations



Annexe 6

Carte des relations entre les chemins de drainage et les zones d'infiltration concentrées (recharge)



Légende : Formes rouges : poljés ; Cercles bleus : dépressions endoréiques ; Forme verte : bassin versant de la Bastide ; Cercles bleus en pointillés : infiltration diffuse dans les canaux ; Cercle violet : zone de paléo-perdes à l'origine du chemin de drainage vers le site du Pêcher ; 1 : Drainage poljés de contact surface S3 ; 2 : Drainage du dispositif dinarique de poljés en escalier ; 3 : Drainage conquérant des secteurs couverts et à vallons fluvio-karstiques en voie de démantèlement ; 4 : Drainage capturant le bassin d'alimentation des paléo-poljés du dispositif dinarique : voir légende figure précédente ; 7 : Zone potentielle de paléo-perde alimentant le réservoir hettangien sortant à la source du Pêcher ; 8 : Zone potentielle d'alimentation en direction de la source du Pêcher ; 9 : Raccordement du vallon perché de la Bastide à l'épaule de la Jonte à 750 m ; 10 : Drainage en surface des zones endoréiques ; 11 : Infiltration concentrée locale (pertes) ; 12 : Infiltration fortement concentrée (pertes de poljés)



Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009

45060 – Orléans Cedex 2 – France

Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Occitanie

1039 rue de Pinville

34000 – Montpellier – France

Tél. : 04 67 15 79 80